

Geologisches Jahrbuch Hessen

(Bis 1975 Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden)

Band 104

Mit 53 Abbildungen, 18 Tabellen, 19 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1976

Geol. Jb. Hessen

104

328 S.

53 Abb.

18 Tab.

19 Taf.

1 Bild

Wiesbaden 1976

Geologisches Jahrbuch Hessen

(Bis 1975 Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden)

Band 104

Mit 53 Abbildungen, 18 Tabellen, 19 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1976

Geol. Jb. Hessen	104	328 S.	53 Abb.	18 Tab.	19 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1976
------------------	-----	--------	---------	---------	---------	--------	----------------

Mit der Schriftleitung beauftragt:

Dr. ARNOLD RABIEN, ALBERT KARSCHNY

Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Herstellung: Wiesbadener Graphische Betriebe GmbH, Wiesbaden

Inhaltsverzeichnis

ANDERLE, HANS-JÜRGEN: Der Südrand des Rhenocherzynykums im Taunus. Vorläufige Mitteilung der Ergebnisse tektonischer Untersuchungen	279
BARANYI, ISTVAN, & LIPPOLT, HANS JOACHIM: Der permische Natron-Keratophyr von Roßdorf im nördlichen Odenwald . . .	167
BÖKE, ECKHARD: Schichtenausbildung und Lagerungsverhältnisse am Ostrande des nördlichen Oberrheingrabens bei Neu-Isenburg (Hessen). Mit 2 Abbildungen	225
BUSSE, ERWIN: Eine Napfschnecke (Gastropoda, Cyclobranchia, Patellacea) im Oberen Muschelkalk (Mittlere Ceratitenschichten/Ladin) Niederhessens. Mit Tafel 1	5
HENTSCHEL, GERHARD, & SCHRICKE, WILLI: Offretit von Geilshausen (Vogelsberg, Hessen). Mit 1 Tabelle und Tafel 17 . . .	173
HERZBERG, ANNEELIES: Hessisches Geologisches Schrifttum 1975 mit Nachträgen aus den Jahren 1967 bis 1974	287
KÜMMERLE, EBERHARD: Zur Geologie und Geschichte der Bad Nauheimer Sprudel. Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle	253
KUTSCHER, FRITZ: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 42. Die Crinoideen-Arten des Hunsrückschiefers	9
KUTSCHER, FRITZ: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 43. Die Asterozoen des Hunsrückschiefers	25
LEYDECKER, GÜNTER: Der Gebirgsschlag vom 23. 6. 1975 im Kalibergbaugebiet des Werratal. Mit 2 Abbildungen	271
MAGGETTI, MARINO, & NICKEL, ERWIN: Konvergenzen zwischen Metamorphen und Magmatiten (Beispiele aus dem Problemkreis basischer und intermediärer Gesteine). Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwaldgneisen VIII. Mit 2 Abbildungen und den Tafeln 9—16 . . .	147
MATTHES, GEORG: WILHELM WAGNER †. Mit 1 Bild	285
NÖRING, FRIEDRICH: Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1975 (1. 1.—31. 12. 1975)	303
PICKEL, HANS-JÜRGEN, & WIEGAND, KLAUS: Ein neues Salzwasservorkommen im Stadtgebiet von Gießen (Mittelhessen) . . .	245

RAMBOW, DIETRICH: Profile durch den Mittleren Buntsandstein an der Ostflanke des nordhessischen Teilbeckens (Gebiet östlich Kassel). Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und Tafel 19 . . .	43
RAMBOW, DIETRICH: Der Altmorschen-Lichtenauer Graben im Gebiet Retterode (Nordhessen). Mit 1 Abbildung	177
RAMBOW, DIETRICH: Die Westfortsetzung des Grabens von Wickenrode (Nordhessen). Mit 1 Abbildung	181
SCHAUMBERG, GÜNTHER: Über ein gut erhaltenes dermales Schädeldach von <i>Platysomus striatus</i> AGASSIZ (Palaeonisciformes, Actinopterygii, Osteichthyes) aus dem Kupferschiefer von Richelsdorf (Perm, Hessen). Mit 2 Abbildungen und Tafel 2	39
SCHEER, HANS-DIETER: Die pleistozänen Flußterrassen in der östlichen Mainebene. Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle	61
STENGEL-RUTKOWSKI, WITIGO: Idsteiner Senke und Limburger Becken im Licht neuer Bohrerergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 9 Abbildungen und 2 Tabellen	183
STENGEL-RUTKOWSKI, WITIGO: Ergebnisse von Abflußmessungen im Krofdorfer Forst (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen	233
TABORSZKY, FRANZ KARL: Gesichtspunkte zur Petrogenese des Odenwaldes. Mit 1 Abbildung	161
THEWS, JOE-DIETRICH, & ZAKOSEK, HEINRICH: Ein Quartärprofil südwestlich vom Forsthaus Elz (Kreis Limburg-Weilburg). Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und Tafel 18	57
ZAKOSEK, HEINRICH: Über das Alter des Rheintal-Tschernosems und der würmeiszeitlichen Humuszonen in der Ziegeleigrube Wallertheim (Rheinhessen)	51
ZAKOSEK, HEINRICH: Ein Quartärprofil aus der ehemaligen Ziegelei Camberg. Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle	53
ZURBRIGGEN, BERNHARD: Synorogene Gesteinsbildung im Raume der Neunkircher Höhe (Bergsträßer Odenwald). Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwaldgneisen V. Mit 19 Abbildungen, 8 Tabellen und den Tafeln 3—8	87
Bohrprobenlager Villmar-Aumenau	321

Eine Napfschnecke (Gastropoda, Cyclobranchia, Patellacea) im Oberen Muschelkalk (Mittlere Ceratitenschichten/Ladin) Niederhessens

Von

ERWIN BUSSE*

Mit Tafel 1

Bei langjährigen Untersuchungen im Muschelkalk Niederhessens fanden sich gelegentlich seltene Fossilien, die z. T. als Problematica zu betrachten oder auch systematisch nur grob zu bestimmen sind. Dazu gehört ebenfalls die unten beschriebene kleine, einem Ceratiten aufsitzende Molluskenschale. — In den Jahren 1973/75 wurden am Gymnasium Hessisch-Lichtenau, am Großen Berg (TK 25, Bl. 4824 Hess.-Lichtenau), Erweiterungen durchgeführt und dabei Schichten der *pulcher-* bis *spinosus-*Zone der Ceratitenschichten aufgeschlossen. Verf. fand hier im Frühjahr 1975 einen mäßig erhaltenen Ceratiten aus der Verwandtschaft des *Ceratites evolutus* (Mittlere Ceratitenschichten) mit dem aufsitzenden, nur 4 mm großen Fossil. Verf. nimmt an, daß es sich bei der kleinen Schale um eine Napfschnecke (Patellacea) handelt.

Verbreitung der Patellacea in der Mitteltrias (Anis-Ladin)

Über erste Funde von Patellacea im germanischen Muschelkalk Oberschlesiens berichten AHLBURG (1906) und ASSMANN (1924). Auch SCHMIDT (1928, 1938) erwähnt nur diese Vorkommen. Aus anderen Bereichen des germanischen Muschelkalks war das Auftreten von Patellacea bis heute nicht bekannt.

Im ober-schlesischen Muschelkalk fand AHLBURG (1906) im „Oberen Dolomit“ „cf. *Patella crateriformis* KITTL“ und ASSMANN (1924, 1937) beschrieb „*Scurria tenuistriata* n. sp.“ aus dem „erzführenden Dolomit“. Beide Vorkommen liegen aber im Unteren Muschelkalk (= mu; Anis), während das hier betrachtete Exemplar aus Oberem Muschelkalk = mo = Mittlere Ceratitenschichten (Ladin) geborgen wurde. — Aus dem alpinen Ladin führt DIENER (1926) eine Anzahl Genera der

* Dr. h.c. E. BUSSE, Mittelbinger 6, 3500 Kassel-Ki.

Subordo Cyclobranchia auf: *Acmaea*, *Lapetopsis*, *Palaeacmaea*, *Patella* und *Scurria*, von denen *Patella* mit mehreren Arten vertreten ist. Die Abgrenzung dieser verschiedenen Gattungen gegen einander ist, wie aus der Literatur ersichtlich, nicht immer leicht. — Von den aus Oberschlesien genannten Arten lagen AHLBURG 1 Steinkern von „cf. *Patella crateriformis*“ und ASSMANN 2 Exemplare von „*Scurria tenuistriata*“ vor. — Im alpinen Ladin sind einige Arten etwas häufiger (BROILL 1907), die meisten selten.

Seit DIENER (1926) hat sich nun die systematische Einordnung der Fossilien — hier speziell der Patellacea — dadurch wesentlich geändert, daß die Systematik bei der Bestimmung hauptsächlich von der Ausbildung der Weichteile (Organe) rezenter Vertreter ausgeht und rückblickend die fossilen Formen einzugliedern versucht. Gemäß der neuen Systematik (Treatise on Invertebrate Paleontology, Part I, Mollusca 1, 1960) und der dadurch bedingten Änderung des Begriffsinhalts bei Gattungen usw. sind keine der von DIENER angeführten Genera in der Mitteltrias vertreten. Die Zitate aus älterer Literatur besitzen deshalb nur noch historischen Wert.

Beschreibung

Länge der Schale 4 mm, Gehäuse relativ niedrig, Wirbel subzentral, nach vorn gerückt, Abfall vor dem Wirbel (Apex) konkav, hinter dem Wirbel flach, kaum konvex. Feine konzentrische Anwachsstreifen und zarte, gerade radiale Rippen, auf den Vergitterungen feine Knötchen. Der Umriss ist annähernd oval, jedoch auf der rechten Seite durch eine Einbuchtung und links durch eine schwache Ausbuchtung etwas „deformiert“ — wohl durch die Eigenart des Aufwachsens oder die Projizierung der kleinen Schale auf den Ceratitensteinkern zu erklären. — Die Ausbildung der Innenschale ist nicht bekannt. Ein Schlitz wie bei den ähnlichen Fissurellidae ist nicht vorhanden.

Verwandtschaft: Auf den ersten Blick ähnelt unser Fossil einer kleinen *Placunopsis* (Lamellibranchiata). *Placunopsis* unterscheidet sich jedoch u. a. durch fehlende oder abweichende Skulptur und durch das Fehlen eines Wirbels. Auch der Brachiopod *Orbiculoidea*, wie *Placunopsis* zu den Epöken gehörend, besitzt nur Anwachsstreifung und keine Radialskulptur. Eine entfernte Ähnlichkeit besteht mit einer embryonalen Schale von *Philippiella noetlingi* FRECH (Lamellibranchiata), die ebenfalls konzentrische und radiale Skulptur mit kleinen Knötchen auf den Vergitterungspunkten, aber keinen Wirbel aufweist. — Dagegen ist die Ähnlichkeit mit den Patellacea unverkennbar; am ehesten könnte wohl *Patella crateriformis* KRITTL zum Vergleich herangezogen werden. Doch bestehen auch dazu geringe Unterschiede in der Lage des Apex, im Umriss des Gehäuses und in der Skulptur.

Da an unserem Fossil die Innenschale nicht bekannt ist und etwa vorhandene Abdrücke von Weichteilen, z. B. ein Haftmuskeleindruck, auf dieser nicht festgestellt werden können, bleibt die Zuteilung zu einer bestimmten Gattung oder gar einer Art ungewiß. Die äußeren Merkmale allein reichen hierzu nicht aus. Da es sich aber nach der Außenschale um eine Napschnecke handelt, wird das Fossil vom Verfasser als Patellacea fam., gen. et sp. indet. bestimmt. Damit dürfte der erste Nachweis von Patellacea im germanischen Oberen Muschelkalk (Ladin) erbracht sein.

Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1906): Die Trias im südlichen Oberschlesien. — Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **50**: 1—163; Berlin.
- ASSMANN, P. (1924): Die Gastropoden der oberschlesischen Trias. — Jb. preuß. geol. L.-Anst. [f. 1923], **44**: 1—50, 3 Taf.; Berlin.
- (1937): Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., **170**: 1—134; Berlin.
- BÖHM, J. (1895): Die Gastropoden des Marmolatakalkes. — Palaeontographica, **42**: 1—308; Stuttgart.
- BROILI, F. (1907): Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Scaphopoden und Gastropoden. — Palaeontographica, **54**: 69—138; Stuttgart.
- DIENER, C. (1926): Fossilium Catalogus. I: Animalia. Glossophora triadica. — 1—242; Berlin.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. — Freiburger Forsch.-H., C **280**, Tl. I: 1—56, Tl. II: 1—71, Anlagen (= 12 Tab.); Leipzig.
- MÜLLER, A. H. (1960): Lehrbuch der Paläozoologie. **2** Invertebraten, Tl. **2** Mollusca **2** — Arthropoda **1**. — 448 S.; Jena (VEB Fischer).
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. — 461 S.; Öhringen.
- (1938): Die Lebewelt unserer Trias. Nachtrag. — 144 S.; Öhringen.
- WENZ, W. (1938): Gastropoda. Tl. I: Allgemeiner Teil und Prosobranchia. — Handb. Paläozool., (1) **6** (1): VIII + 240 S., 471 Abb.; Berlin (Bornträger).

Manuskript eingegangen am 30. 10. 1975

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers

42. Die Crinoideen-Arten des Hunsrückschiefers

Von

FRITZ KUTSCHER*

Kurzfassung: Aus dem Hunsrückschiefer wurden 65 Arten von Crinoideen bestimmt. Zusammen mit den Asterozoen, bei denen bis jetzt 50 verschiedene Arten bekannt geworden sind, machen sie bald die Hälfte aller Tierarten des Hunsrückschiefers aus.

Die Artenlisten von FOLLMANN (1887) und JAEKEL (1895) erweiterte W. E. SCHMIDT um 40 neue Arten.

Abstract: 65 species of Crinoidea have been determined from the Hunsrueck shale. Asterozoa and Crinoidea, taken together, mean almost the majority of all Hunsrueck shale fossils.

W. E. SCHMIDT completed the schedule of species established by FOLLMANN (1887) and JAEKEL (1895).

Résumé: Jusq'aujourd'hui ont été déterminées 65 espèces de crinoïdes des Schistes du Hunsrueck. Ensemble avec les Astérides, dont 50 espèces ont été retrouvées, elles signifient presque la moitié de tous les fossiles des Schistes du Hunsrueck.

W. E. SCHMIDT a complété la liste des espèces de FOLLMANN (1887) et JAEKEL (1895) avec 40 nouvelles espèces.

Inhalt

1. Einleitung	10
2. Übersicht über die Literatur des Hunsrückschiefers mit Crinoideenhinweisen	10
3. Allgemeine Bemerkungen über die Crinoideen des Hunsrückschiefers	16
4. Der Charakter der Crinoideenfauna des Hunsrückschiefers innerhalb des rheinischen Unterdevons	16
5. Bemerkungen zu den Spezialarbeiten über die Crinoideenfauna des Hunsrückschiefers	17
6. Die Fossilisation der Hunsrückschiefer-Crinoideen	17
7. Die Präparation der Crinoideen	18
8. Die photographische Wiedergabe der Crinoideenplatten	18
9. Die Crinoideen-Arten des Hunsrückschiefers (Liste)	19
10. Zusammenfassung	20
11. Schriftenverzeichnis	20

* Prof. Dr. F. KUTSCHER, Diplom-Geologe, Regerstraße 25, 6200 Wiesbaden.

1. Einleitung

Unter den Fossilfunden des Hunsrückschiefers stehen die Echinodermen seit jeher an erster Stelle. Dies veranlaßte mich, diese Tiergruppe in ökologischer Hinsicht (KUTSCHER 1970) zu behandeln. Schon die erste Faunenbeschreibung durch ROEMER (1862—1864) befaßte sich mit Crinoideen und Asterozoen (KUTSCHER 1969). Diese Fossilien waren es auch, die als begehrte Fundstücke in die Museen gelangten.

Die Crinoideenvorkommen des Hunsrückschiefers sind im folgenden näher beschrieben und vollständig erfaßt worden.

An dieser Stelle sei besonders W. E. SCHMIDT gedacht, der in zwei Monographien (1934, 1941) die Crinoideen des rheinischen Devons, besonders des Hunsrückschiefers beschrieben hat.

2. Übersicht über die Literatur des Hunsrückschiefers mit Crinoideenhinweisen

1862—1864 ROEMER, Asteriden und Crinoiden

S. 149—152: *Cyathocrinus gracilior* n. sp. und *Poteriocrinus nanus* n. sp. werden beschrieben.

1880 KOCH, Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten

S. 208: Aus dem Hunsrückschiefer von Caub und der Grube Wisperstein wird *Cyathocrinus pinnatus* (GOLDFUSS) angeführt.

1887 FOLLMANN, Unterdevonische Crinoiden

S. 113—138: Es sind folgende Arten aus dem Hunsrückschiefer behandelt:

Triacrinus elongatus n. sp.

Poteriocrinus nanus F. ROEMER

Calycanthocrinus decadactylus n. sp.

Poteriocrinus zaeiformis SCHULTZE

Taxocrinus Stürtzii n. sp.

Codiocrinus Schultzei n. sp.

? *Taxocrinus Grebei* n. sp.

1889 F. v. SANDBERGER, Über die Entwicklung der unteren Abtheilung

S. 19: *Poteriocrinus nanus* F. ROEMER auf der Grube Wilhelm; *Cyathocrinus gracilior* F. ROEMER, Espenschied, Derscheid, Grube Wilhelm im Wispertal; *Ctenocrinus? decadactylus* GOLDFUSS, ebenda. S. 103, Kriniten des Rhipidophyllen-Schiefers.

1895 JAEKEL, Beiträge zur Kenntnis der palaeozoischen Crinoiden

S. 3—116: Folgende Arten aus dem Hunsrückschiefer werden behandelt:

Acanthocrinus rex n. sp.

Parisocrinus zaeiformis (L. SCHULTZE)

Ctenocrinus gracilis n. sp.

FOLLMANN

Macarocrinus Springeri n. sp.

Homocrinus Kayseri n. sp.

Culicocrinus spinatus n. sp.

Bactrocrinus nanus F. ROEMER

Triacrinus elongatus FOLLMANN

Hapalocrinus elegans n. sp.

Calycanthocrinus decadactylus FOLLMANN

Agriocrinus Frechi n. sp.

Cyathocrinus Grebei FOLLMANN

Agriocrinus gracilior F. ROEMER

Cyathocrinus Goldbecki n. sp.

Agriocrinus inermis n. sp.

Codiocrinus Schultzei FOLLMANN

Thallocrinus Hauchecornei n. sp.

1896 FUCHS, Zur Geologie der Loreleigegend

S. 45: Von Kaub beschrieb JAEKEL *Acanthocrinus rex*. FUCHS fand diese Species auf der Grube Vogelsang am Eckert bei Weisel (Sauerthal).

1899 FUCHS, Das Unterdevon der Loreleigegend

S. 10: Die bei Gemünden und Bundenbach so reich vertretenen und seit langem bekannten Asteroiden und Crinoiden fehlen auf der rechten Rheinseite fast ganz; nur SANDBERGER erwähnt Bruchstücke einiger Crinoiden von verschiedenen Fundorten.

1897—1902 FRECH, *Lethaea geognostica*

S. 145—146: Unter den Crinoiden ist die sonst häufige Cladocrinoidengattung *Ctenocrinus* nur spärlich vertreten (*Ct. gracilis* JAEKEL). Bezeichnend sind *Acanthocrinus* (mit dem großen, schönen *A. rex* JAEKEL), *Culicocrinus* (*C. spinatus* JAEKEL) und *Carpocrinus* (*C. Springeri* JAEKEL). Zu den Pentacrinoiden gehören die verhältnismäßig häufigen Arten *Triacrinus elongatus* FOLLMANN, *Parisocrinus zaeiformis* FOLLMANN, ferner *Calycanthocrinus decadactylus* FOLLMANN und *Cyathocrinus Grebei* FOLLMANN, *Codiocrinus Schultzei* FOLLMANN, *Bactrocrinus nanus* F. ROEMER und *Homocrinus Kayseri*. Bemerkenswert ist die erste Entfaltung der Costata: *Hapalocrinus gracilis* JAEKEL, *H. (Agriocrinus) Frechi* JAEKEL, *H. Hauchecornei* JAEKEL.

1905 W. E. SCHMIDT, Der oberste Lenneschiefer

S. 544—546: *Rhenocrinus ramosissimus* JAEKEL wird beschrieben.

1915 W. E. SCHMIDT, *Arthroacantha* H. S. WILLIAMS = *Platyhexacrinus* W. E. SCHMIDT

S. 123—124: *Arthroacantha eupelmatus* n.sp. aus den Hunsrückschiefern von Bundenbach, Birkenfeld.

1921 JAEKEL, Phylogenie und System der Palmatozoa

S. 59: Familie Rhenocrinidae. *Rhenocrinus* JKL., Unterdevon, Bundenbach. Genotyp: *Rhenocrinus ramosus* n.sp., Fig. 51.

1922 EHRENBERG, Über eingerollte Palmatozoenstiele

S. 277—280: Unter anderem werden die Stiele von *Acanthocrinus rex* JAEKEL und *Thallocrinus Hauchecornei* JAEKEL behandelt.

1922 HAARMANN, Die Botryocriniden und Lophocriniden des rheinischen Devons

S. 35—41: Die Gattung *Rhenocrinus* und die Art *Rhenocrinus ramosissimus* W. E. SCHMIDT werden behandelt.

1924 ABEL, Lehrbuch der Paläozoologie

S. 271: Fig. 401. *Rhenocrinus ramosus* JAEKEL aus dem Unterdevon von Gemünden, Rheinland. Zu beachten ist die lange Analröhre und die schwache Verzweigung der Arme.

1928 SEITZ & GOTHAN, Paläontologisches Praktikum

S. 57: Abb. 12. *Acanthocrinus rex* JAEKEL.

1929 EHRENBERG, Palmatozoan root-forms

S. 25—26: Beispiel für Pyramidenwurzeln ist *Acanthocrinus rex* (Abb. 15).

1929 KLÄHN, Die Bedeutung der Seelilien und Seesterne

S. 287—302: *Agriocrinus inermis* wird bei einer ausgesprochen einseitigen Wasserbewegung im Sediment eingelagert. Auf eine zeitweilige Kleinströmung weisen auch Vorkommen von *Triacrinus elongatus* FOLLMANN hin.

1930 R. v. KOENIGSWALD, Die Arten der Einregelung im Sediment

S. 338—360: Die Einlagerung der Bundenbacher Seelilien wird in unregelmäßig und geregelt eingelagerte Seelilien gegliedert. Abgebildet werden Stücke von *Triacrinus* und *Eutaxocrinus*.

1930 R. v. KOENIGSWALD, Die Fauna des Bundenbacher Schiefers

S. 241—247: Mehr als neun Zehntel aller Bundenbacher Fossilfunde sind Seesterne und Seelilien. Der überaus große Anteil dürfte sekundärer Art sein und im physikalischen Verhalten zu den verfrachtenden Meeresströmungen zu suchen sein.

1931 KUTSCHER, Zur Entstehung des Hunsrückschiefers

S. 207—209: Folgende Crinoideenarten sind zur Zeit bekannt:

<i>Triacrinus elongatus</i> FOLLMANN	<i>Parisocrinus zaeiformis</i> FOLLMANN
<i>Calycanthocrinus decadactylus</i> FOLLMANN	<i>Codiocrinus schultzei</i> FOLLMANN
<i>Hapalocrinus elegans</i> JAEKEL	<i>Rhenocrinus ramosissimus</i> W. E. SCHMIDT
<i>Hapalocrinus frechi</i> JAEKEL	<i>Botryocrinus</i> n.sp. a und n.sp. b.
<i>Hapalocrinus hauchecornei</i> JAEKEL	W. E. SCHMIDT
<i>Hapalocrinus inermis</i> JAEKEL	<i>Arthroacantha eupelmatus</i> W. E. SCHMIDT
<i>Lasiocrinus kayseri</i> JAEKEL	<i>Culicocrinus spinatus</i> JAEKEL
<i>Cyathocrinus goldbecki</i> JAEKEL	<i>Macarocrinus springeri</i> JAEKEL
<i>Cyathocrinus grebei</i> FOLLMANN	<i>Acanthocrinus rex</i> JAEKEL
	<i>Eutaxocrinus stürzti</i> FOLLMANN

1931 OPITZ, Aus der Urgeschichte des Hunsrückbodens

S. 55—62: Es werden *Eutaxocrinus Stürtzi*, *Agriocrinus gracilior*, *Calycanthocrinus decadactylus*, *Agriocrinus Frechi*, *Thallocrinus Hauchecornei*, *Pisocrinus angelus* und *Hexacrinus spinosa* abgebildet.

1931 OPITZ, Seelilien aus den Dachschiefen des Hunsrücks

S. 163—168: Abgebildet werden: *Agriocrinus frechi* JAEKEL (Gruppe), *Thallocrinus hauchecornei* JAEKEL, *Codiocrinus schultzei* FOLLMANN.

1932 OPITZ, Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes

S. 111: OPITZ führt folgende Seelilienarten aus den heimischen Dachschiefen an:

<i>Agriocrinus gracilior</i> JAEKEL	<i>Hapalocrinus elegans</i> JAEKEL
<i>Agriocrinus frechi</i> JAEKEL	<i>Hexacrinus spinosus</i> MILLER
<i>Agriocrinus inermis</i> JAEKEL	<i>Macarocrinus springeri</i> JAEKEL
<i>Bactrocrinus nanus</i> JAEKEL	<i>Parisocrinus zeeiformis</i> JAEKEL
<i>Calycanthocrinus decadactylus</i> FOLLMANN	<i>Rhenocrinus ramosissimus</i> W. E. SCHMIDT
<i>Codiocrinus schultzei</i> FOLLMANN	<i>Taxocrinus stürtzii</i> FOLLMANN
<i>Cyathocrinus goldbecki</i> JAEKEL	<i>Talocrinus hauchecornei</i> JAEKEL
<i>Cyathocrinus grebei</i> JAEKEL	<i>Triacrinus elongatus</i> FOLLMANN

Die in den Abb. 76, 91, 94, 97, 99, 106 und 109 dargestellten Arten sind nach der Meinung von OPITZ noch unbeschriebene Species.

1933 KUHN, Die unterdevonischen Schiefer von Bundenbach

S. 127: Seelilie (*Codiocrinus*).

1934 LÖRCHER, Die Bundenbacher Schiefer

S. 303—304: Abb. 3, eine Seelilie (*Calycanthocrinus decadactylus*) aus den Dachschiefen des Hunsrücks. Abb. 4, Seelilie (*Eutaxocrinus Stürtzi*) aus den Dachschiefen des Hunsrücks.

1934 OPITZ, Aufbereitung von Versteinerungen

S. 86: Freilegung der Seelilie *Eutaxocrinus stürtzii* aus dem Dachschiefer von Bundenbach.

1934 W. E. SCHMIDT, Die Crinoideen des Rheinischen Devons. I. Teil

S. 1—149: W. E. SCHMIDT schreibt eine Monographie der Crinoideen des Hunsrückschiefers. Er beschreibt 13 Familien, 30 Gattungen und 58 Arten, von denen er die meisten neu aufgestellt hat. Siehe Liste in Kap. 9.

1935 OPITZ, Lebensbilder aus dem Hunsrückschiefer-See

S. 504—509: Eine Seelilien-Gruppe mit *Hapalocrinus frechi* JAEKEL wird abgebildet. In einem Aquarium des Hunsrückschiefer-Meeres werden *Taxocrinus stürtzii*, *Codiocrinus schultzei*, *Triacrinus kutscheri* und *Calycanthocrinus decadactylus* GOLDFUSS dargestellt.

1935 OPITZ, Tektonische Untersuchungen

S. 235—236: Von der Grube Schiellenberg wurden *Taxocrinus stürtzii* und *Hexacrinus spinosus* (nach W. E. SCHMIDT wahrscheinlich *Ctenocrinus*) angeführt.

1936 DACQUÉ, Versteinertes Leben

S. 45, 71: Die Fossilien des Hunsrückschiefers sind als Schwefeleisen erhalten. Es wird eine Kolonie von *Imitatorocrinus* abgebildet.

1936 KUTSCHER, Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer

S. 223: Eine außerordentliche Verbreitung besitzen die Crinoideen. W. E. SCHMIDT (1934) hat über 50 Arten bekanntgemacht.

1937 W. M. LEHMANN, Neue Entdeckungen in alten Museumsschätzen

S. 567—571: Einige Durchleuchtungen von Crinoideen-Arten sind abgebildet.

1937 Die Röntgenlampe durchleuchtet Versteinerungen

S. 413—416: Auf S. 415 ist im unteren Teil *Gastrocrinus giganteus*, und zwar Oberflächenaufnahme (links) und Röntgenaufnahme (rechts), abgebildet.

1938 BASSLER, Pelmatozoa Palaeozoica

S. 31—193: Von folgenden Gattungen kommen Arten im Hunsrückschiefer vor:

<i>Acanthocrinus</i> ROEMER	<i>Gissocrinus</i> ANGELIN
<i>Antihomocrinus</i> SCHMIDT	<i>Hapalocrinus</i> JAEKEL
<i>Arthroacantha</i> WILLIAMS	<i>Hexacrinus</i> AUSTIN & AUSTIN

Bactrocrinus QUENSTEDT
Botriocrinus ANGELIN
Calycanthocrinus FOLLMANN
Codiocrinus SCHULTZE
Ctenocrinus BRONN
Culicocrinus MÜLLER
Cyttarocrinus GOLDRING
Diamenocrinus OEHLERT
Dicirrocrinus SCHMIDT
Eutaxocrinus SPRINGER
Follicrinus SCHMIDT
Gastrocrinus JAEKEL

Imitatorcrinus SCHMIDT
Lasiocrinus KIRK
Macarocrinus WACHSMUTH & SPRINGER
Parisangulocrinus SCHMIDT
Propoteroicrinus SCHMIDT
Pterinocrinus GOLDRING
Rhadinocrinus JAEKEL
Rhenocrinus JAEKEL
Senarioicrinus SCHMIDT
Taxocrinus PHILLIPS
Thallocrinus JAEKEL
Triacrinus MÜNSTER

1938 OPITZ, Schichtung, Schieferung und Lage

S. 238: *Dicirrocrinus comtus* W. E. SCHMIDT wird abgebildet.

1939 W. M. LEHMANN, Neue Beobachtungen an Versteinerungen

S. 3—8: Aus dem Hunsrückschiefer werden die neuen Arten *Parisangulocrinus schmidti* n.sp. und *Acanthocrinus lingenbachensis* n.sp. beschrieben.

1941 W. M. LEHMANN, Die Fauna des Hunsrückschiefers

S. 16—26: LEHMANN bildet folgende Crinoideenarten ab (Röntgenaufnahmen): *Thallocrinus procerus* W. E. SCHMIDT, *Imitatorcrinus gracilior* (F. ROEMER), *Taxocrinus stürzti* FOLLMANN, *Arthroacantha claviger* W. E. SCHMIDT.

1941 W. E. SCHMIDT, Die Crinoideen des Rheinischen Devons. II. Teil

S. 15—32: Ergänzung der Monographie der Crinoideen Teil I durch die Arten:

Triacrinus kutscheri n.sp.

Hapalocrinus penniger n.sp.

Hapalocrinus frechi (JAEKEL) var.

rarefurcata W. E. SCHMIDT

Hapalocrinus frechi (JAEKEL) var.

imbellis W. E. SCHMIDT

Hapalocrinus rauffi (W. E. SCHMIDT)

Thallocrinus acifer n.sp.

Parisangulocrinus schmidti

W. M. LEHMANN

Parisangulocrinus cucumis

W. E. SCHMIDT

Parisangulocrinus minax W. E. SCHMIDT

Parisangulocrinus zaeiformis FOLLMANN

Propoteroicrinus scopae W. E. SCHMIDT

Macarocrinus terfurcatus W. E. SCHMIDT

Acanthocrinus lingenbachensis

W. M. LEHMANN

1943 GUTHÖRL, Das Leben im Dachschiefermeer des Hunsrücks

S. 111: GUTHÖRL bildet einige Seelilien aus dem Hunsrückschiefer ab, ohne sie zu benennen.

1943 WANNER, Die Krinoiden des rheinischen Devons

S. 27—38: Die Crinoideen des Hunsrückschiefers werden charakterisiert. Abbildungen von *Rhenocrinus ramosissimus* W. E. SCHMIDT, *Acanthocrinus rex* JAEKEL, *Hapalocrinus frechi* JAEKEL, *Triacrinus elongatus* FOLLMANN aus dem Hunsrückschiefer werden gegeben.

1953 FATH, Bundenbach im Hunsrück und seine „Figuren“

S. 34—36: Titelbild. *Hapalocrinus elegans* JAEKEL im unterdevonischen Dachschiefer von Bundenbach. Abb. 6, *Taxocrinus Stürzti* FOLLMANN.

1953 UBAGHS, Classe des Crinoïdes

S. 728: Fig. 122. *Acanthocrinus rex* JAEKEL.

S. 734—765: Gattungen aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach werden erwähnt.

1955 LEHMANN, Beobachtungen und Röntgenuntersuchungen

S. 135—140: Verfasser untersucht einige Crinoideen aus dem Hunsrückschiefer: *Pterinocrinus ehrlicheri* n.sp. und *Diamenocrinus stellatus* JAEKEL von Bundenbach.

1955 ENGELS, Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons

S. 65—69: In den Fossilisten des Hunsrückschiefers sind *Acanthocrinus rex* oder ähnliche Formen aufgeführt.

1955 KLAGES, Die versteckten Fossilien von Bundenbach

S. 66—68: Abb. 2, Seelilien: *Agriocrinus gracilis* ROEMER, Bundenbach, und Abb. 6, Seelilie im Röntgenbild: *Taxocrinus*.

- 1956 W. M. LEHMANN, Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefern
S. 64—66: Fig. 3 zeigt die Röntgenaufnahme zweier schöner Exemplare von *Imitatorcinus gracilior* W. E. SCHMIDT, Fig. 4 eine Oberflächenaufnahme von *Pterinocrinus ehrlicheri* W. M. LEHMANN, Fig. 5 *Acanthocrinus lingenbachensis* W. M. LEHMANN.
- 1960 SEILACHER, Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer
S. 92—94: In einem Abschnitt ist die Einsteuerung von Seelilien behandelt. Bei Wasserströmung wird stets der Kelch in Stromrichtung zeigen.
- 1961 KUHN, Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer
S. 11—12: Allgemeine Bemerkungen über die Crinoideen. Vielfach findet man nur einzelne Teile. In den Bundenbacher Schiefen sind aber viele Individuen vollständig erhalten. S. 30, abgebildet sind *Agriocrinus frechi* JAEKEL, *Triacrinus elongatum* FOLLMANN, *Acanthocrinus rex* JAEKEL.
- 1963 MÜLLER, Lehrbuch der Palaeozoologie, 1. Allgemeine Grundlagen
S. 68: Abb. 51 u. 52, *Agriocrinus frechi* JAEKEL und *Triacrinus elongatus* FOLLMANN. In beiden Fällen ist der Stiel unmittelbar unterhalb der Krone geknickt.
- 1963 MÜLLER, Lehrbuch der Paläozoologie, II, 3. Teil, 2
S. 337: Abb. 452, *Acanthocrinus rex* JAEKEL. S. 352, Abb. 477 B, *Thallocrinus hauchecornei* JAEKEL. S. 366, Abb. 498, *Poteriocrinus nanus* ROEMER.
- 1963 KUTSCHER, Die Anwendung der Röntgentechnik
S. 82: Nachweis von Röntgenaufnahmen bei Crinoideen.
Acanthocrinus lingenbachensis LEHMANN *Parisocrinus schmidti* LEHMANN
Arthroacantha claviger W. E. SCHMIDT *Parisocrinus* sp.
Diamenocrinus stellatus JAEKEL *Pterocrinus ehrlicheri* LEHMANN
Hapalocrinus sp. *Taxocrinus stürzi* FOLLMANN
Imitatorcinus gracilior (F. ROEMER) *Thallocrinus procerus* W. E. SCHMIDT
- 1964 STÜRMER, Einige besondere Ergebnisse der Anwendung von Röntgenstrahlen
S. 23—24: Abb. 1, auf einer Bundenbacher Dachschieferplatte wurden durch Röntgenaufnahmen und Umkopieren mit dem Logetronographen neben *Parisocrinus* 2 feine Seelilien zum Vorschein gebracht.
- 1965 KUTSCHER, Die Vertreter der Klasse Blastoidea
S. 64: JAEKEL nimmt als gesichert an, daß die 4 Individuen von *Pentremitidea medusa* auf dem eingerollten Stielende von *Acanthocrinus rex* angesiedelt waren.
- 1966 KUTSCHER, *Acanthocrinus*-Arten im Hunsrückschiefer
S. 19—26: Im Hunsrückschiefer kommen vor: *Acanthocrinus rex* JAEKEL, *A. heroldi* W. E. SCHMIDT, *A. lingenbachensis* W. M. LEHMANN. Hier auch Nachweise bei CLOOS (1947, 1957), FUCHS (1907, 1930), KUTSCHER (1965), MÜLLER (1963), NÖRING (1939), PIVETEAU (1953), SOLLE (1951).
- 1967 KUTSCHER, Die museale Darstellung von Hunsrückschiefer-Fossilien
S. 66—75: Neben Lebensbildern aus dem Hunsrückschiefer wird auf das Hunsrückschiefer-Aquarium von OPITZ mit der Wiedergabe von *Taxocrinus*, *Codiocrinus*, *Triacrinus* und *Calycanthocrinus* hingewiesen.
- 1967 THEIS, Fossilien im Bundenbacher Schiefer
S. 11: In der Übersicht über die wichtigsten Fossilien aus dem Hunsrückschiefer werden folgende Arten genannt:
Agriocrinus frechi JAEKEL *Hapalocrinus elegans* JAEKEL
Agriocrinus gracilior ROEMER *Macarocrinus springeri* JAEKEL
Agriocrinus inermis JAEKEL *Parisocrinus zaeiformis* JAEKEL
Bactrocrinus nanus ROEMER *Rhenocrinus ramosissimus*
Calycanthocrinus decadactylus JAEKEL *Thallocrinus hauchecornei* JAEKEL
Codiocrinus schultzei FOLLMANN *Triacrinus elongatus* FOLLMANN
Cyathocrinus grebei JAEKEL

1967 STÜRMER, Röntgenaufnahmen von Fossilien

S. 26—27: In Abb. A und C sind devonische Seelilien in Bundenbacher Schiefen dargestellt. Die Röntgenaufnahme zeigt, daß noch mehrere zarte Seelilien im Schiefer versteckt sind.

1967 MÜLLER, Röntgenographische Untersuchungen an Fossilien

S. 10—11: Abb. 2, Teil eines Seelilienrasens aus 10 *Parisangulocrinus* in verschiedenen Wachstumsstadien. Grube Herrnberg, Bundenbach. Abb. 3, eine Gruppe von 3 Seelilien (*Thallocrinus procerus* W. E. SCHMIDT) am Stiel eines *Eutaxocrinus*. Grube Eschenbach I, Bundenbach. Abb. 6, eine Gruppe von *Parisangulocrinus* an einem Gradhorn, Bundenbach, Hunsrückschiefer.

1968 STÜRMER, Einige Beobachtungen an devonischen Fossilien

S. 413: Hunsrückschiefer mit Seelilie, unpräpariert. S. 414, Röntgenaufnahme der in Abb. 1 wiedergegebenen Schieferplatte. S. 415, Röntgenaufnahme derselben Schieferplatte, nachdem von der Rückseite 7 mm fossilereen Materials abgeschliffen wurden. S. 416, Röntgen-Mikroaufnahme der beiden kleinen Seelilien. S. 417, Röntgen-Mikroaufnahme der kleinen Seelilie am unteren Bildrand.

1969 KUTSCHER, Aus der Frühgeschichte der Untersuchung

S. 16—17: Die von FERDINAND ROEMER beschriebenen Crinoideenarten werden zitiert und in die Synonomie von W. E. SCHMIDT überführt.

1969 SEILACHER, Ein Füllhorn aus dem Hunsrückschiefer

S. 15—19: Seelilien der Gattungen *Parisocrinus* und *Hapalocrinus* stecken in der Wohnkammer eines großen *Orthoceras*.

1969 STÜRMER, Röntgenuntersuchungen an paläontologischen Präparaten

S. 48: Bild 1, 2 Seelilien (Crinoideen) im Bundenbacher Schiefer.

1970 KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers

S. 96: Die Klasse Crinoidea des Unterstammes Crinozoa ist im Hunsrückschiefer mit ca. 70 Arten vertreten.

1970 KUTSCHER, ERICH HAARMANN und das Hunsrückschiefer- Meer

S. 258—259: Eingehende Nachrichten über *Rhenocrinus ramosissimus* W. E. SCHMIDT.

1970 KUTSCHER, Die Echinodermen des Hunsrückschiefer-Meeres

S. 37—48: Einzelbeobachtungen und ökologische Betrachtungen, Echinodermen und Wasserströmungen im Hunsrückschiefer.

1970 STÜRMER, Einige Ergebnisse moderner Arbeitsmethoden

S. 6: Abb. 4, „Hero und Leander“, zwei Seelilien (Crinoideen) aus dem Unterdevon von Bundenbach.

1970 STÜRMER, Die Röntgenaufnahme in der Paläontologie

S. 577: Bild 1, die zwei Seelilien *Bathericrinus semipinnulatus* und rechts zwei junge Exemplare von *Parisangulocrinus* (Bundenbach).

1971 KUTSCHER, Crinoideengrus in einer Dachschieferplatte

S. 113—116: Eine geröntgte Dachschieferplatte mit Crinoideengrus wird erläutert, z. T. werden Bestimmungen durchgeführt.

1972 KUTSCHER, Eine Röntgenaufnahme mit *Bactrocrinus jaekeli* W. E. SCHMIDT

S. 85—86: Es werden mehrere Individuen von *Bactrocrinus jaekeli* W. E. SCHMIDT abgebildet.

1973 KUTSCHER & SIEVERTS-DORECK, *Rhenocrinus lobatus* n.sp.

S. 7—15: Es wird eine neue Crinoideenform aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach, *Rhenocrinus lobatus* SIEVERTS-DORECK, beschrieben. Auf einer Schieferplatte liegen 18 Individuen der gleichen Art.

1975 STÜRMER, Röntgenaufnahmen von Fossilien

Tafel mit *Acanthocrinus lingenbachensis* W. M. LEHMANN. Eine der schönsten Seelilien dieser Art, wurde bisher nur in 2 Exemplaren im Hunsrückschiefer gefunden. Tafel mit *Parisangulocrinus furcaxialis* W. E. SCHMIDT. Ist eine ziemlich häufig vorkommende Seelilienart im Hunsrückschiefer.

O. J., GEIB, Versteinerungen des Hunsrückschiefers

S. 10—12: Bild 4, Seelilie (*Hapalocrinus frechi*). Bild 5, Seelilie (*Codiacrinus schultzei*).

3. Allgemeine Bemerkungen über die Crinoideen des Hunsrückschiefers

Die Crinoideen des Hunsrückschiefers gehören zu den bekanntesten Echinodermen des Paläozoikums und zugleich auch der ganzen Erde. Sie sind die formenreichste und am höchsten differenzierte Klasse innerhalb des Stachelhäuter-Stammes. Aus der geologischen Vergangenheit sind rund 5000 Arten beschrieben worden. Heute kommen nur noch ca. 640 Arten vor. Aus den Gesteinen der Dachschiefergruben sind allein bisher 65 verschiedene Arten bestimmt worden. Eine gute Übersicht über diese Arten vermitteln die beiden Monographien von W. E. SCHMIDT aus den Jahren 1934 und 1941. In der Folgezeit machten lediglich W. M. LEHMANN und H. SIEVERTS-DORECK noch neue Arten bekannt.

DAHMER (1950) hatte zu den Monographien von W. E. SCHMIDT ein Fundstellenverzeichnis veröffentlicht, hielt jedoch ein solches für den Hunsrückschiefer für nicht erforderlich, da es sich nur um eine verhältnismäßig geringe Zahl von Fundstellen handelt; unter ihnen steht Bundenbach an erster Stelle.

Bei der Durchsicht der Dachschieferhalden findet man heute noch, nach eifrigem Auslesen durch die Schieferspalter, zahlreiche Kronen, Stielreste und Stielglieder, die ein eindrucksvolles Bild von der Häufigkeit dieser Tiergruppe im Hunsrückschiefer vermitteln. Dabei spielt natürlich die Art der Überlieferung eine große Rolle. Die Erhaltung im tonigen Faziesbereich ist naturgemäß erheblich besser als in der sandigen Fazies des Unterdevons.

Neben der Häufigkeit ist es vor allem die Schönheit einzelner Exemplare, durch die diese Tiergruppe auffällt. Es existiert kaum eine Sammlung auf der Erde, die keine Crinoideen aufweist.

4. Der Charakter der Crinoideenfauna des Hunsrückschiefers innerhalb des rheinischen Unterdevons

Ein klares Bild über den Charakter der Crinoideenfauna des Hunsrückschiefers kann nur durch einen Vergleich mit den Crinoideen der anderen Stufen des Unterdevons im Rheinischen Schiefergebirge gewonnen werden. W. E. SCHMIDT konnte ihn durchführen, da er zu gleicher Zeit auch die Arten des sandigen Devons bearbeitete. Das auffallendste ist, daß, mit einer Ausnahme, den beiden Faziesgebieten keine Art gemeinsam ist, und dies, obwohl die meisten Gattungen des sandigen Unterdevons auch im Hunsrückschiefer vertreten sind. Darüber hinaus aber führt der Hunsrückschiefer eine größere Anzahl von Gattungen, die bisher im sandigen Unterdevon nicht gefunden wurden. Beiden Faziesgebieten sind 15 Gattungen gemeinsam, nur aus dem Hunsrückschiefer sind 15 und nur aus dem sandigen Unterdevon sind 7 Gattungen bekannt.

Aus der Crinoideenfauna des Hunsrückschiefers ist keinesfalls der Schluß zu ziehen, daß der Kauber Horizont den Herdorfer Schichten der Siegen-Stufe zeitlich äquivalent sei. Dies ist wichtig, da die Herdorfer Schichten zum größten Teile auch in einer schiefrigen Fazies ausgebildet sind. W. E. SCHMIDT kommt, wie FUCHS, zu dem Ergebnis, daß der Hunsrückschiefer des Hunsrücks und Taunus ein stratigraphisch selbständiges Schichtenglied zwischen der Siegen- und der Koblenz-Stufe (= Ems-Stufe) sei.

5. Bemerkungen zu den Spezialarbeiten über die Crinoideenfauna des Hunsrückschiefers

Berücksichtigt man, daß die bis heute beschriebenen Crinoideenspecies des Hunsrückschiefers etwa $1/5$ der daraus bekannten Arten ausmachen, so ist es erstaunlich, daß erst ziemlich spät eine monographische Bearbeitung der Crinoideen durchgeführt wurde. Sicherlich ist es auf die Tatsache zurückzuführen, daß sich außer FOLLMANN (1887) und JAEKEL (1895) niemand auf diesen Formenkreis spezialisierte. In den Arbeiten von W. E. SCHMIDT (1934, 1941), in denen er die Crinoideen des Hunsrückschiefers monographisch behandelt und eine Anzahl neuer Arten beschreibt, sind auch stratigraphische Erkenntnisse wiedergegeben. Konnte man aufgrund der Crinoideen, die doch recht zahlreich im Unterdevon vorkommen, stratigraphische Klarheit im Unterdevon erzielen? Durch ihr Vorkommen wurden zwar wertvolle Erkenntnisse gewonnen, aber eine klare stratigraphische Gliederung des Unterdevons war dadurch nicht möglich. Die Arbeiten W. E. SCHMIDT's haben eigentlich bewiesen, daß das Hunsrückschieferbecken seine eigenen Gesetze hatte. Es muß also eine Abgrenzung des Hunsrückschieferbeckens, die nicht so sehr durch Sedi-mentunterschiede bestimmt wurde als vielmehr durch die Ökologie des Hunsrück-schiefer-Meeres, definiert werden.

6. Die Fossilisation der Hunsrückschiefer-Crinoideen

Es ist nur z. T. richtig, wenn man die Crinoideen des Hunsrückschiefers als verkieste, in Schwefelkies verwandelte Fossilien bezeichnet. Sie sind in der Regel nur teilweise wirklich verkiest und tragen häufig nur einen mehr oder weniger dünnen Überzug von Schwefelkies, während das Innere des Skeletts noch aus Karbonat oder Kieselsäure besteht. W. E. SCHMIDT berichtet, daß eine bestimmte Crinoideenart auch in der Regel eine ihr eigentümliche Fossilisation erfahren hat. Sehr dünngliedrige Formen sind größtenteils vollständig verkiest, d. h. ihre Skelettelemente sind bis zum Zentrum in dichten oder kristallisierten Schwefelkies umgewandelt, so daß von dem Kalk des Skeletts nichts mehr vorhanden ist. Bei Formen mit sehr dicken Skeletteilen ist meist das Skelett noch als Karbonat vorhanden, wenn auch ein Teil, und zwar oft der größere des ursprünglich vorhanden gewesenen Calciumkarbonats, in stark verkieseltes Eisenkarbonat umgewandelt ist. Die so erhaltenen Crinoideen besitzen dann meistens nur an der Oberfläche einen dünnen Überzug von Schwefelkies. Anders wieder Stücke, die mit einer dünnen Haut von Schwefelkies überzogen sind, bestehen im Innern nicht mehr aus Karbonat, sondern aus Kieselsäure in Form von Milchquarz. Quarz ist auch das Material, das die häufigen Streckungsrisse ausgefüllt hat. Es muß besonders betont werden, daß die Crinoideen des Hunsrückschiefers, wenn sie auch an sich sehr feingliedrig sind, vor allem so besonders schlank erscheinen, weil bei der Streckung des Gesteins während des Schieferungsprozesses die einzelnen Skeletteile sehr häufig mitten durchgerissen und auseinander gezerrt worden sind. Das ist auch der Grund, weshalb oft von den auf den ersten Blick anscheinend so gut erhaltenen Crinoideen des Hunsrückschiefers bei genauerer Untersuchung nur schwer sichere Angaben über die Zahl der Glieder, der Arme oder des

Stieles gemacht werden können. Bei gewissen Arten sind mitunter sämtliche Stielglieder quer durchbrochen und auseinandergerzert worden.

Auch die Abstände zwischen den einzelnen Stielgliedern sind durch die Streckung noch vergrößert worden. Die Verlängerung einer Crinoidee kann recht beträchtlich sein. Häufig hat die Länge eines Stieles durch Zerreißen und Zerrung bis zu 30% zugenommen.

7. Die Präparation der Crinoideen

Da W. E. SCHMIDT auf viel Sammlungsmaterial älterer Zeit zurückgreifen mußte, fand er in größerer Zahl Crinoideen vor, die nach der seit alters her geübten Methode, das Fossil mittels einer Metallbürste, die den weicheren Tonschiefer wegnimmt, die härteren verkiesten oder verkieselten Skeletteile weniger angreift, präpariert worden waren. Diese Methode hielt er für unzweckmäßig, da hierdurch viele ältere, an sich schöne Stücke für wissenschaftliche Untersuchungen fast unbrauchbar geworden waren. Bei seinen jahrelangen Studien hat er eine neue Arbeitsweise der Präparation entwickelt und erprobt.

Die zu bearbeitende Schieferplatte mit dem Fossil wird zunächst in Wasser gesättigt, dann wird das in seinen rohen Umrissen erkennbare Fossil mit einem Schaber grob herausgearbeitet. Sobald der Tonschiefer über dem Fossil nur noch eine dünne Haut bildet, ist größte Vorsicht zu beachten, damit nicht die oberste Kieshaut des Fossils verletzt wird. Die weitere Schabearbeit wird mit leichteren, messerartig zugeschärften Stahlstreifen von 3—8 mm Breite und 1 mm Dicke ausgeführt. In vorsichtiger Weise wird so der Tonschiefer völlig von dem Fossil weggeschabt. Für die letzte, allerfeinste Schabarbeit eignen sich alte Rasierklingen, die entsprechend zugerichtet werden. Während der feinsten Schlußarbeit benutzt man sehr vorsichtig einen Metallpinsel, wobei die Spitzen der Metallborsten wie feine Nadeln die Tonschiefereteilchen fortspicken, das Fossil aber nur sehr wenig angreifen. Für die allerfeinste Schabarbeit wird noch empfohlen, die Schieferplatte in Wasser zu legen, wodurch Fossil und Nebengestein sehr viel schärfer zu unterscheiden sind. Will man nicht unter Wasser präparieren, so muß man die Platte häufig mit einem Schwamm abwischen, um die Feinheiten besser unterscheiden zu können.

8. Die photographische Wiedergabe der Crinoideenplatten

Besonderen Wert legte W. E. SCHMIDT auf eine gute photographische Wiedergabe, was sich in den vielen Tafeln seiner Werke widerspiegelt. Es wurde schon bei den Präparationsmethoden erwähnt, daß sich die Fossilien besser vom Gestein abheben, wenn man die Platte in Wasser legt. Noch schöner treten sie jedoch hervor, wenn man statt Wasser Glycerin anwendet. Die Versuche, Crinoideenplatten unter Glycerinbedeckung zu photographieren, haben zu sehr guten Resultaten geführt. Sonderbarerweise aber bewährt sich diese Einlegung in Glycerin nicht immer. Wie man die beste Aufnahme erzielt, muß man ausprobieren, indem man in Luft, in Wasser und in Glycerin photographiert und dann das geeignetste Photo für die Wiedergabe aussucht.

9. Die Crinoideen-Arten des Hunsrückschiefers (Liste)

Im folgenden wird eine Gesamtliste der im Hunsrückschiefer vorkommenden Crinoideen-Arten aufgeführt. Sie sind den Monographien von W. E. SCHMIDT (1934, 1941) entnommen und durch die Arten ergänzt, die seit 1941 bis heute nachgewiesen wurden.

In der Liste sind auch die Fundorte angegeben, soweit sie noch erfaßt werden können.

In der Liste bedeuten: B = Bundenbach, G = Gemünden, K = Kaub, T = Taunus.

Familie Calceocrinidae M. & WORTH.

Senariocrinus maucheri W. E. SCHMIDT B

Familie Pisocrinidae BATHER

Triacrinus elongatus FOLLMANN B, G

Triacrinus kutscheri W. E. SCHMIDT B

Triacrinus koenigswaldi W. E. SCHMIDT B

Calycanthocrinus decadactylus FOLLMANN B, G

Calycanthocrinus decadactylus var. *lata* W. E. SCHMIDT B

Familie Platycrinidae F. ROEMER

Hapalocrinus elegans JAEKEL B

Hapalocrinus frechi (JAEKEL) B

Hapalocrinus frechi var. *rarefurcata*

W. E. SCHMIDT B

Hapalocrinus frechi var. *nimisfurcata*

W. E. SCHMIDT B

Hapalocrinus frechi var. *imbellis*

W. E. SCHMIDT B

Hapalocrinus penniger W. E. SCHMIDT

Hapalocrinus rauffi W. E. SCHMIDT

Hapalocrinus innoxius W. E. SCHMIDT B

Thallocrinus hauchecornei JAEKEL B

Thallocrinus procerus W. E. SCHMIDT B

Thallocrinus rugosus W. E. SCHMIDT B

Thallocrinus acifer W. E. SCHMIDT B

Culicocrinus spinatus JAEKEL G, T

Familie Hexacriniidae WACHSMUTH & SPRINGER

Hexacrinus inhospitalis W. E. SCHMIDT G

Arthroacantha claviger W. E. SCHMIDT G

Ctenocrinus gracilis JAEKEL T

Ctenocrinus malcontractus W. E. SCHMIDT B, T

Familie Palaeocrinidae BATHER

Bactocrinus jaekeli W. E. SCHMIDT B, G, K

Bactocrinus ? trabicus W. E. SCHMIDT G

Familie Sphaerocrinidae ROEMER

Parisangulocrinus zaeiformis FOLLMANN

B, G

Parisangulocrinus furcaxialis

W. E. SCHMIDT B

Parisangulocrinus minax W. E. SCHMIDT B

Parisangulocrinus cucumis W. E. SCHMIDT B

Parisangulocrinus schmidti W. M. LEHMANN B

Gastrocrinus giganteus

W. E. SCHMIDT B

Familie Cyathocrinidae WACHSMUTH & SPRINGER

Gissocrinus vertebrachialis W. E. SCHMIDT

B

Codiocrinus schultzei FOLLMANN B, G

Familie Dendrocrinidae BATHER

Follicrinus grebei (FOLLMANN) B, G

Follicrinus kayseri (JAEKEL) G, T

Antihomocrinus armatus W. E. SCHMIDT B

Lasiocrinus subramulosus W. E. SCHMIDT

B, G

Gastrocrinus eupelmatus (W. E. SCHMIDT) B

Dicirrocrinus comtus W. E. SCHMIDT B

Dictenocrinus hystrix (W. E. SCHMIDT) B

Dictenocrinus ericium (W. E. SCHMIDT) B

Dictenocrinus spaciosus (W. E. SCHMIDT) B

Dictenocrinus semipinnulatus

(W. E. SCHMIDT) B

Iteacrinus nanus (F. ROEMER) B

Iteacrinus dactylus W. E. SCHMIDT B

Imitatorcinus gracilior (F. ROEMER) B

Familie Lophocrinidae BATHER

Rhenocrinus ramosissimus W. E. SCHMIDT B

Rhenocrinus lobatus SIEVERTS-DORECK B

Familie Poteriocrinidae

Propoteriocrinus scopae W. E. SCHMIDT G

Familie Taxocrinidae WACHSMUTH & SPRINGER

- | | |
|--|---|
| <i>Eutaxocrinus prognatus</i> W. E. SCHMIDT | <i>Taxocrinus stuertzi</i> FOLLMANN B |
| B, G | <i>Taxocrinus stuertzi</i> var. <i>spinifer</i> |
| <i>Eutaxocrinus sincerus</i> W. E. SCHMIDT B | W. E. SCHMIDT |
| <i>Eutaxocrinus</i> sp. indet. | |

Familie Rhodocrinidae BASSLER

- | | |
|--|---|
| <i>Acanthocrinus rex</i> JAEKEL B, G. T, K | <i>Diamenocrinus opitzi</i> W. E. SCHMIDT B |
| <i>Acanthocrinus heroldi</i> W. E. SCHMIDT B | <i>Diamenocrinus stellatus</i> JAEKEL B |
| <i>Acanthocrinus lingenbachensis</i> W. M. LEHMANN B | |

Familie Dimerocrinidae BATHER

- | | |
|---|---|
| <i>Macarocrinus springeri</i> JAEKEL B | <i>Pterinocrinus diensti</i> W. E. SCHMIDT B |
| <i>Macarocrinus semelfurcatus</i> W. E. SCHMIDT | <i>Pterinocrinus ehrlicheri</i> W. M. LEHMANN |
| <i>Macarocrinus terfurcatus</i> W. E. SCHMIDT B B | |

10. Zusammenfassung

In mehr als 75 Arbeiten ist bisher über die Crinoideen des Hunsrückschiefers berichtet worden. Sie gehören zu den bekanntesten Echinodermen des gesamten Paläozoikums und zugleich auch der ganzen Erde.

Den beiden Faziesgebieten des sandigen und tonigen Unterdevons sind 15 Gattungen gemeinsam; im Hunsrückschiefer allein kommen 15, nur im sandigen Unterdevon 7 Gattungen vor. Insgesamt wurden aus dem Hunsrückschiefer 65 Arten aufgestellt, die bis auf wenige nur in ihm vorkommen. Sie verteilen sich auf 30 Gattungen und 13 Familien. Rund 1/5 aller im Hunsrückschiefer auftretenden Arten entfallen auf die Crinoideen. Dies beweist wiederum, daß das Hunsrückschieferbecken seine eigenen Gesetze hat. Eine Abgrenzung, die nicht so sehr durch Sedimentunterschiede als durch die Ökologie des Hunsrückschiefer-Meeress gegeben war, müßte definiert werden.

Die Fossilisation der Crinoideen-Arten ist sehr unterschiedlich: Verkiesung, Verquarzung, dünner Überzug von Schwefelkies, Erhaltung als Karbonat oder verkieseltes Eisenkarbonat sind bei einzelnen Arten festzustellen. Die zahlreichen Streckungsrisse sind mit Milchquarz ausgefüllt.

Die heutigen Methoden zur Präparation der Crinoideen sind von dem früher angewendeten recht verschieden. Sie sind im Kap. 7 ausführlich beschrieben.

11. Schriftenverzeichnis

- ABEL, O. (1924): Lehrbuch der Paläozoologie. — 2. Aufl., 525 S., 700 Abb.; Jena.
- BASSLER, R. S. (1938): Fossilium Catalogus, Pars 83, Pelmatozoa Palaeozoica. — 194 S., 's-Gravenhage.
- CLOOS, H. (1947): Gespräche mit der Erde. — 410 S., 71 Taf.; München.
- (1957): Der Geologe und die Seelilie. — Natur u. Volk, 87: 404—406, 1 Bild; Frankfurt a. M.
- DACQUÉ, E. (1936): Versteinertes Leben. — 120 S., 16 Abb., 48 Taf.; Berlin-Zürich.
- DAHMER, G. (1950): Fundstellenverzeichnis zu W. E. SCHMIDT, Die Crinoiden des Rheinischen Unterdevons bis zur *Cultijugatus*-Zone mit Ausnahme des Hunsrückschiefers. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1: 120—146; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K. (1922): Über eingerollte Pelmatozoenstiele und ihre Beziehungen zur Sessilität. — Acta Zoologica, 3: 271—305, 18 Abb.; Stockholm.

- (1929): *Pelmatozoan root-forms (Fixation)*. — *Bull. americ. mus. nat. Hist.*, **59**: 1—76, 42 Abb.; New-York.
- ENGELS, B. (1955): *Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge)*. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **14**, 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diag., 5 Taf.; Wiesbaden.
- FATH, J. (1953): *Bundenbach im Hunsrück und seine „Figuren“*. — *Aufschluß*, **4**: 34—36, 6 Abb.; Roßdorf bei Darmstadt.
- FRECH, F. (1897—1902): *Lethaea geognostica oder Beschreibung und Abbildung der für die Gebirgs-Formationen bezeichnendsten Versteinerungen. I. Teil: Lethaea palaeozoica*, 2. Band; Stuttgart.
- FUCHS, A. (1896): *Zur Geologie der Loreleigegend*. — *Jb. nass. Ver. Naturk.*, **49**: 45—52; Wiesbaden.
- (1907): *Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Untercoblentzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelrheinischer Facies und die Faciesgebiete innerhalb des Rheinischen Unterdevons*. — *Z. dt. geol. Ges.*, **59**: 96—119; Berlin.
- (1930): *Erl. geol. Kte. Preußen, Lfg. 288*, Bl. Bad Schwalbach, 70 S.; Berlin.
- (1930): *Versuche zur Lösung des Hunsrückschieferproblems*. — *Sber. preuß. geol. L.-Anst.*, **5**: 231—245; Berlin.
- GEIB, K. W. (o. J.): *Versteinerungen des Hunsrückschiefers. A. 24*, 23 S., Lichtbildreihen der Landesbildstelle Rheinland-Pfalz.
- GUTHÖRL, P. (1943): *Das Leben im Dachschiefermeer des Hunsrücks*. — *Saarbrücker Bergmannskalender*, **71**: 106—117, 33 Abb.; Saarbrücken.
- HAARMANN, E. (1922): *Die Botryoerinen und Lophocriniden des rheinischen Devons*. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst. f. 1920*, **41**: 1—87, 7 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- JAEKEL, O. (1895): *Beiträge zur Kenntnis der palaeozoischen Crinoiden Deutschlands*. — *Palaeont. Abh., N. F.*, **3**, 1 (der ganzen Reihe 7. Bd.): 1—176, 29 Abb., 10 Taf.; Jena.
- (1921): *Phylogenie und System der Pelmatozoa*. — *Palaeont. Z.*, **3**: 1—128, 114 Abb.; Berlin.
- KLÄHN, H. (1929): *Die Bedeutung der Seelilien und Seesterne für die Erkennung von Wasserbewegung nach Richtung und Stärke*. — *Palaeobiologica*, **2**: 287—302, 9 Taf.; Wien u. Leipzig.
- KLAGES, O. (1955): *Die versteckten Fossilien von Bundenbach*. — *Aufschluß*, **6**: 66—68, 6 Abb.; Roßdorf bei Darmstadt.
- KOCH, C. (1881): *Ueber die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten*. — *Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad. f. 1880*: 190—242, 1 Tab.; Berlin.
- KOENIGSWALD, R. v. (1930): *Die Arten der Einregelung im Sediment bei den Seesternen und Seelilien des unterdevonischen Bundenbacher Schiefers*. — *Senckenbergiana*, **12**: 338—360, 19 Abb., 7 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1930): *Die Fauna des Bundenbacher Schiefers in ihren Beziehungen zum Sediment*. — *Cbl. Mineral.*, **B**: 241—247; Stuttgart.
- KUHN, O. (1933): *Die unterdevonischen Schiefer von Bundenbach*. — *Natur u. Kultur*, **30**: 127—130, 6 Abb.; Innsbruck-Wien-München.
- (1961): *Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer*. — *Neue Brehm-Bücherei*, **274**, 48 S., 45 Abb.; Wittenberg-Lutherstadt.
- KUTSCHER, F. (1931): *Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück*. — *Jb. nass. Ver. Naturk.*, **81**: 177—232, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1936): *Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer des Hunsrücks und ihre stratigraphische Stellung*. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **57**: 186—237, 9 Abb.; Berlin.
- (1963): *Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 3. Die Anwendung der Röntgentechnik zur Diagnostik der Hunsrückschieferfossilien*. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **91**: 74—86, 3 Taf.; Wiesbaden.

- (1965): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 10. Die Vertreter der Klasse Blastoidea (Echinodermata) im Hunsrückschiefer von Kaub und Bundenbach. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 61—67, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1966): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 12. *Acanthocrinus*-Arten im Hunsrückschiefer und im übrigen rheinischen Unterdevon. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 19—26, 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1967): Die museale Darstellung von Hunsrückschiefer-Fossilien mit modernen Präparationsmethoden und Röntgendiagnostik. — *Museumskunde*: **66—75**, 4 Abb.; Berlin.
- (1969): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 23. Aus der Frühgeschichte der Untersuchung von Hunsrückschiefer-Fossilien. — *Decheniana*, **122**: 15—20, 1 Taf., Bonn 1969.
- (1970): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 30. Die Echinodermen des Hunsrückschiefer-Meeress. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **56**: 37—48, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1970): ERICH HAARMANN und das Hunsrückschiefer-Meer. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **98**: 257—260, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1971): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 34. Crinoideengrus in einer Dachschieferplatte. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **60**: 113—116, 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1972): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 35. Eine Röntgenaufnahme mit *Bactocrinus jaekeli* und anderen Fossilien. — *Mz. naturwiss. Arch.*, **11**: 83—87, 1 Taf.; Mainz.
- & SIEVERTS-DORECK, H. (1973): Beiträge zur Sedimentation des Hunsrückschiefers. 36. *Rhenocrinus lobatus* n.sp. aus dem Hunsrückschiefer. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **101**: 7—15, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LEHMANN, W. M. (1937): Neue Entdeckungen in alten Museumsschätzen. — *Umschau*, **41**: 567—571, 8 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1939): Neue Beobachtungen an Versteinerungen aus dem Hunsrückschiefer. — *Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, Nr. 13, 17 S., 7 Taf.; Berlin.
- (1941): Die Fauna des Hunsrückschiefers. — *Rheinische Heimatpflege*, **13**: 16—26, 11 Abb.; Düsseldorf.
- (1955): Beobachtungen und Röntgenuntersuchungen an einigen Crinoiden aus dem rheinischen Unterdevon. — *N. Jb. Geol., Palaeontol., Abh.*, **101**: 135—140, 1 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- LÖRCHER, E. (1934): Die Bundenbacher Schiefer. — *Kosmos*, **31**: 301—304, 4 Abb.; Stuttgart.
- MAILLIEUX, EUG. (1936): La faune et l'âge des Quartzophyllades Siegeniens de Longlier. — *Mém. Mus. roy. Hist. nat. Belg.*, **73**, 140 S., 4 Taf.; Bruxelles.
- MÜLLER, A. H. (1963): Lehrbuch der Paläozoologie, I. Allgemeine Grundlagen. — 2. Aufl., 387 S., 228 Abb.; Jena.
- (1963): Lehrbuch der Paläozoologie, II. — Teil 3, 2, 698 S., 854 Abb.; Jena.
- (1967): Röntgenographische Untersuchungen an Fossilien. — *Röntgen*, Nr. 9: 8—12, 7 Abb.; Antwerpen.
- NÖRING, F. K. (1939): Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — *Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F.*, **192**, 96 S., 11 Abb., 9 Taf.; Berlin.
- OPITZ, R. (1931): Seelilien aus den Dachschiefern des Hunsrücks. — *Natur u. Museum*, **61**: 163—168, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1931): Aus der Urgeschichte des Hunsrückbodens. — *Kosmos*, **28**: 55—62, 5 Abb.; Stuttgart.
- (1932): Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. — 234 S., 170 Abb.; Birkenfeld.
- (1934): Aufbereitung von Versteinerungen. — *Naturforscher*, Jg. 1933/34, H. 10, 10 Abb.; Berlin.

- (1935): Tektonische Untersuchungen im Bereich der unterdevonischen Dachschiefer südöstlich vom Idarwald (Hunsrück). — Jb. preuß. geol. L.-Anst. f. 1934, **55**: 219 bis 257, 14 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- (1935): Lebensbilder aus dem Hunsrückschiefer-Meer. — Natur u. Museum, **65**: 504—509, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1938): Schieferung, Schichtung und Lage der Versteinerungen im Hunsrück-Dachschiefer. — Natur u. Volk, **68**: 234—238, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- PIVETEAU, J. (1953): *Traité de Paléontologie*, **3**; Paris.
- ROEMER, FERD. (1862—64): Asteriden und Crinoiden aus Devonischem Dachschiefer von Bundenbach bei Birkenfeld. — *Palaeontographica*, **9**: 143—152, 7 Taf.; Cassel.
- SANDBERGER, F. V. (1889): Über die Entwicklung der unteren Abtheilung des devonischen Systems in Nassau, verglichen mit jener in anderen Ländern. Nebst einem paläontologischen Anhang. — Jb. nass. Ver. Naturk., **42**: 1—107, 1 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- SCHMIDT, W. E. (1905): Der oberste Lenneschiefer zwischen Letmathe und Iserlohn. — Z. dt. geol. Ges., **57**: 498—566, 4 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- (1915): *Arthroacantha* H. S. = *Platyhexacrinus* W. E. SCHMIDT. — Cbl. Mineral., Geol., Paläontol.: 119—125, 3 Abb.; Stuttgart.
- (1934): Die Crinoideen des Rheinischen Devons. I. Teil: Die Crinoideen des Hunsrückschiefers. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **163**, 149 S., 29 Abb., 34 Taf.; Berlin.
- (1941): Die Crinoideen des Rheinischen Devons. II. Teil, A, Nachtrag zu: Die Crinoideen des Hunsrückschiefers. B: Die Crinoideen des Unterdevons bis zur *Cultrijugatus*-Zone (mit Ausschluß des Hunsrückschiefers). — Abh. Reichsst. Bodenforsch., N. F., **182**, 253 S., 62 Abb., 26 Taf.; Berlin.
- SEILACHER, A. (1960): Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 88—106, 13 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1961): Ein Füllhorn aus dem Hunsrückschiefer. — Natur u. Museum, **91**: 15—19, 4 Bilder; Frankfurt a. M.
- SEITZ, O. & GOTHAN, W. (1928): *Paläontologisches Praktikum*. — Biol. Studienbücher, **8**: 174 S., 48 Abb.; Berlin.
- SOLLE, G. (1951): Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins rheinische Unterdevon. — Geol. Jb. f. 1949, **65**: 299—380, 2 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- STÜRMER, W. (1964): Einige besondere Ergebnisse der Anwendung von Röntgenstrahlen in der Paläontologie. — Dt. Röntgenkongr. 1963: 23—25, 9 Abb.; Stuttgart.
- (1967): Röntgenaufnahmen von Fossilien. — *Image, Roche*: 25—32, 21 Abb.; Stuttgart.
- (1968): Einige Beobachtungen an devonischen Fossilien mit Röntgenstrahlen. — Natur u. Museum, **98**: 413—417, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1969): Röntgenuntersuchung an paläontologischen Präparaten. — *Electromedica*, **H. 2**: 48—50.
- (1970): Einige Ergebnisse moderner Arbeitsmethoden in der Paläontologie. — Wiss. Beil. z. Jber. 1969/70 des Kronberg-Gymnasiums Aschaffenburg: 1—6.
- (1970): Die Röntgenaufnahme in der Paläontologie. — *Umsch. Wiss. u. Techn.*, **H. 18**: 577—578; Frankfurt a. M.
- (1975): Röntgenaufnahmen von Fossilien aus dem Rheinischen Schiefergebirge. — Siemens, Bildmappe.
- THEIS, O. (1967): Fossilien im Bundenbacher Schiefer. Schöpfung und Geschenk. 14 S., 13 Taf.; Gemeinde Bundenbach.
- TOBIEN, H. (1964): Paläontologische Forschungen mit radiologischen Methoden. — Deutscher Röntgenkongreß 1963, Ber. 44. Tagung dt. Röntgenes. usw.: 11—22, 11 Abb.; Stuttgart.
- UBAGHS, G. (1963): Classe des Crinoïdes: 658—773. In J. PIVETEAU, *Traité de Paléontologie*, Tome III; Paris.

- WANNER, J. (1943): Die Krinoiden des rheinischen Devons. — Rhein. Heimatpflege, 1941, **13**: 27—38, 19 Abb.; Düsseldorf.
- (1937): Die Röntgenlampe durchleuchtet Versteinerungen. — Kosmos, **34**: 413—416; Stuttgart.
- GEIB, K. W. (1937): Die Seelilien und Seesterne des Hunsrückschiefers. — Aus der Heimat, **50**: 71—77, 12 Bilder, 4 Taf.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 1. 4. 1975

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers

43. Die Asterozoen des Hunsrückschiefers

Von

FRITZ KUTSCHER*

Kurzfassung: Die Asteroideen sind nach der Klasse der Crinoideen artenmäßig die häufigsten Fossilien des Hunsrückschiefers. Es konnten bisher 50 Arten nachgewiesen werden. Sie verteilen sich auf 33 Gattungen und 13 Familien; dazu treten einige Gattungen *Incertae sedis*. STUERTZ (1886—1899) stellte 20, LEHMANN (1957) 24 neue Arten auf; die übrigen Arten sind von ROEMER, SCHÖNDORF und Spencer errichtet worden.

Abstract: After the class of Crinoidea, the Asteroidea comprehend the most distributed fossils of the Hunsrueck shale. Till now 50 species of them have been found out. They are divided into 33 genera and 13 families—not to mention some other genera *incertae sedis*. Already during the last century STUERTZ established 20 new species. LEHMANN, in his Monograph of Asterozoa from the Hunsrueck shale, established other 24 new species while others have been established by ROEMER, SCHOENDORF, and SPENCER.

Résumé: Suivant les Crinoïdes, les Astérides sont les fossiles les plus répandus dans les schistes du Hunsrueck en ce qui concerne le nombre des espèces. Jusq'aujourd'hui ont été retrouvées 50 espèces. Elles se partagent entre 33 genres et 13 familles, à l'exception des quelques genres *incertae sedis*. STUERTZ en a établi 20 nouvelles espèces pendant le siècle passé. LEHMANN, dans sa monographie des Astérides des schistes du Hunsrueck, a établi autres 24 nouvelles espèces. Les autres espèces connues ont été établies par ROEMER, SCHOENDORF et SPENCER.

Inhalt

1. Einleitung	25
2. Übersicht über die Literatur des Hunsrückschiefers mit Asteroideenhinweisen . .	26
3. Die Asterozoen im Hunsrückschiefer	33
4. Zusammenfassung.	33
5. Schriftenverzeichnis	34

1. Einleitung

Unter den Fossilfunden aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer stehen im Hunsrück und Taunus die Echinodermen seit jeher an erster Stelle. Schon die erste Faunenbeschreibung von ROEMER (1862—1864) beschäftigte sich mit Asterozoen

* Prof. Dr. F. KUTSCHER, Diplom-Geologe, Regerstraße 25, 6200 Wiesbaden.

und Crinoideen (KUTSCHER 1969). Sie waren als Schaustücke für Sammlungen und Museen stets sehr begehrt.

Die Echinodermen machen heute fast die Hälfte aller bestimmten Fossilarten des Hunsrückschiefer aus. Davon entfallen 65 Arten auf die Seelilien und 50 Arten auf die Asteroideen. Während die Crinoideen erst sehr spät monographisch bearbeitet wurden (SCHMIDT 1934, 1941), geschah dies bei den Asterozoen bereits im vorigen Jahrhundert durch STÜRTZ und dann erst wieder 1957 durch LEHMANN.

2. Übersicht über die Literatur des Hunsrückschiefers mit Asteroideenhinweisen

1862—1864 ROEMER, Asteriden und Crinoiden

S. 144—149: ROEMER beschreibt *Aspidosoma Tischbeinianum* n.sp., *Asterias asperula* n.sp., *Asterias spinosissima* n.sp., *Helianthaster Rhenanus* n.sp.

1886 STÜRTZ, Beitrag zur Kenntnis paläozoischer Seesterne

S. 75—98: Es werden genannt:

Ophiurella primigenia STÜRTZ
Furcaster palaeozoicus STÜRTZ
Helianthaster rhenanus ROEMER
Bundenbachia Beneckeii STÜRTZ
Bundenbachia grandis STÜRTZ
Roemeraster asperula STÜRTZ
Astropecten Schlüteri STÜRTZ

Palastropecten Zitteli STÜRTZ
Eoluidia Decheni STÜRTZ
Protasteracanthion primus STÜRTZ
Aspidosoma Tischbeinianum ROEMER
Loriolaster mirabilis STÜRTZ
Palasteriscus devonicus STÜRTZ

1886 STÜRTZ, Ueber paläozoische Seesterne

S. 144—146: Zur Stammesgeschichte der Seesterne wird Stellung genommen.

S. 147—154: Aus dem Hunsrückschiefer werden genannt: *Ophiurella primigenia*, *Furcaster palaeozoicus* STÜRTZ, *Helianthaster rhenanus* ROEMER emend. STÜRTZ, *Bundenbachia Beneckeii*, *Bundenbachia grandis* STÜRTZ, *Aspidosoma Tischbeinianum* ROEMER, *Palasteriscus devonicus* STÜRTZ, *Loriolaster mirabilis* STÜRTZ, *Palastropecten Zitteli* STÜRTZ, *Eoluidia Decheni* STÜRTZ, *Palasteracanthion primus* STÜRTZ, *Roemeraster asperula* STÜRTZ, *Astropecten Schlüteri* STÜRTZ.

1889 F. v. SANDBERGER, Über die Entwicklung der unteren Abtheilung

S. 19: *Helianthaster rhenanus* F. ROEMER, Grube Wilhelm, *Asterites spinosissimus* F. ROEMER, Grube Wilhelm.

1890 STÜRTZ, Neuer Beitrag zur Kenntnis paläozoischer Seesterne

S. 203—247: STÜRTZ gibt ergänzende Mitteilungen zu *Loriolaster mirabilis* STÜRTZ, *Ophiura (Ophiurella) primigenia* STÜRTZ, *Ophiura (Eoluidia) Decheni* STÜRTZ, *Ophiura (Palastropecten) Zitteli* STÜRTZ, *Furcaster palaeozoicus* STÜRTZ, *Bundenbachia Beneckeii* STÜRTZ, *Helianthaster rhenanus* ROEMER emend. STÜRTZ, *Roemeraster asperula* STÜRTZ, *Palasteriscus devonicus* STÜRTZ.

Es werden neu beschrieben:

Echinasterella Sladeni STÜRTZ
Palasterina Follmanni STÜRTZ
Cheiropteraster giganteus STÜRTZ
Medusaster rhenanus STÜRTZ

Palaeostella solida STÜRTZ
Ophiurina Lymani STÜRTZ
Palaeophiura simplex STÜRTZ

1893 STÜRTZ, Ueber versteinerte und lebende Seesterne

S. 1—92: Neue und bereits bekannte Asteroiden aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach: *Ophiura rhenana* STÜRTZ, *Palaeostella solida* STÜRTZ, *Helianthaster rhenanus* F. ROEMER emend. STÜRTZ.

Im Kapitel Einteilung der Seesterne werden genannt:

Bundenbachia Beneckeii STÜRTZ
Palaeophiura simplex STÜRTZ
Bundenbachia grandis STÜRTZ
Ophiurina Lymani STÜRTZ

Helianthaster rhenanus F. ROEMER
Aspidosoma Tischbeinianum ROEMER
Palasterina Follmanni STÜRTZ
Palasteriscus devonicus STÜRTZ

Furcaster palaeozoicus STÜRTZ

Ophiura Zitteli STÜRTZ

Ophiura Decheni STÜRTZ

Ophiura rhenana STÜRTZ

Loriolaster mirabilis STÜRTZ

Roemeraster asperula STÜRTZ

Cheiropteraster giganteus STÜRTZ

1895 v. ZITTEL, Grundzüge der Palaeontologie

S. 165—174: Gattungen und Arten aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach werden genannt: *Astropecten Schlüteri* STÜRTZ, *Echinasterella Sladeni* STÜRTZ. Zu beachten ist das Verzeichnis benutzter Literatur am Anfang der Arbeit!

1896 GREGORY, On the Classification of the Palaeozoic Echinoderms

S. 1028—1044: Charakterisierung der bis dahin bekannten Ophiuren aus dem Hunsrückschiefer mit den Gattungen:

Bundenbachia STÜRTZ 1886

Palaeophiura STÜRTZ 1890

Ophiurina STÜRTZ 1890

Furcaster STÜRTZ 1886

Palastropecten STÜRTZ 1886

Eoluidia STÜRTZ 1886

Eospondylus GREGORY 1896

Miospondylus GREGORY 1896

1899 FUCHS, Das Unterdevon der Loreleigegend

S. 10: Die bei Gemünden und Bundenbach so reich vertretenen und seit langem bekannten Asteroiden mit Crinoiden fehlen auf der rechten Rheinseite fast ganz; nur SANDBERGER erwähnt Bruchstücke von „*Asterides*“ *spinosissimus* aus dem Wisperthale.

1899 STÜRTZ, Ein weiterer Beitrag zur Kenntnis palaeozoischer Asteroiden

S. 176—240: In einer Übersicht über die bekannten palaeozoischen Stelleriden führt STÜRTZ aus dem Hunsrückschiefer folgende Arten an:

Aspidosoma Tischbeinianum ROEMER

emend. STÜRTZ

Palaeostella solida STÜRTZ

Pseudopalasterina (Palasterina)

Follmanni STÜRTZ

Palaeosolaster Gregoryi STÜRTZ

Palasteriscus devonicus STÜRTZ

Loriolaster mirabilis STÜRTZ

Cheiropteraster giganteus STÜRTZ

Astropecten Schlüteri STÜRTZ

Roemeraster asperula ROEMER

emend. STÜRTZ

Jaekelaster petaliformis STÜRTZ

Echinasterella Sladeni STÜRTZ

Echinasterias spinosus STÜRTZ

Echinodiscus multidactylus STÜRTZ

Echinostella Traquairi STÜRTZ

Medusaster rhenanus STÜRTZ

Protasteracanthion primus STÜRTZ

S. 225—236: Neue Seesterne von Bundenbach:

Palaeosolaster Gregoryi nov. sp. STÜRTZ 1899.

Neue Gattungen: *Palaeosolaster* nov. gen., *Echinasterias* n.g., *Echinodiscus* n.g.,

Echinostella nov. gen., *Jaekelaster* n. gen.

1897—1902 FRECH, Lethaea geognostica

S. 146: Eine ähnliche Mannigfaltigkeit wie die Crinoideen entfalten die von ROEMER und später von STÜRTZ beschriebenen Asteriden, welche zu den Gattungen *Ophiurella*, *Helianthaster*, *Aspidosoma*, *Roemeraster*, *Bundenbachia*, *Eoluidia*, *Palastropecten* u. a. gehören.

1909 SCHÖNDORF, Paläozoische Seesterne Deutschlands. I

S. 110—111: Formen aus dem Hunsrückschiefer sind nicht beschrieben. Am Schluß der Untersuchung ist ein umfangreiches Literaturverzeichnis angegeben.

1909 SCHÖNDORF, Die fossilen Seesterne Nassaus

S. 34—35: *Asterias spinosissimus* FERD. ROEMER muß aus der Liste der nassauischen Seesterne gestrichen oder ihr Vorkommen doch sehr fraglich gelassen werden. *Helianthaster rhenanus* FERD. ROEMER: Ein Armbruchstück erwähnt SANDBERGER aus den Hunsrückschiefern der Grube Wilhelm im Wisperthal. Dieses Bruchstück ist SCHÖNDORF nicht bekannt geworden.

1910 FRAAS, Petrefaktensammler

S. 66—67: Es werden erwähnt und abgebildet: *Aspidosoma Tischbeinianum* F. ROEMER, *Helianthaster rhenanus* F. ROEMER, *Roemeraster asperula* (F. ROEMER), *Furcaster palaeozoicus* STÜRTZ.

1910 SCHÖNDORF, Paläozoische Seesterne Deutschlands. II

S. 1—66: Dieser Teil der paläozoischen Seesterne beschäftigt sich mit den Aspidosomatiden des deutschen Unterdevons. Von ihnen kommen im Hunsrückschiefer vor: *Aspidosoma Tischbeinianum* FERG. ROEMER; hier Literaturangaben von 1862—1864 und bis 1908. *Aspidosoma roemeri* nov. sp.

1910 SCHÖNDORF, Über einige „Ophiuriden und Asteriden“

S. 248—252: In dem Kapitel: System der paläozoischen Ophiuroidea, Asteroidea und Auloroidea nach F. SCHÖNDORF werden folgende Asterozoen aus dem Hunsrückschiefer genannt:

<i>Ophiurina Lymani</i> STÜRTZ	<i>Miospondylus rhenanus</i> STÜRTZ
<i>Furcaster palaeozoica</i> STÜRTZ	<i>Cheiropteraster giganteus</i> STÜRTZ
<i>Eospondylus primigenius</i> STÜRTZ	<i>Aspidosoma Tischbeinianum</i> ROEMER
<i>Eoluidia Decheni</i> STÜRTZ	<i>Aspidosoma roemeri</i> SCHÖNDORF

1914 SCHUCHERT, Fossilium Catalogus

S. 6—53: Aus dem Hunsrückschiefer werden folgende Arten erwähnt:

<i>Astropecten</i> (?) <i>schlüteri</i> STÜRTZ	<i>Loriolaster mirabilis</i> STÜRTZ
<i>Bundenbachia beneckeii</i> STÜRTZ	<i>Medusaster rhenanus</i> STÜRTZ
<i>Cheiropteraster giganteus</i> STÜRTZ	<i>Miospondylus rhenanus</i> (STÜRTZ)
<i>Echinasterella sladeni</i> STÜRTZ	<i>Ophiurina lymani</i> STÜRTZ
<i>Echinostella traquairi</i> STÜRTZ	<i>Palaeophiomys grandis</i> (STÜRTZ)
<i>Encrinaster roemeri</i> (SCHÖNDORF)	<i>Palaeophiura simplex</i> STÜRTZ
<i>Encrinaster tischbeinianus</i> (ROEMER)	<i>Palaeosolaster gregoryi</i> STÜRTZ
<i>Eoluidia decheni</i> STÜRTZ	<i>Palaeostella solida</i> STÜRTZ
<i>Eospondylus primigenius</i> (STÜRTZ)	<i>Palasteriscus devonicus</i> STÜRTZ
<i>Furcaster palaeozoicus</i> STÜRTZ	<i>Palastropecten zitteli</i> STÜRTZ
<i>Helianthaster rhenanus</i> ROEMER	<i>Pseudopalasterina follmanni</i> (STÜRTZ)
<i>Jaekelaster petaliformis</i> STÜRTZ	<i>Urasterella asperula</i> (ROEMER)

1914—1940 SPENCER, A Monograph of the British Paleozoic Asterozoa

Ein großer Teil der im Hunsrückschiefer vorhandenen Asterozoen-Arten ist in den folgenden Bänden der Palaeontogr. Soc. behandelt.

67, part I: 1—56, Taf. 1, London 1914.
69, part II: 57—108, Taf. 2—5, London 1916.
70, part III: 109—168, Taf. 6—13, London 1918.
71, part IV: 169—196, London 1919.
part V: 197—236, London 1922.
76, part VI: 237—324, Taf. 18—22, London 1925.
79, part VII: 325—388, Taf. 23—24, London 1927.
part VIII: 389—436, Taf. 25—28, London 1930.
87, part IX: 437—494, Taf. 29—32, London 1934.
94, part X: 495—540, Taf. 33—37, London 1940.

1915 SCHUCHERT, Revision of Paleozoic Stelleroidea

S. 1—279: Aus dem Hunsrückschiefer werden folgende Arten genannt:

<i>Encrinaster roemeri</i> (SCHÖNDORF)	<i>Jaekelaster petaliformis</i> STÜRTZ
<i>Encrinaster tischbeinianus</i> (ROEMER)	<i>Loriolaster mirabilis</i> STÜRTZ
emend. STÜRTZ	<i>Medusaster rhenanus</i> STÜRTZ
<i>Bundenbachia beneckeii</i> STÜRTZ	<i>Miospondylus rhenanus</i> STÜRTZ
<i>Palaeophiomys grandis</i> (STÜRTZ)	<i>Eospondylus primigenius</i> (STÜRTZ)
<i>Cheiropteraster giganteus</i> STÜRTZ	<i>Ophiurina lymani</i> STÜRTZ
<i>Echinasterella sladeni</i> STÜRTZ	<i>Palaeostella solida</i> (STÜRTZ)
<i>Echinasterias spinosus</i> STÜRTZ	<i>Palaeoectria devonica</i> STÜRTZ
<i>Echinostella traquairi</i> STÜRTZ	<i>Pseudopalasterina follmanni</i> (STÜRTZ)
<i>Eoluidia decheni</i> STÜRTZ	<i>Palaeosolaster gregoryi</i> (STÜRTZ)
<i>Furcaster palaeozoicus</i> STÜRTZ	<i>Palasteriscus devonicus</i> STÜRTZ
<i>Helianthaster rhenanus</i> ROEMER	<i>Palastropecten zitteli</i> (STÜRTZ)
<i>Astropecten</i> (?) <i>schlüteri</i> STÜRTZ	<i>Urasterella asperula</i> (ROEMER)

1924 ABEL, Lehrbuch der Paläozoologie

S. 299: Abb. 461. *Loriolaster mirabilis* STÜRTZ, Unterdevon von Bundenbach im Rheinland. Diese Form wird zu den Auluroidea gestellt.

1927 QUENSTEDT, Beiträge zum Kapitel Fossil und Sediment

S. 415: Bei Seesternen weisen oft alle 5 Arme in dieselbe Richtung. Sie haben geschwoit, weil sie leichter beweglich sind als der Körper des Tieres.

1929 KLÄHN, Die Bedeutung der Seelilien und Seesterne

S. 287—302: *Furcaster palaeozoicus* in einer Strömung abgelagert (Taf. 27), *Furcaster palaeozoicus* in Schirmlage zeigt einseitig bewegtes Wasser an (Taf. 28), *Aspidosoma tischbeinianum* mit umgeschlagenem 5. Arm (Taf. 33), *Asterias asperula* (Taf. 34).

1930 R. v. KOENIGSWALD, Die Fauna des Bundenbacher Schiefers

S. 241—247: Beschäftigt sich mit dem Absterben der Seesterne. Die Häufigkeit als Fossilien im Hunsrückschiefer dürfte durch die physikalische Körperbeschaffenheit begründet sein.

1930 R. v. KOENIGSWALD, Die Arten der Einregelung im Sediment

S. 338—360: Folgende Arten werden genannt und z. T. abgebildet:

<i>Aspidosoma tischbeinianum</i> ROEMER	<i>Loriolaster mirabilis</i> STÜRTZ
<i>Bundenbachia beneckeii</i> STÜRTZ	<i>Ophiurina lymani</i> STÜRTZ
<i>Cheiropteraster giganteus</i> STÜRTZ	<i>Palasterina follmani</i> STÜRTZ
<i>Eoluidia decheni</i> STÜRTZ	<i>Palasteriscus devonicus</i> STÜRTZ
<i>Furcaster palaeozoicus</i> STÜRTZ	<i>Roemeraster asperula</i> STÜRTZ
<i>Helianthaster rhenanus</i> ROEMER	

Er stellt folgende Einregelungszustände auf: Uneingeregelt — Dreizinkige Gabelage — Vierzinkige Gabelage — Schirmlage — Beginnende Kippstellung — Kippstellung — Wälzstellung.

1931 KUTSCHER, Zur Entstehung des Hunsrückschiefers

S. 204—207: Die meisten Arten kommen in den Dachschiefergruppen von Bundenbach vor, an anderen Orten treten sie stark zurück. Von Bundenbach sind 26 Arten angeführt. Häufiger kommen in Gemüden vor: *Helianthaster rhenanus* ROEMER, *Furcaster palaeozoicus* STÜRTZ, *Encrinaster tischbeinianus* ROEMER, *Urasterella asperula* ROEMER.

1931 OPITZ, Die Sterntiere von Bundenbach

S. 58—92: Die gleichen Abschnitte wie in 1932: Wie man an den Bundenbacher Sterntieren die Tiefe des Dachschiefermeeres und die Ursache ihres Todes erkennen kann. Regeneration und Abnormität bei Sterntieren von Bundenbach. Übersicht über die jetzt mit Namen versehenen Bundenbacher Sterntiere.

1931 OPITZ, Seltene Seesternfunde von Bundenbach

S. 352—354: Stellt Abnormitäten bei folgenden Seesternen fest: *Palasteriscus devonicus* STÜRTZ, *Helianthaster rhenanus* ROEMER, *Roemeraster asperula* STÜRTZ, *Aspidosoma tischbeinianum* ROEMER.

1931 OPITZ, Aus der Urgeschichte des Hunsrückbodens

S. 55—62: In der Abb. 2 werden Seesterne (Asteroiden) aus dem Schieferschlamme abgebildet: *Bundenbachia Beneckeii*, *Eoluidia Decheni*, *Roemeraster asperula*, *Helianthaster rhenanus*.

1932 OPITZ, Seestern oder Krebs ?

S. 150—155: Bildet *Mimetaster* mit *Furcaster palaeozoicus* STÜRTZ ab.

1932 OPITZ, Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes

S. 58—90: Bildet folgende Sterntiere ab:

<i>Miospondylus rhenanus</i> STÜRTZ	<i>Palaeostella solida</i> STÜRTZ
<i>Jaekelaster petaliformis</i> STÜRTZ	<i>Aspidosoma tischbeinianum</i> ROEMER
<i>Echinodiscus multidactylus</i> STÜRTZ	<i>Aspidosoma roemeri</i> SCHÖNDORF
<i>Echinostella traquairi</i> STÜRTZ	<i>Ophiurites decheni</i> STÜRTZ
<i>Echinasterias spinosus</i> STÜRTZ	

- | | |
|---------------------------------------|---|
| <i>Palaeophiomyxa grandis</i> STÜRTZ | <i>Helianthaster rhenanus</i> ROEMER |
| <i>Palaeosolaster gregoryi</i> STÜRTZ | <i>Cheiropteraster giganteus</i> STÜRTZ |
| <i>Palaeophiura simplex</i> STÜRTZ | <i>Protasteracanthion primus</i> STÜRTZ |
| <i>Bundenbachia beneckeii</i> STÜRTZ | <i>Palaeospondylus zitteli</i> STÜRTZ |
| <i>Echinasterella sladeni</i> STÜRTZ | <i>Roemeraster asperula</i> STÜRTZ |
| <i>Loriolaster mirabilis</i> STÜRTZ | <i>Furcaster palaeozoicus</i> STÜRTZ |
- 1933 KUHN, Die unterdevonischen Schiefer von Bundenbach
S. 128: Abb. 4. Seestern (*Aspidosoma*)
- 1934 LÖRCHER, Die Bundenbacher Schiefer
S. 302—304: Abb. 1. Seestern (*Loriolaster mirabilis*) aus den Dachschiefen des Hunsrücks. Abb. 2. Schlangensterne (*Eoluidea Decheni*) aus den Dachschiefen des Hunsrücks.
- 1935 OPITZ, Tektonische Untersuchungen
S. 235: Von der Grube Schielenberg wird *Urasterella asperula* genannt.
- 1936 DACQUÉ, Versteinertes Leben
Die Fossilien des Hunsrückschiefers sind als Schwefeleisen erhalten. Aus dem Hunsrückschiefer werden *Aspidosoma* und *Medusaster* abgebildet.
- 1937 BENNER, *Euzonosoma tischbeinianum*
S. 117—125: Dieses häufige Hunsrückschiefer-Fossil wird aus dem Unter-Ems des Taunus nachgewiesen.
- 1937 Die Röntgenlampe durchleuchtet Versteinerungen
S. 413—416: Auf S. 415 wird eine unpräparierte Dachschieferplatte und daneben die Röntgenaufnahme von *Miospondylus rhenanus* abgebildet.
- 1938 LEHMANN, Die Anwendung der Röntgenstrahlen in der Paläontologie
S. 23: Auf Taf. 5 und 6 wird *Encrinaster (Aspidosoma) roemeri* SCHÖNDORF abgebildet und zwar Oberflächenseiten und Röntgenaufnahmen von 2 Exemplaren.
- 1938 OPITZ, Schichtung, Schieferung und Lage
S. 236—238: *Palaeostella solida* STÜRTZ, *Loriolaster mirabilis* STÜRTZ werden abgebildet.
- 1949 KUHN, Lehrbuch der Paläozoologie
S. 75—77: Abb. 49a. Querschnitt durch den Arm des Auluroideen *Euzonosoma tischbeinianum*. Abb. 49b. *Encrinaster (Aspidosoma) roemeri* und *Helianthaster*. Sehr häufig ist in Bundenbach *Aspidosoma (Encrinaster)*.
- 1950 SPENCER, Asterozoa and the study of Paleozoic Faunas
S. 393—408: Asterozoen-Gattungen aus dem Unterdevon von Bundenbach werden genannt.
- 1950 LEHMANN, Anomalies et régénérations
S. 267—274: An einigen paläozoischen Asteriden und Ophiuriden werden Armanomalien und Regenerationen beschrieben und teilweise abgebildet. Siehe dazu bei LEHMANN 1951.
- 1951 LEHMANN, Anomalien und Regenerationserscheinungen
S. 401—416: An einigen paläozoischen Asteriden und Ophiuren werden Ausnahmen von der normalen Armzahl, die meist 5 beträgt, festgestellt. Ferner wurden Regenerationen beobachtet und zwar die Neubildung von Armspitzen. Abgebildet werden:
- | | |
|---|---|
| <i>Bundenbachia beneckeii</i> STÜRTZ | <i>Eospondylus primigenius</i> (STÜRTZ) |
| <i>Helianthaster rhenanus</i> ROEMER | <i>Mastigophiura grandis</i> n. gen. n. sp. |
| <i>Eospondylus primigenius</i> (STÜRTZ) | <i>Palasterina maucheri</i> n. sp. |
| <i>Urasterella asperula</i> (ROEMER) | <i>Euzonosoma tischbeinianum</i> (ROEMER) |
| <i>Protasteracanthion primus</i> STÜRTZ | <i>Furcaster decheni</i> (STÜRTZ) |
| <i>Loriolaster mirabilis</i> STÜRTZ | <i>Helianthaster rhenanus</i> ROEMER |
| <i>Furcaster palaeozoicus</i> STÜRTZ | |
- 1953 FATH, Bundenbach im Hunsrück und seine „Figuren“
S. 34—36: Abb. 1. *Furcaster palaeozoicus*, Abb. 2. *Aspidosoma tischbeinianum*, Abb. 3. *Jaekelaster petaliformis*.

1955 KLAGES, Die versteckten Fossilien von Bundenbach

S. 66—68: Abb. 3. Seestern mit Schwimmhaut: *Loriolaster mirabilis* STÜRTZ, Bundenbach im Hunsrück. Abb. 4. Seestern mit Schwimmhaut: *Aspidosoma tischbeinianum*, Bundenbach im Hunsrück. Abb. 5. Seesternreste im Röntgenbild, Bundenbach im Hunsrück.

1956 LEHMANN, Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefeln

S. 63—74: Bildet *Eospondylus primigenius* STUERTZ und *Furcaster palaeozoicus* STUERTZ ab und schildert die Beziehungen zu *Mimetaster hexagonalis* GUERICH.

1957 LEHMANN, Die Asterozoen in den Dachschiefeln des rheinischen Unterdevons

S. 3—160: In dieser Monographie der Asterozoen des Hunsrückschiefers beschreibt LEHMANN 50 Arten, zu denen bis heute keine Neubestimmungen hinzugekommen sind. Sie verteilen sich auf 33 Gattungen und 13 Familien, dazu einige Incertae sedis.

Neu aufgestellt werden folgende 12 Gattungen:

<i>Erinaceaster</i> n. gen.	<i>Archasterina</i> n. gen.
<i>Hymenosoma</i> n. gen.	<i>Schlüteraster</i> n. gen.
<i>Mastigophiura</i> n. gen.	<i>Hunsrückaster</i> n. gen.
<i>Kentrospondylus</i> n. gen.	<i>Kyraster</i> n. gen.
<i>Leioactis</i> n. gen.	<i>Eostella</i> n. gen.
<i>Palaeactis</i> n. gen.	<i>Hystrigaster</i> n. gen.

und folgende neue 24 Arten und Varietäten des Hunsrückschiefers:

<i>Erinaceaster tenuispinosus</i> n. sp.	<i>Helianthaster rhenanus microdiscus</i> n. var.
<i>Erinaceaster giganteus</i> n. sp.	<i>Palasterina tilmanni</i> n. sp.
<i>Encrinaster laevidiscus</i> n. sp.	<i>Palasterina maucheri</i> n. sp.
<i>Hymenosoma opitzi</i> n. sp.	<i>Palasterina marginata</i> n. sp.
<i>Loriolaster gracilis</i> n. sp.	<i>Palasterina taenibrachiata</i> n. sp.
<i>Mastigophiura grandis</i> n. sp.	<i>Archasterina cornuta</i> n. sp.
<i>Eospondylus primigenius compactus</i> n. var.	<i>Urasterella verruculosa</i> n. sp.
<i>Kentrospondylus decadactylus</i> n. sp.	<i>Schlüteraster schlüteri</i> n. sp.
<i>Baliactis tuberculatus</i> n. sp.	<i>Hunsrückaster peregrinus</i> n. sp.
<i>Baliactis scutatus</i> n. sp.	<i>Kyraster inermis</i> n. sp.
<i>Leioactis hunsrückianus</i> n. sp.	<i>Eostella hunsrückiana</i> n. sp.
<i>Palaeactis lanceolatus</i> n. sp.	<i>Hystrigaster horridus</i> n. sp.

1958 LEHMANN, Über einen 21armigen *Medusaster rhenanus* STUERTZ

S. 79: LEHMANN berichtet über einen 21armigen *Medusaster rhenanus* STUERTZ.

1958 LEHMANN, Eine Holothurie zusammen mit *Palaenectria devonica*

S. 81—83: Es wird *Palaenectria devonica* in der Sammlung von Lorenz in Gemünden nachgewiesen.

1959 SEILACHER, Fossilien als Strömungsanzeiger

S. 170—177: Als Beispiele von Einregelungen fossiler Seesterne werden *Furcaster palaeozoicus* und *Euzonosoma tischbeinianum* abgebildet.

1960 SEILACHER, Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer

S. 88—106: Beschreibt eine Reihe von Ophiuren in ihrer Abhängigkeit von den Strömungen im Hunsrückschiefer-See.

1961 KUHN, Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer

S. 9—11: Enorm reich ist das bisherige Fundmaterial an Sterntieren. Im Jahre 1957 waren es 34 Gattungen mit über 50 Arten. Die allermeisten sind nur aus den Bundenbacher Schiefeln bekannt. Neben den Crinoideen sind die Schlangen- und Seesterne die bedeutendsten Fossilien der Bundenbacher Schiefer. Die von LEHMANN 1957 bekanntgemachten Gattungen und Arten sind listenmäßig angeführt.

S. 28—30: Es sind *Encrinaster (Aspidosoma) tischbeinianum* ROEMER, *Roemeraster asperula* (ROEMER), *Furcaster palaeozoicus* STÜRTZ und *Encrinaster (Aspidosoma) roemeri* SCHÖNDORF abgebildet.

1962 TOBIEN, Versteinertes Leben

S. 29: Seestern (*Helianthaster*) aus dem Hunsrückschiefer des Unterdevons von Bundenbach.

- 1963 MÜLLER, Lehrbuch der Paläozoologie, 1. Allgemeine Grundlagen
S. 37—69: Abb. 25. *Roemeraster* in beginnender Kippstellung aus dem Bundenbacher Schiefer. Eine Armspitze ist von der Verwesung stärker angegriffen und beginnt zu zerfallen. Abb. 37. *Euzonosoma tischbeiniana* ROEMER in beginnender Kippstellung. Abb. 39. In Schirmlage. Abb. 40. *Eingeregelte Furcaster*. Abb. 45. *Furcaster palaeozoicus* STÜRTZ in dreizinkiger Gabelage. Abb. 46. In Quirlstellung. Abb. 53. In verschiedenen Lagen.
- 1963 MÜLLER, Lehrbuch der Paläozoologie, II, 3. Teil, 2
S. 399—443: Abb. 534A. *Helianthaster rhenanus* ROEMER. Abb. 549. *Euzonosoma tischbeiniana* (ROEMER), Röntgenaufnahme. Abb. 550. *Encrinaster roemeri* (SCHÖNDORF), Röntgenaufnahme. Abb. 551. *Hymenosoma opitzi* LEHMANN. Abb. 552. *Cheiropteraster giganteus* STÜRTZ. Abb. 553. *Bundenbachia benekei* STÜRTZ, Röntgenaufnahme. Abb. 554. *Eospondylus primigenius* (STÜRTZ). Abb. 555, 556. *Furcaster palaeozoicus* STÜRTZ. Abb. 557. *Ophiurina lymani* STÜRTZ. Abb. 583. *Urasterella asperula* (STÜRTZ).
- 1963 KUTSCHER, Die Anwendung der Röntgentechnik
S. 82—83: Es werden 66 Aufnahmen von Röntgenbildern von Hunsrückschiefer-Asterozoen nachgewiesen. Abgebildet werden: *Urasterella asperula* (F. ROEMER), *Palaeostella solida* STÜRTZ, *Medusaster rhenanus* STÜRTZ, *Palaenectria devonica* STÜRTZ.
- 1963 KUTSCHER & HORN, Fossilien und organogener Detritus
S. 87—91: Röntgenaufnahmen von *Palaeactis lanceolatus*, *Palasterina tilmanni*, *Miospondylus rhenanus*, *Ophiurina lymani* und *Furcaster palaeozoicus*.
- 1964 TOBIEN, Paläontologische Forschungen mit radiologischen Methoden
S. 15: Seestern (*Encrinaster*) aus dem unteren Devon von Bundenbach.
- 1966 SPENCER & WRIGHT, Asterozoans
S. U 4: Subphylum Asterozoa ZITTEL 1895; Class Stelleroidea LAMARCK 1816; Subclass Somasteroidea SPENCER 1951, Subclass Asteroidea DE BLAINVILLE 1830, Subclass Ophiuroidea GRAY 1840.
S. U 39—U 107:
- | | |
|---|--|
| <i>Palasteriscus devonicus</i> STÜRTZ | <i>Stuertaster spinosissimus</i> (ROEMER) |
| <i>Palaeosolaster gregoryi</i> STÜRTZ | <i>Medusaster rhenana</i> STÜRTZ |
| <i>Palaeostella follmanni</i> (SCHÖNDORF) | <i>Cheiropteraster giganteus</i> STÜRTZ |
| <i>Eostella hunsrueckiana</i> LEHMANN | <i>Euzonosoma tischbeinianum</i> (F. ROEMER) |
| <i>Hunsrueckaster peregrinus</i> LEHMANN | <i>Loriolaster mirabilis</i> STÜRTZ |
| ? <i>Kyraster inermis</i> LEHMANN | <i>Mastigophiura grandis</i> LEHMANN |
| <i>Baliactis devonicus</i> SPENCER | <i>Palaeophiura simplex</i> STÜRTZ |
| <i>Helianthaster rhenanus</i> ROEMER | <i>Miospondylus rhenanus</i> STÜRTZ |
| <i>Echinasterella sladeni</i> STÜRTZ | <i>Furcaster palaeozoicus</i> STÜRTZ |
| <i>Hystrigaster horridus</i> LEHMANN | <i>Eospondylus primigenius</i> STÜRTZ |
| <i>Urasterella verruculosa</i> LEHMANN | <i>Kentrospondylus decadactylus</i> LEHMANN |
- 1967 KUTSCHER. Die museale Darstellung von Hunsrückschiefer-Fossilien
S. 69—73: Abgebildet sind *Urasterella verruculosa* LEHMANN, *Ophiurina lymani* STUERTZ, *Palaeactis lanceolatus* LEHMANN, *Palasterina tilmanni* LEHMANN, z. T. als Röntgenaufnahmen.
- 1967 Müller, Röntgenographische Untersuchungen an Fossilien
S. 8—12: Abb. 1a u. 1b: Oberflächen- und Röntgenaufnahme von *Palaeactis lanceolatus* LEHMANN und *Palasterina tilmanni* LEHMANN von der Grube Schielenberg. Abb. 4 u. 5: *Loriolaster mirabilis* STUERTZ aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach. Abb. 7: In einem den heutigen Glasschwämmen ähnlichen Exemplar haben sich vor der Einbettung Schlangensterne (*Furcaster palaeozoicus* STUERTZ) verfangen.
- 1967 STÜRMEER, Röntgenaufnahmen von Fossilien
S. 25—26: Wohl am besten untersucht sind in den Bundenbacher Devon-Schiefen die Asterozoen. Das abgebildete Exemplar hat 12 Arme. In Abb. B sind 3 mikroskopisch kleine Schlangensterne abgebildet, die mit 26 weiteren bei der Röntgenaufnahme der gleichen Platte zum Vorschein kamen.

1967 O. THEIS, Fossilien im Bundenbacher Schiefer

S. 10—11: In einer Liste werden unter den Stachelhäutern 37 Arten aufgezählt. Es werden abgebildet:

Roemeraster asperula STÜRTZ

Palasteriscus devonicus STÜRTZ

Furcaster palaeozoicus STÜRTZ

Cheiropteraster giganteus STÜRTZ

Furcaster decheni STÜRTZ

Medusaster (3 Exemplare)

1969 STÜRMEER, Röntgenuntersuchung an paläontologischen Präparaten

S. 49: Bild B. *Mastigophiura grandis*, einer der größten im Unterdevon von Bundenbach vorkommenden Schlangensterne.

1970 KUTSCHER, Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers

S. 87—100: Bildet *Cheiropteraster giganteus* STUERTZ, *Urasterella verruculosa* LEHMANN und *Ophiurina lymani* STUERTZ ab.

1970 KUTSCHER, Die Echinodermen des Hunsrückschiefer-Meeres

S. 37—48: Die Asterozoen werden als Anzeiger der Umweltbedingungen im Hunsrückschiefer-See charakterisiert. Ein Massenvorkommen von *Encrinaster roemeri* (SCHOEN-DORF) wird beschrieben und abgebildet.

1970 Kutscher, Vor 350 Millionen Jahren

Euzonosoma tischbeinianum ROEMER, *Furcaster palaeozoicus* STÜRTZ, Verkiester 32ar-miger Seestern; Abb. 1. *Medusaster rhenanus* STÜRTZ, Oberflächenaufnahme und Röntgenaufnahme.

1970 KUTSCHER, Peter Tischbein und die Hunsrückschiefer-Fossilien

S. 84—87: Es wird *Euzonosoma tischbeinianum* (F. ROEMER), ein Schlangensterne aus den Dachschiefergruben des Hunsrücks genannt.

1970 STÜRMEER, Die Röntgenaufnahme in der Paläontologie

S. 578: Bild 2. *Mastigophiura grandis*, einer der größten Schlangensterne im Schiefer von Bundenbach/Hunsrück.

1970 STÜRMEER, Versteinerungen mit Röntgenaugen gesehen

S. 1641: Abb. 4a. *Mastigophiura grandis*, ein großer, prachtvoll erhaltener Schlangensterne aus dem Unterdevon des Hunsrücks.

1972 FÖRSTER, Steinbruch mit Röntgenstation

S. 150: Schieferplatte unterm Röntgenschild. Ein mehr als 300 Millionen Jahre alter Schlangensterne wird sichtbar.

O. J. GEIB, Versteinerungen des Hunsrückschiefers

S. 12—15: Bild 6—8: Schlangensterne (*Loriolaster mirabilis*, *Furcaster decheni*, *Euzonosoma tischbeinianum*). Bild 9—10: Seesterne (*Medusaster rhenanus*, *Palaeosolaster gregoryi*).

3. Die Asterozoen im Hunsrückschiefer

In vielen Gruben des Hunsrücks, in denen früher häufig Dachschiefer gespalten wurden (heute kaum noch), bietet sich Gelegenheit, Funde von Asterozoen zu bergen. Größtenteils sind sie gut erhalten. Im Gegensatz zu den Crinoideen sind sie kompakter und daher nicht so zerfallen wie diese. In Deutschland sind die Asterozoen vor allem durch ROEMER (1862—1864), STÜRTZ (1886, 1890, 1893, 1899), SCHÖNDORF (1909, 1910) und LEHMANN (1938, 1950, 1951, 1957, 1958) eingehend bearbeitet worden. Von Ausländern haben sich besonders GREGORY (1896—1900) und SPENCER (1914—1941) damit beschäftigt.

Eine moderne Liste ist W. W. LEHMANN 1957 zu entnehmen.

4. Zusammenfassung

Vertreter des Echinodermen-Unterstammes Asterozoa kommen im Hunsrückschiefer arten- und individuenreich vor. Insgesamt sind heute 50 Arten bekannt.

Eine Erweiterung dieser Zahl ist bei der weltweiten Verbreitung der Echinodermen-Fossilien sicherlich zu erwarten.

Mitteilungen über die Asterozoen des Hunsrückschiefers sind in der Fachliteratur weit zerstreut. 70 Nachweise sind hier angeführt. — Die 50 Arten verteilen sich auf 33 Gattungen und 13 Familien.

Bei günstiger Erhaltung sind die Hartteile mit einer dünnen Haut von Schwefel-eisen überzogen. Zum Teil sind sie auch verkieselt, oder es liegt die ursprüngliche Kalkerhaltung vor. Zumeist lassen sich gute Röntgenbilder herstellen, die als wertvolles und aufschlußreiches Hilfsmittel zur Bestimmung dienen können. Haben sich große Pyritkristalle gebildet, so kann man die Struktur der einzelnen Skeletteile nicht erkennen. Oft haben die spröden Skelettelemente Sprünge erhalten.

Zumeist müssen die Stücke mechanisch freigelegt werden. LEHMANN hat eine Präparationsmethode entwickelt, die es erlaubt, eine Präparation von Ober- und Unterseite der Fundstücke auszuführen.

Regeneration verletzter Arme ist bei vielen Funden nachgewiesen. Als Abnormität kommen zahlreiche Individuen mit vermehrter oder verringerter Armzahl vor.

5. Schriftenverzeichnis

- ABEL, O. (1924): Lehrbuch der Paläozoologie. — 2. Aufl., 525 S., 700 Abb.; Jena.
- BENNER, J. (1937): *Euzonosoma tischbeinianum* (F. ROEMER), Ech. Ast., aus dem Unter-Koblentz des Taunus. — *Senckenbergiana* 9: 117—125, 9 Abb.; Frankfurt a. M.
- DACQUÉ, E. (1936): Versteinerter Leben. — 120 S., 16 Abb., 48 Taf.; Berlin-Zürich.
- FATH, J. (1953): Bundenbach im Hunsrück und seine „Figuren“. — Aufschluß, 4: 34—36, 6 Abb.; Rossdorf bei Darmstadt.
- FÖRSTER, R. (1972): Steinbruch mit Röntgenstation. — *Kosmos*, 68: 147—150, 6 Abb.; Stuttgart.
- FRAAS, E. (1910): Der Petrefaktensammler. — 249 S., 72 Taf., 139 Abb.; Stuttgart.
- FRECH, F. (1897—1902): *Lethaea geognostica* oder Beschreibung und Abbildung der für die Gebirgs-Formationen bezeichnendsten Versteinerungen, I. Teil. *Lethaea palaeozoica*, 2. Band; Stuttgart.
- FUCHS, A. (1899): Das Unterdevon der Loreleigegend. — *Jb. nass. Ver. Naturk.*, 52: 1—96, geol. Kte. u. Profiltaf.; Wiesbaden.
- GEIB, K.W. (o. J.): Versteinerungen des Hunsrückschiefers. A. 24, 23 S., Lichtbildreihen der Landesbildstelle Rheinland-Pfalz.
- GREGORY, J. W. (1896): On the Classification of the Palaeozoic Echinoderms of the Group Ophiuroidea. — *Proc. zoological soc. London*, 1896: 1028—1044; London.
- KLÄHN, H. (1929): Die Bedeutung der Seelilien und Seesterne für die Erkennung von Wasserbewegung nach Richtung und Stärke. — *Palaeobiologica*, 2: 287—302, 9 Taf.; Wien u. Leipzig.
- KLAGES, O. (1955): Die versteckten Fossilien von Bundenbach. — *Aufschluß*, 6: 66—68, 6 Abb.; Rossdorf bei Darmstadt.
- KLINGHARDT, F. (1932): Beobachtungen an lebenden und fossilen Schlangen-Seesternen, Quallen und Rudisten. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, 53: 947—963, 7 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- KÖNIGSWALD, R. v. (1930): Die Fauna des Bundenbacher Schiefers in ihren Beziehungen zum Sediment. — *Cbl. Miner.*, B: 241—247; Stuttgart.
- (1930): Die Arten der Einregelung im Sediment bei den Seesternen und Seelilien des unterdevonischen Bundenbacher Schiefers. — *Senckenbergiana*, 12: 338—360, 19 Abb., 7 Taf.; Frankfurt a. M.
- KUHN, O. (1933): Die unterdevonischen Schiefer von Bundenbach. — *Natur u. Kultur*, 30: 127—130, 6 Abb.; Innsbruck - Wien - München.

- (1949): Lehrbuch der Paläozoologie. — 326 S., 224 Abb., 50 Taf.; Stuttgart.
- (1961): Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer. — Neue Brehm-Bücherei, **274**, 48 S., 45 Abb.; Wittenberg-Lutherstadt.
- KUTSCHER, F. (1931): Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. nass. Ver. Naturk., **81**: 177—232, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1963): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 3. Die Anwendung der Röntgentechnik zur Diagnostik der Hunsrückschieferfossilien. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 74—86, 3 Taf.; Wiesbaden.
- (1967): Die museale Darstellung von Hunsrückschiefer-Fossilien mit modernen Präparationsmethoden und Röntgendiagnostik. — Museumskunde: 66—75, 4 Abb.; Berlin.
- (1969): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 23. Aus der Frühgeschichte der Untersuchung von Hunsrückschiefer-Fossilien. — Decheniana, **122**: 15—20; Bonn.
- (1970): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 30. Die Echinodermen des Hunsrückschiefer-Meeres. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **56**: 37—48, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1970): Die Versteinerungen des Hunsrückschiefers. — Aufschluß, **19**. Sonderh., Idar-Oberstein: 87—100, 14 Abb.; Heidelberg.
- (1970): Vor 350 Millionen Jahren. Leben im Hunsrückschiefer-Meer. — Mappe mit 16 Bildern und Beschreibungen; Bad Kreuznach (Jung & Co.).
- (1970): Peter Tischbein und die Hunsrückschiefer-Fossilien. — Mitt. Ver. Heimatkde. Landkreis Birkenfeld u. Heimatfreunde Oberstein, **33**: 84—87, 2 Abb.; Idar-Oberstein.
- & HORN, M. (1963): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 4. Fossilien und organischer Detritus im Sediment. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 87—91, 1 Taf.; Wiesbaden.
- LEHMANN, W. M. (1938): Die Anwendung der Röntgenstrahlen in der Paläontologie. — Jb. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **27**: 16—24, 6 Taf.; Stuttgart.
- (1950): Anomalies et régénérations chez quelques Asterozoa paléozoïque. — C. R. sommaire et Bull. soc. geol. France, 5. s., **20**: 267—274, 2 Taf.; Paris.
- (1951): Anomalien und Regenerationserscheinungen an paläozoischen Asterozoen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **93**: 401—416, 7 Taf.; Stuttgart.
- (1956): Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefeln. — Aufschluß, **3**. Sonderh.: 63—74, 20 Abb.; Rossdorf bei Darmstadt.
- (1957): Die Asterozoen in den Dachschiefeln des rheinischen Unterdevons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **21**, 160 S., 31 Abb., 55 Taf.; Wiesbaden.
- (1958): Über einen 21armigen *Medusaster rhenanus* STUERTZ aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 79—80, 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1958): Eine Holothurie zusammen mit *Palaenectria devonica* und einem Brachiopoden in den unterdevonischen Dachschiefeln des Hunsrücks durch Röntgenstrahlen entdeckt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 81—86, 3 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- LÖRCHER, E. (1934): Die Bundenbacher Schiefer. — Kosmos, **31**: 301—304, 4 Abb.; Stuttgart.
- MÜLLER, A. H. (1963): Lehrbuch der Palaeozoologie. II. — Teil 3, 2, 698 S., 854 Abb.; Jena.
- (1963): Lehrbuch der Palaeozoologie. 1, Allgemeine Grundlagen. 2. Aufl., 387 S., 228 Abb.; Jena.
- MÜLLER, K. J. (1967): Röntgenographische Untersuchungen an Fossilien. — Röntgen, Nr. 9: 8—12, 7 Abb.; Antwerpen.
- OPITZ, R. (1931): Die Sterntiere von Bundenbach. — Veröff. Ver. Heimatk. Landesteil Birkenfeld: 58—92, 96 Abb.; Birkenfeld.
- (1931): Aus der Urgeschichte des Hunsrückbodens. — Kosmos, **28**: 55—62, 5 Abb.; Stuttgart.

- (1931): Seltene Seesternfunde von Bundenbach. — Natur u. Museum, **61**: 352—354, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1932a): Seestern oder Krebs? Ein merkwürdiges Gliedertier (*Mimetaster*) aus den Dachschiefern von Bundenbach. — Natur u. Museum, **62**: 150—155, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1932b): Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. — 224 S., 170 Abb.; Birkenfeld.
- (1935): Tektonische Untersuchungen im Bereich der unterdevonischen Dachschiefer südöstlich vom Idarwald (Hunsrück). — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **55**: 219—257, 14 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- (1938): Schieferung, Schichtung und Lage der Versteinerungen im Hunsrück-Dachschiefer. — Natur u. Volk, **68**: 234—238, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- QUENSTEDT, W. (1927): Beiträge zum Kapitel Fossil und Sediment vor und bei der Einbettung. — N. Jb. Miner. usw., **58**, Beil.-Bd., B: 353—432; Stuttgart.
- ROEMER, FERD. (1862—64): Asteriden und Crinoiden aus Devonischem Dachschiefer von Bundenbach bei Birkenfeld. — Palaeontographica, **9**: 143—152, 7 Taf.; Cassel.
- SANBERGER, F. v. (1889): Über die Entwicklung der unteren Abtheilung des devonischen Systems in Nassau, verglichen mit jener in anderen Ländern. Nebst einem paläontologischen Anhang. — Jb. Nass. Ver. Naturk., **42**: 1—107, 1 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- SCHMIDT, W. E. (1934): Die Crinoideen des Rheinischen Devons. I. Teil: Die Crinoideen des Hunsrückschiefers. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **163**, 149 S., 29 Abb., 34 Taf.; Berlin.
- (1941): Die Crinoideen des Rheinischen Devons. II. Teil: A. Nachtrag zu: Die Crinoideen des Hunsrückschiefers. B. Die Crinoideen des Unterdevons bis zur *Cultrijugatus*-Zone (mit Ausschluß des Hunsrückschiefers). — Abh. Reichsst. Bodenforsch., N. F., **182**, 253 S., 62 Abb., 26 Taf.; Berlin.
- SCHÖNDORF, F. (1909): Paläozoische Seesterne Deutschlands. I. Die echten Asteriden der rheinischen Grauwacke. — Palaeontographica, **56**: 37—112, 7 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.
- (1909): Die fossilen Seesterne Nassaus. — Jb. Nass. Ver. Naturk., **62**: 7—43, 2 Abb., 4 Taf.; Wiesbaden.
- (1910): Über einige „Ophiuriden und Asteriden“ des englischen Silur und ihre Bedeutung für die Systematik paläozoischer Seesterne. — Jb. Nass. Ver. Naturk., **63**: 206—256, 9 Abb.; Wiesbaden.
- (1910): Paläozoische Seesterne Deutschlands. II. Die Aspidosomatiden des deutschen Unterdevons. — Palaeontographica, **57**: 1—66, 10 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- SCHUCHERT, CH. (1914): Fossilium Catalogus, I: Animalia, Editus a, Pars 3, Stelleroidea palaeozoica. — 53 S.; Berlin.
- SCHUCHERT, C. (1915): Revision of Paleozoic Stelleroidea with special reference to North American Asteroidea. — Smithsonian Inst. US Mus., Bull., **88**, 311 S., 41 Abb., 38 Taf.; Washington.
- SEILACHER, A. (1959): Fossilien als Strömungsanzeiger. — Aus der Heimat, **67**: 170—177, 8 Abb., 1 Taf.; Oehringen.
- (1960): Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 88—106, 13 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- SPENCER, W. K. (1950): Asterozoa and the study of Paleozoic Faunas. — Geol. mag., **87**: 393—408; Herdfort.
- & WRIGHT, C. W. (1966): Asterozoans. S. U 4—U 107. In MOORE, R. C., Treatise Invertebrate Paleontology, Part U, Echinodermata 3, 1.
- STÜRMER, W. (1967): Röntgenaufnahmen von Fossilien. — Image, Roche: 25—32, 21 Abb.; Grenzach/Baden.
- (1969): Röntgenuntersuchung an paläontologischen Präparaten. — Electromedica, **2**: 48—50.
- (1970): Die Röntgenaufnahme in der Paläontologie. — Umsch. Wiss. u. Technik, **18**: 577—578; Frankfurt a. M.

- (1970): Versteinerungen mit Röntgen-Augen gesehen. — Das neue Erlangen, **22**: 1640—1647; Erlangen.
- STÜRTZ, B. (1886): Ueber paläozoische Seesterne. — N. Jb. Miner. usw., **2**: 142—154; Stuttgart.
- (1886): Beitrag zur Kenntnis paläozoischer Seesterne. — Palaeontographica, **32**: 75—98, 7 Taf.; Stuttgart.
- (1890): Neuer Beitrag zur Kenntnis paläozoischer Seesterne. — Palaeontographica, **36**: 203—247, 6 Taf.; Stuttgart.
- (1893): Ueber versteinerte und lebende Seesterne. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. usw., **50** (5. Folge: 10 Jg.): 1—92, 7 Taf.; Bonn.
- (1899): Ein weiterer Beitrag zur Kenntnis paläozoischer Asteroiden. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. usw., **56**: 176—240, 3 Taf.; Bonn.
- THEIS, O. (1967): Fossilien im Bundenbacher Schiefer. Schöpfung und Geschenk. — 14 S., 13 Taf.; Bundenbach.
- TOBIEN, H. (1962): Versteinertes Leben: 28—33. In: Deutsche Landschaft, **11**, 244 S., 125 Photos, 9 Kt. u. graph. Darst.; Essen.
- UBAGHS, G. (1953): Classe des Stelléroïdes (Stelleroïdea), S. 774—842. In: J. PRIVETEAU, Traite de Paléontologie, **3**; Paris.
- ZITTEL, K. v. (1895): Grundzüge der Palaeontologie (Palaeozoologie). — 971 S., 2048 Abb.; München u. Leipzig.
- Die Röntgenlampe durchleuchtet Versteinerungen. — Kosmos, **34**, Jg. 1937: 413—416; Stuttgart.
- GEIB, K. W. (1937): Die Seelilien und Seesterne des Hunsrückschiefers. — Aus der Heimat, **50**: 71—77, 4 Taf., 12 Bilder; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 21. 4. 1975

Über ein gut erhaltenes dermales Schädeldach von *Platysomus striatus* AGASSIZ (Palaeonisciformes, Actinopterygii, Osteichthyes) aus dem Kupferschiefer von Richelsdorf (Perm, Hessen)

Von

GÜNTHER SCHAUMBERG*

Mit 2 Abbildungen und Tafel 2

Kurzfassung: Ein Schädelfragment von *Platysomus striatus* AGASSIZ aus dem Kupferschiefer von Richelsdorf (Hessen) gibt Aufschluß über die Gestalt der Deckknochen des Craniums in Dorsalansicht.

Abstract: A skull-fragment of *Platysomus striatus* AGASSIZ from the Kupferschiefer of Richelsdorf (Hessen) informs about the dermal skull-roof pattern.

Im Zusammenhang der Vorbereitungen für eine Neubearbeitung der Fossilfunde im hessischen Kupferschiefer von Richelsdorf stieß ich bei der Durchsicht verschiedener Privatsammlungen aus dem hiesigen Raum auf ein interessantes Schädelfragment von *Platysomus striatus* AGASSIZ, das mir einer besonderen Erwähnung wert erscheint. Es stammt von der Halde der ehemaligen Grube Schnepfenbusch bei Bauhaus, Krs. Hersfeld-Rotenburg. Ich danke dem Finder, Herrn SIMON, Cornberg, für die Überlassung zum Zwecke der Bearbeitung und Veröffentlichung. Herrn Dr. BENDIX-ALMGREEN, Kopenhagen, danke ich für die freundliche Durchsicht des Manuskriptes.

Platysomus striatus, ein hochrückiger Actinopterygier, nach BERG (1958: 125) der Ordnung der Palaeonisciformes, Unterordnung der Platysomoidei zugehörig, ist seit langem als charakteristischer Vertreter der Fauna des oberen Perms aus dem englischen Marl-slate und dem äquivalenten deutschen Kupferschiefer bekannt. In den Fossilbeschreibungen des Kupferschiefers tritt er auch unter den Bezeichnungen *Platysomus gibbosus*, *P. rhombus* und *P. intermedius* auf; doch es handelt sich dabei vermutlich um Varietäten der gleichen Art.

Infolge seines seitlich stark zusammengedrückten Körpers und der gleichzeitig erfolgten Vertikalstreckung ist *Platysomus* — im Gegensatz zu dem häufigsten Kupferschieferfisch, *Palaeoniscus freieslebeni*, der einen rundlich-ovalen Körperquerschnitt besitzt — ausschließlich lateral im Sediment eingelagert. Seit der ausführlichen Bearbeitung der Platysomiden durch TRAQUAIR (1879) ist der Schädelbau,

* G. SCHAUMBERG, Lerchenweg 3, 3440 Eschwege.

bezogen auf seine Lateralansicht, annähernd vollständig bekannt. TRAQUAIR lieferte auch eine Beschreibung und Abbildung der dorsalen Deckknochen des Craniums (1879: 378 u. Taf. 6 Fig. 6). Er stützte sich dabei auf die unterkarbonische Art *Platysomus parvulus*, von der ihm ein Negativabdruck in einer Toneisengeode zur Verfügung stand. Dieser ist jedoch infolge Wegbrechens in Höhe der Nasenöffnungen unvollständig (Abb. 1). Alle lateral eingebetteten Exemplare zeigen die dorsale Partie des Schädeldachs in stark deformiertem Zustand, und so konnte sie auch von späteren Autoren keine Berücksichtigung erfahren (MOY-THOMAS & MILES 1971: 94—97, PIVETEAU 1966: 99—102).

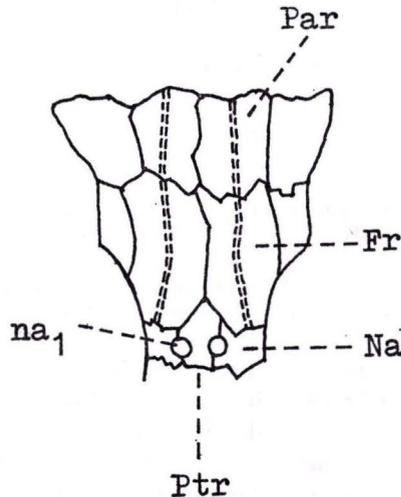


Abb. 1. Partielles Schädeldach von *Platysomus parvulus* AGASSIZ. Gezeichnet nach einem Abdruck in einer Toneisengeode. Fenton, Staffordshire (Unterkarbon). Vergrößerte Zeichnung nach TRAQUAIR (1879: Taf. 6 Fig. 6).

Der Fund eines sehr stark zerfallenen *Platysomus striatus* im Kupferschiefer ergänzt nun unsere Kenntnis in anschaulicher Weise. Auf einer Platte von rund 300 mm Durchmesser liegt, umgeben von einer Vielzahl von *Platysomus*-Schuppen und von einzelnen Innenskelettbestandteilen, ein 62 mm langes Schädelfragment, das die dorsalen Deckknochen eines Craniums in unzerstörtem Verband zeigt (Taf. 2). Nirgends hängt ein Stück des Schuppenpanzers unmittelbar an, so daß die Artbestimmung nur in Form eines Indizienbeweises möglich ist. Doch dieser besitzt wegen der Nachbarschaft zu den zahlreichen *Platysomus*-Schuppen höchstmöglichen Wahrscheinlichkeitsgrad. Die Abmessungen des Schädeldachs gestatten seine fugenlose Einpassung in ein lateral eingelagertes Vergleichsexemplar von 260 mm Gesamtkörperlänge. Die Höhlung des Neurocraniums liegt von innen her offen. Die Knochen des Schädeldachs sind durch deutlich sichtbare Nähte voneinander geschieden. Bei einer Ansicht von der Gegenseite wäre die Klarheit des Bildes vermutlich durch Tuberkeln und Rippen der Außenskulptur stärker beeinträchtigt worden.

Um die Abweichungen, die *Platysomus* gegenüber seinen fusiformen Verwandten aufweist, deutlich zu machen, ergänze ich die beigegebene Zeichnung (Abb.2) durch eine entsprechende Schädelansicht von *Palaeoniscus*, wie sie jedem Kenner des Kupferschiefers von mannigfachen Funden dorsoventral eingebetteter Stücke vertraut ist (Bezeichnungen der Skelettelemente nach WESTOLL).

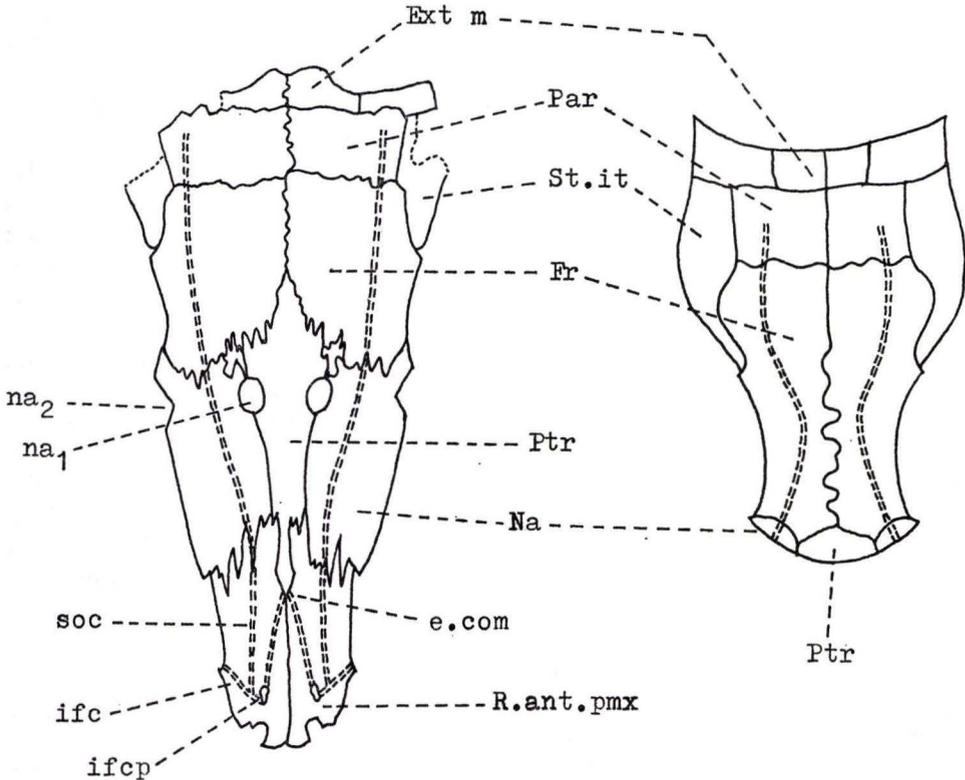


Abb.2. Links: Dorsale Deckknochen des Craniums von *Platysomus striatus* AGASSIZ. Zeichnung nach Taf. 2. Rechts: Dorsalansicht des Schädels von *Palaeoniscus freieslebeni* BLAINVILLE. Ausschnitt nach WESTOLL (1934) aus ALDINGER (1937: 105, Fig.25).

Ext m mittleres Extrascapulare; Fr Frontale; Na Nasale; Par Parietale; Ptr Postrostrale; R. ant. pmx Rostro-Antorbito-Praemaxillare; St. it Supratemporo-Intertemporale; e.com ethmoidale Commissur; ifc infraorbitaler Sinneskanal; ifcp Pore des infraorbitalen Sinneskanals; na₁ vordere Nasenöffnung; na₂ hintere Nasenöffnung; soc supraorbitaler Sinneskanal.

Im Bereich der Extrascapularia und Parietalia zeigen *Platysomus striatus* und *Palaeoniscus* weitgehende Übereinstimmung. Die Ausdehnung dieser Knochen — wie auch der Frontalia — in Richtung der Körperlängsachse ist bei *Platysomus striatus* gegenüber *Palaeoniscus* sogar merklich kürzer, während andererseits die Parietalia von *Platysomus parvulus* ausgesprochen hochrechteckige Formen besitzen. Die

starken Unterschiede in der Anatomie, die durch die Anpassung des Schädelskeletts an die Dorsalstreckung des Fischleibes bedingt sind, wirken sich speziell in der Rostro-Nasalzone aus. Das Postrostrale, der einzige unpaare Schädelknochen, erfährt eine außerordentliche Dehnung in der Längsrichtung, ebenso die flankierenden Nasalia. Die sehr erhebliche Größendifferenz, die die genannten Knochen bei *Platysomus* gegenüber *Palaeoniscus* aufweisen, wird allerdings auf der Zeichnung noch dadurch verstärkt, daß Nasalia und Postrostrale bei *Palaeoniscus* räumlich verkürzt erscheinen, während sie bei *Platysomus* voll sichtbar in einer Ebene liegen. Die Funktion der vorderen Schädelspitze übernimmt bei *Platysomus* ein weiteres Knochenpaar, das Rostro-Antorbito-Praemaxillare. Es umwächst das Postrostrale. Räumlich liegt die Spitze des Kopfes an den Poren des infraorbitalen Sinneskanals, die deutlich am Fehlen der Knochensubstanz erkennbar sind. Der praemaxillare Fortsatz biegt danach wieder etwas einwärts. Eine entsprechende Schädelbildung zeigt *Canobius*, ein Vertreter der Palaeonisciformes aus dem Unterkarbon (Abbildungen bei BERG 1958: Abb. 94c und bei MÜLLER 1966: 203, Abb. 228, nach MOY-THOMAS & DYNE 1938). Auch nach dem neuen Fund habe ich nicht den Eindruck — und bestätige damit eine entsprechende Vermutung TRAQUAIRS —, daß *Platysomus*, im Gegensatz zu *Canobius*, an dem praemaxillaren Fortsatz Zähne trug. Die tiefgesägten Nähte im mittleren und vorderen Teil des Schädeldachs lassen den Prozeß der Längsstreckung eindrucksvoll spüren. Dicht oberhalb der vorderen Nasenöffnungen scheinen die Knochen am Zusammentreffen dreier Nähte nur unzulänglich miteinander verwachsen zu sein. Die blinde Endigung des supraorbitalen Sinneskanals innerhalb des Parietale konnte ich am untersuchten Stück wegen Herausbrechens von Knochensubstanz in dieser Gegend nicht mit Sicherheit feststellen. Doch der Vergleich mit einem gut erhaltenen Exemplar lateraler Einbettung ergab, daß die Verhältnisse bei *Platysomus* hier denen bei *Palaeoniscus* entsprechen.

Schriftenverzeichnis

- AGASSIZ, L. (1833—1845): Recherches sur les poissons fossiles. 2 Tl. 2. — Du genre *Platysomus*: 161—171; Neuchâtel.
- ALDINGER, H. (1937): Permische Ganoidfische aus Ostgrönland. — Medd. Grönland, **102/03**, 392 S., 44 Taf.; Kopenhagen (Reitzel).
- BERG, L. S. (1958): System der rezenten und fossilen Fischartigen und Fische. — 310 S., 263 Abb.; Berlin (VEB Dt. Verl. d. Wiss.).
- MOY-THOMAS, J. A. & DYNE, M. B. (1938): Actinopterygian fishes from the Lower Carboniferous of Glancarholm. — Trans. Roy. Soc., **59**, Tl. 2, Nr. 17: 437—480; Edinburgh.
- & MILES, R. S. (1971): Palaeozoic fishes. — 259 S.; London (Chapman & Hall).
- MÜLLER, A. H. (1966): Lehrbuch der Paläozoologie. **3**, Vertebraten. Tl. 1, Fische im weiteren Sinn und Amphibien. — 638 S., 698 Abb.; Jena (Fischer).
- PIVETEAU, I. (1966): Traité de Paléontologie. **4**. Tl. 3, Actinoptérygiens, Crossoptérygiens, Dipneustes. — 357 Abb., 11 Taf.; Paris.
- TRAQUAIR, R. H. (1879): On the structure and affinities of the Platysomidae. — Trans. Roy. Soc., **29**: 343—391, 4 Taf.; Edinburgh.
- WESTOLL, T. S. (1934): The Permian Palaeoniscid fishes of Northumberland and Durham. — Durham (Manusk.).

Geol. Jb. Hessen	104	S. 43-49	1 Abb.	1 Tab.	Taf. 19	Wiesbaden 1976
------------------	-----	----------	--------	--------	---------	----------------

Profile durch den Mittleren Buntsandstein an der Ostflanke des nordhessischen Teilbeckens (Gebiet östlich Kassel)

Von

DIETRICH RAMBOW*

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und Tafel 19

Kurzfassung: Anhand von Bohrprofilen und zugehörigen Gamma-Logs wird ein Überblick über Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung der Volpriehausen-Folge, der Detfurth-Folge und der Hardeggen-Folge des Mittleren Buntsandsteins zwischen dem nordhessischen „Becken“ (weitere Umgebung von Kassel) und der Eichsfeldschwelle gegeben.

Abstract: New well logs of the Middle Bunter, which resulted from the boreholes drilled in order to examine the Bunter east of the town of Kassel are explained by means of gamma Logs.

Inhalt

1. Einleitung	43
2. Volpriehausen-Folge	44
3. Detfurth-Folge	47
4. Hardeggen-Folge	48
5. Schriftenverzeichnis	48

1. Einleitung

Das hier behandelte Gebiet umfaßt Teile des von KREYSING (1957) bearbeiteten Gebietes und schließt nach S an die von HERRMANN & HOFRICHTER (1963a, b) untersuchten Gebiete an. KUPFAHL (1958) und LAEMMLEN (1958) haben Profile aus dem Gebiet des Meißners veröffentlicht. KUNZ (1965) hat dieses Gebiet teilweise in seine Betrachtungen miteinbezogen, jedoch einerseits nur Hardeggen- und Solling-Folge, andererseits mit dem Schwerpunkt auf der Schwellenregion im E. Im S hatten RAMBOW (1973) und KUPFAHL (1975) Profile aus der Umgebung von Melsungen gegeben. Die Volpriehausen-Folge auf Bl. 4723 Oberkaufungen haben KUPFAHL & THEWS (1961) behandelt. Trotz all dieser meist auf Kartierungen und Aufschlußaufnahmen basierenden Arbeiten schien es wünschenswert, die in jüngerer Zeit in größerer Zahl niedergebrachten, von mir aufgenommenen und gedeuteten Bohrungen

* Dr. D. RAMBOW, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

des Gebietes E Kassel hier zu veröffentlichen¹. Die Gamma-Logs (teilweise auch Elektrik-Logs, diese jedoch hier nicht dargestellt) wurden von der Fa. Tegtmeier Geophysik GmbH, Burgwedel/Hannover gemessen. Auf petrographische Beschreibungen wird weitgehend verzichtet, diese werden als bekannt vorausgesetzt. Gleichfalls können die Aufnahmen der Bohrproben wegen des Umfangs nicht veröffentlicht werden, die Schichtenverzeichnisse liegen im Archiv des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung und können dort eingesehen werden. Die Gamma-Logs werden zu 2 Gruppen zusammengefaßt. Auf Taf. 19 sind als Teil A die nördlich des Kasseler Grabens gelegenen Bohrungen, als Teil B die südlich dieses Grabens gelegenen Bohrungen dargestellt.

Obwohl in der Einzelbohrung Störungen des Profils möglich sind, dürfte doch bei der Mächtigkeitsbeurteilung die große Zahl der vorliegenden Bohrungen wesentliche Irrtümer durch Störungen oder Schichtverstellungen ausschließen.

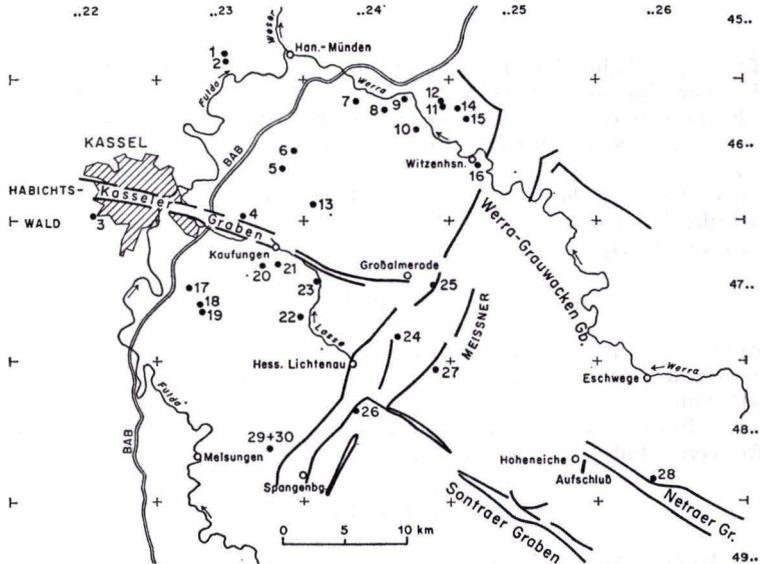


Abb. 1. Lage der Bohrungen (Numerierung wie in Tab. 1). Außer den vom Verf. selbst aufgenommenen und bearbeiteten Untersuchungsbohrungen ist auch die Bohrung Ks-Wilhelmshöhe 1 und der Aufschluß Hoheneiche verzeichnet.

2. Volpriehausen-Folge

Max. Mächtigkeit ca. 190 m in Bg. Söhrewald 2 (Bg. Kassel-Wilhelmshöhe = 207 m).

Darstellungen der Volpriehausen-Folge des behandelten Gebietes sind in KREYSING (1957), KUPFAHL (1958), LAEMMLEN (1958), KUPFAHL & THEWS (1961), RAMBOW (1973) und KUPFAHL (1975) enthalten.

¹ Die Bg. 5, 6 und 7 wurden gemeinsam mit Herrn Dr. LEPPER vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, aufgenommen.

Tab. 1. Koordinaten der Bohrungen und angetroffene Mächtigkeiten

Ist ein Schichtglied nicht in voller stratigraphischer Mächtigkeit durchbohrt, so ist die Mächtigkeitsangabe in Klammern gesetzt. (Numerierung wie auf Abb.1.) Von Bg. 3, 4, 16, 17, 18 und 19 liegen keine Gamma-Logs vor.

Bezeichnung	Lage				Mächtigkeit		
	Rechts	Hoch	m + NN	smV	smD	smH	
Blatt 4523 Münden							
1. Fuldatal-Wilhelmshausen 1	35 40 20,	56 98 17,	ca.215		?	124 m	(110 m)
2. Fuldatal-Wilhelmshausen 2	35 40 42,	56 97 60,	ca.180			116 m	(100 m)
Blatt 4622 Kassel-West							
3. Kassel-Wilhelmshöhe 1	35 29 79,	56 85 41,	ca.278	207 m	116 m		ca.200 m
Blatt 4623 Kassel-Ost							
4. Niestetal-Heiligenrode 2	35 41 64,	56 85 56,	ca. 223				(130 m)
5. Uschlag	35 44 66,	56 89 20,	ca. 230				(100 m)
6. Nienhagen	35 45 82,	56 90 39,	ca. 285				126 m
Blatt 4624 Hedemünden							
7. Oberode 1	35 50 38,	56 94 46,	ca. 250				130 m
8. Witzenhausen-Ziegenhagen	35 52 75,	56 93 70,	ca. 228		56 m		66 m
9. Witzenhausen-Blickershausen	35 54 15,	56 94 69,	ca. 165				64 m
10. Witzenhausen-Ermschwerd	35 54 95,	56 92 00,	ca. 195		57 m		58 m
11. Witzenhausen-Albshausen 1	35 57 69,	56 93 78,	ca. 209	148 m	50 m		39 m
12. Witzenhausen-Gertenbach 1a	35 57 30,	56 94 07,	ca. 210	142 m	52 m		
13. Nieste 1	35 48 02,	56 86 15,	ca. 275				110 m
Blatt 4624 Witzenhausen							
14. Witzenhausen-Albshausen 2	35 58 55,	56 94 20,	ca. 235	144 m	55 m		38,5 m
15. Witzenhausen-Albshausen 3	35 59 24,	56 93 28,	ca. 245		53 m		38 m
16. Witzenhausen	35 60 11,	56 89 36,	ca. 142		36 m		28 m
Blatt 4723 Oberkaufungen							
17. Lohfelden, Br. 3	35 37 62,	56 79 49,	ca. 321		94 m		(130 m)
18. Söhrewald, Br. 2	35 38 66,	56 78 66,	ca. 327	ca. 190 m	94 m		(80 m)
19. Söhrewald, Br. 1	35 38 76,	56 78 00,	ca. 330	(150m)	94 m		
20. Kaufungen, 1974	35 43 20,	56 81 40,	ca. 282		82 m		
21. Kaufungen, VB 1/75 (Ziegelhütte)	35 44 23,	56 81 86,	ca. 290		78 m		(80 m)
22. Grundwassermeßstelle Helsa 3	35 46 32,	56 77 77,	ca. 355		67 m		
Blatt 4724 Großalmerode							
23. Grundwassermeßstelle Helsa 1	35 47 57,	56 80 10,	ca. 318	(150 m)			
24. Walburg	35 54 00,	56 75 64,	ca.375		55 m		31 m
25. Großalmerode	35 56 93,	56 80 09,	ca.370		50 m		35 m
Blatt 4824 Hess.-Lichtenau							
26. Retterode	35 50 72,	56 70 28,	ca.395				36 m
27. Hausen	35 56 40,	56 73 78,	ca.380	ca.150m			
Blatt 4826 Eschwege							
28. Ringgau-Röhrda 1	35 74 10,	56 64 95,	ca.300	100 m			
Blatt 4823 Melsungen							
29. Melsungen VB 4	}	siehe Rambow 1973			160 m	62 m	
30. Melsungen VB 7							

Bei den hier vorliegenden Bohrprofilen bereitet die Untergliederung der Volpriehausen-Folge nach dem von KUPFAHL (1958) und KUPFAHL & THEWS (1961) gegebenen Schema

Avicula-Hauptlager (smV A)
Avicula-Wechselfolge (smV A, st)
 Volpriehausener Wechselfolge (smV, st)
 Volpriehausener Sandstein (smV, s)

im einzelnen teilweise Schwierigkeiten. Während die Untergrenze des smV,s meist relativ scharf ist, haben sich bei der Bestimmung der Obergrenze Unsicherheiten ergeben, teilweise auch Unstimmigkeiten zwischen Gelände- und Bohrungsaufnahme. Mindestens z.T. scheint es so zu sein, daß im höchsten Teil des smV,s die Korngröße abnimmt, daher werden diese Teile vom Kartierer schon der Wechselfolge zugerechnet; da es aber überwiegend reine Sandsteine sind, neigt man bei der Ausdeutung des Gamma-Logs dazu, diese Partien noch dem smV,s zuzuordnen.

Schwierigkeiten bereitet auch besonders die Grenzziehung smV,st/smV A,st. In Bohrproben und Gamma-Logs ist der Grenzsandstein meist nicht eindeutig zu erkennen, bzw. es treten ähnlich geringmächtige mittelkörnige Sandsteine in verschiedenen Niveaus auf; auch bei der Kartierung ist diese Grenze (z. B. Bl. 4823 Melsungen, KUPFAHL 1975: 31) nicht immer faßbar.

Von Interesse ist innerhalb der Volpriehausen-Folge das Auftreten weißer Sandsteine, die mit hellgrüngrauen Ton-Schluffsteinen wechsellagern und im Gamma-Log als deutliche „Tonspitzen“ erkennbar sind. Im Gebiet Melsungen (RAMBOW 1973) wie auch in den Bg. Söhrewald 2 (= 18), Helsa (= 23), Hausen (= 27) und Ringgau-Röhrda 1 (= 28) sind es im wesentlichen 3 „Weiße Zonen“ im unteren und mittleren Teil der Volpriehausener Wechselfolge. Im Gebiet Witzenhausen [Bg. Albshausen (= 11, 14) u. Ermschwerd (= 10)] treten drei weitere im höheren Teil der Volpriehausen-Folge hinzu. Besonders auffallend ist die mit „E“ bezeichnete im *Avicula*-Hauptlager. Die Bezeichnung „A“ bis „E“ soll im wesentlichen nur die Parallelisierung und Beschreibung erleichtern; sie darf nicht darüber hinwegtäuschen, daß möglicherweise diese Lagen nur örtlich auftreten, daß sie seitlich auffingern können oder daß sie auskeilen und durch ähnliche Lagen in anderem Niveau ersetzt werden können. Nach S scheinen die Lagen generell an Bedeutung zu verlieren, wie ja auch die „Grünweißen-Lagen“ in der Hardegsen-Folge nach S auskeilen.

Die Mächtigkeit der Volpriehausen-Folge nimmt ab von ca. 190 m (Söhrewald 2) über 144–150 m in den Bohrungen W Witzenhausen (Ermschwerd, Albshausen 1 und 2), ähnlich auch in der Bg. Hausen am SW-Fuß des Meißners, obwohl hier die Obergrenze nicht klar erfaßt wurde, nach E auf ca. 90 m in der Bg. Ringgau-Röhrda 1. In welcher Form diese Mächtigkeitsreduktion zu deuten ist, kann nach den vorliegenden Bohrungen nicht sicher beantwortet werden. Da die 3 untersten Tonspitzen (A, B, C) in der am östlichsten gelegenen Bg. Ringgau-Röhrda 1 in ähnlichen Abständen wie in den Bg. Hausen und Melsungen vorhanden sind, wird angenommen, daß der untere Teil der Volpriehausen-Folge in nur geringem Maße von der Mächtigkeitsreduktion betroffen ist. Wahrscheinlich ist, daß der Detfurther Sandstein verschieden alten Schichtgliedern transgressiv aufliegt. Nicht ausgeschlossen ist, daß auch innerhalb der Volpriehausen-Folge Schichtreduktionen und -ausfälle auftreten,

z. B. unterhalb des smVA-Basissandsteins. Die von KUPFAHL (1958) und LAEMMLEN (1958) angegebenen Mächtigkeiten sind möglicherweise zu gering.

3. Detfurth-Folge

Max. Mächtigkeit ca. 116 m (Bg. Fuldata-Wilhelmshausen).

Siehe auch: KREYSING (1957: 76, 77, Folge „c“ und „d“), KUPFAHL (1958: 210, hier noch in der Hersfelder Gruppe enthalten), LAEMMLEN (1958: 230, gleichfalls in der Hersfelder Gruppe), BACKHAUS, LOHMANN & REGENHARDT (1958: 193–196), RAMBOW (1973), KUPFAHL (1975: 33–35). Hinsichtlich des Profils Hoheneiche (zwischen Sontra und Eschwege) s. KRÄMER & KUNZ (1969: 715).

Hangend- und Liegend-Grenze der Detfurth-Folge sind meist sowohl in Bohrproben als auch im Gamma-Log klar zu bestimmen, Schwierigkeiten können höchstens im direkten Schwellenbereich (Sontra — Eschwege) auftreten. Innerhalb der dreigeteilten Detfurth-Folge

Detfurther Ton	smD, t
Detfurther Wechselfolge	smD, st
Detfurther Sandstein	smD, s

kann die Grenzziehung mit Ausnahme der vollständigen „Becken“-Profile in der Einzelbohrung oft nicht sicher erfolgen. Jedoch ergibt sich aus dem Vergleich mehrerer, nicht zu weit voneinander entfernter Bohrungen meist ein vernünftig erscheinendes Bild. Da die Wechselfolge teilweise sehr sandig ist (im Typ anders als die Wechselfolgen in der smV), ist in den Bohrproben die Grenzziehung smD,s/smD,st schwieriger als die Grenzziehung smD,st/smD,t. Auf Tafel 19, Teil B ist die Grenze smD, s/smD, st möglicherweise zu hoch gezogen (siehe das Fragezeichen in der Säule der Bg. 18, Söhrewald 2).

Die Mächtigkeit der Detfurth-Folge schwankt zwischen 116 m (Bg. Fuldata-Wilhelmshausen 2 und Kassel-Wilhelmshöhe 1) im „Becken“ und 10 m im Profil Hoheneiche (KRÄMER & KUNZ 1969: 722).

Im Profil Fuldata-Wilhelmshausen 2 (= 2) kann die Detfurth-Folge wie folgt gegliedert werden:

Detfurther Ton smD,t (38 m)			
Detfurther Wechselfolge smD,st (44 m)	obere Wechselfolge	(20 m)	} 3. Rhythmus
	sandige Zone	(16 m)	
	untere Wechselfolge	(8 m)	
Detfurther Sandstein smD,s (35 m)	Oberbank	(13 m)	
	Zwischenmittel	(7 m)	} 1. Rhythmus
	Unterbank	(15 m)	

Hieraus ergibt sich eine die bisherige Dreiteilung verändernde rhythmische Gliederung. Vergleichbar der Gliederung der Hardeggen-Folge (BACKHAUS, LOHMANN & REGENHARDT 1958: 196) nimmt die Vollständigkeit der Rhythmen nach oben hin zu.

Bohrungen auf dem „Beckenrand“, z. B. Helsa GWM 3 (= 22) und Albshausen 2 (= 14), zeigen lediglich einen zweigeteilten Sandstein an der Basis und, aus diesem sich kontinuierlich entwickelnd, eine Wechselfolge, die nach oben zunehmend toniger wird. Bei der Detfurth-Folge entsteht der Eindruck, daß auch hier, wie bei der

Volpriehausen- und der Hardeggen-Folge, die Mächtighkeitsreduktion in östlicher Richtung in stärkerem Maße den höheren als den unteren Teil der Folge erfaßt.

4. Hardeggen-Folge

In den hier besprochenen Bohrprofilen ist kein komplettes „Beckenprofil“ enthalten. Nach der Bg. Kassel-Wilhelmshöhe 1 (RÖSING 1958, LOHMANN 1960) beträgt dort die Mächtigkeit ca. 200 m; RAMBOW (1967) beschreibt von der Bg. Beberbeck im Reinhardswald ein fast 230 m mächtiges Hardeggen-Profil. Aus der Kombination der Bg. Fuldatal-Wilhelmshausen 2 (= 2) und Niestetal-Heiligenrode 2 (= 4) ergibt sich für die Hardeggen-Folge eine Mächtigkeit von etwa 210 m.

Darstellungen der Hardeggen-Folge des behandelten Gebietes sind enthalten in KREYSING (1957: 77, Serie „e“), KUPFAHL (1958) und LAEMMLEN (1958), die beide noch von „Hersfelder Gruppe“ sprechen, BACKHAUS, LOHMANN & REGENHARDT (1958), die eine Viergliederung der Hardeggen-Folge einführen, KUNZ (1965), HERRMANN & HOFRICHTER (1963); Profil Hoheneiche (an der B 27) s. KRÄMER & KUNZ (1969), zu Bl. 4823 Melsungen s. KUPFAHL (1975: 35–38).

Die Gliederung der Hardeggen-Folge und damit auch die Aussage über die Art der Schichtreduktion bzw. der Schichtausfälle in östlicher Richtung ist mit Unsicherheiten belastet. Dies einerseits, weil im Einzelprofil die Ansprache der Grenzen der 4 Abfolgen sowohl nach Bohrproben als auch im Gamma-Log nicht immer eindeutig ist, und andererseits, weil die Zahl der vollständigen Profile der Hardeggen-Folge — insbesondere im westlichen Gebiet — gering ist.

Trotzdem wird auf Taf. 19 eine Untergliederung gegeben. Hiernach wären im Gebiet Ziegenhagen — Blickershausen (= 8 u. 9) noch die Abfolgen 1 und 2 nachweisbar, während in den weiter östlich gelegenen Profilen eine Untergliederung nicht mehr möglich ist. In der Bg. Oberode fallen im Gamma-Log innerhalb der H 2 starke „Tonspitzen“ auf. Im Profil Beberbeck (RAMBOW 1967: Taf. 4) tritt im höheren Teil von H 2 eine an grüngraue Tonsteine gebundene „Tonspitze“ auf, die stärksten Aus schläge im Gamma-Log liegen jedoch im H 3.

5. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E., LOHMANN, H. & REGENHARDT, H. (1958): Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86: 192–201, 2 Abb.; Wiesbaden.
- & REUL, K. (1971): Der Mittlere und Obere Buntsandstein im Bereich der Rhön-Schwelle. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 99: 142–192, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- GAERTNER, H. (1963): Zur Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im thüringisch-nordhessischen Grenzgebiet. — Geol. Jb., 80: 741–770, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- GRAUL, H. (1970): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Mittleren Buntsandstein am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 98: 93–111, 8 Abb.; Wiesbaden.
- HERRMANN, A. & HOFRICHTER, E. (1963a): Die Hardeggen-Folge (Abfolgen 1–4) des Mittleren Buntsandsteins in der nördlichen Hessischen Senke. — Geol. Jb., 80: 561–652, 8 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- — (1963b): Die Faziesgliederung der tieferen Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins Südniedersachsens. — Geol. Jb., 80: 653–740, 9 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Hannover.

- HORN, M. (1967): Detfurth- und Hardeggen-Folge am Naumburger Graben (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 64—75, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KRÄMER, F. & KUNZ, H. (1969): Sedimentations-Gesetzmäßigkeiten im Mittleren Buntsandstein am Westrand der Eichsfeld-Schwelle. — N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.: 712—730, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KREYSING, K. (1957): Zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nord-Hessen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.: 72—83, 4 Abb.; Stuttgart.
- KUNZ, H. (1965): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im höheren Buntsandsteins Ost Hessens. — Diss., 232 S.; Frankfurt a. M.
- KUPFAHL, H.-G. (1958): Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner-Gebirge. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 202—214, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1975): Buntsandstein. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4823 Melsungen, 2. Aufl.: 20—44, 5 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- & THEWS, J.-D. (1961): Die Gliederung der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins auf Blatt Oberkaufungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **89**: 235—241, 1 Abb.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1958): Ein Buntsandstein-Muschelkalk-Profil bei Hausen am Südwest-Abhang des Hohen Meißners in Nordhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 215—240, 3 Abb.; Wiesbaden.
- LOHMANN, H. (1960): Zur Stratigraphie und Fossilführung des Buntsandsteins in Niederhessen. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **29**: 66—84, 4 Abb., 1 Taf.; Hamburg.
- RAMBOW, D. (1967): Die Hardeggen-Folge (Buntsandstein) in den Bohrungen Beberbeck und Haarhausen (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 76—82, 1 Taf.; Wiesbaden.
- RAMBOW, D. (1973): Profile durch den Mittleren Buntsandstein am West- und Ostrand der Niederhessischen Senke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 277—283, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- RÖSING, F. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4622 Kassel-West, mit Beiträgen von BUSSE, E., HENTSCHEL, H., KUTSCHER, F., PFEFFER, P., SCHÖNHALS, E., UDLUFT, H. — 3. Aufl., 205 S., 9 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 2. 12. 1975

Nachtrag während des Druckes:

Die Versuchsbohrungen Nieste VB 6a (Bl. 4623, R 35 45 73, H 56 86 70) und
 Nieste VB 7 (Bl. 4623, R 35 44 91, H 56 87 05)

haben vollständige Profile der Hardeggen-Folge erschlossen, deren Mächtigkeit beträgt in der VB 7 148 m und in der VB 6a 146 m.

Über das Alter des Rheintal-Tschernosems und der würemeiszeitlichen Humuszonen in der Ziegeleigrube Wallertheim (Rheinhausen)

Von

HEINRICH ZAKOSEK*

Für die absolute Datierung holozäner und jungpleistozäner Sedimente wird bekanntlich die Radiocarbonmethode benutzt. Es sollen an dieser Stelle nicht die Möglichkeiten und Grenzen dieser Methode diskutiert, sondern einige Ergebnisse von ^{14}C -Bestimmungen aus der Ziegeleigrube Hofmann & Co. in Wallertheim mitgeteilt werden.

Die ersten ^{14}C -Untersuchungen an rezenten Böden ließ ZAKOSEK (1962) an holozänen Tschernosemen von Rheinhausen, Österreich und Jugoslawien vornehmen, deren ^{14}C -Alter zwischen 2200 und 5280 ± 150 Jahren lag. Er gab dabei u. a. auch eine Beschreibung des Bodentyps Rheintal-Tschernosem (Arb.-Gem. Bodenkde. 1971) aus der Ziegeleigrube Wallertheim nebst Analysendaten (1962, 1967).

SCHARPENSEEL et al. (1968, 1971) bestätigten später das ^{14}C -Alter der holozänen dunkelbraunen Rheintal-Tschernoseme aus Löß in der Ziegeleigrube Wallertheim (Bl. 6114 Wörrstadt, R 343168, H 552197) mit 2560 ± 60 (S-Wand), 3750 ± 70 und 4750 ± 60 (beide N-Wand) Jahren.

Die beiden würemeiszeitlichen tschernosemartigen Humuszonen im Löß der Ziegeleigrube Wallertheim, die längere Zeit im Zentrum der Grube und in der W-Wand aufgeschlossen waren, hat LESER (1970) näher beschrieben. In dieser Arbeit gibt LESER für die obere schwarzerdeartige Humuszone (im Zentrum der Grube) unter Bezug auf den Verfasser ein ^{14}C -Alter von 28000 Jahren an. An der gleichen Stelle hat der Verfasser später nochmals eine Probe entnommen und datieren lassen. Mit 29600 ± 400 Jahren wich die zweite Bestimmung nur geringfügig von der ersten ab. Paralleluntersuchungen in der W-Wand ergaben für die obere ein ^{14}C -Alter von 30800 ± 800 und für die untere Humuszone eines von 31500 ± 800 Jahren.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die inzwischen vorliegenden zahlreichen ^{14}C -Bestimmungen an holozänen Steppenböden Europas keine wesentlichen Abweichungen gegenüber den älteren Bestimmungen von Wallertheim ergeben haben. In einer Zusammenstellung fast sämtlicher ^{14}C -Daten der würemeiszeitlichen Humuszonen macht SEMMEL (1974) Altersangaben zwischen ca. 18000 und 25000 Jahren,

* Prof. Dr. H. ZAKOSEK, Institut für Bodenkunde der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Nußallee 13, 5300 Bonn.

dabei gibt er für die untere Humuszzone in Wallertheim ein Alter von 21440 ± 550 Jahren an. Die vier in Heidelberg ermittelten Daten der würmeiszeitlichen Humuszonen in Wallertheim ergaben also ein höheres Alter als die anderen Bestimmungen¹. Sie belegen aber auch noch kein Altwürm.

Es erhebt sich abschließend die Frage, ob das Würm überhaupt so alt ist, wie allgemein angenommen wird; wenn ja, ob die tschernosemartigen Humuszonen überhaupt Altwürm oder ob die Altersabweichungen methodisch oder durch das Probenmaterial bedingt sind.

Schriftenverzeichnis

- Arb.-Gem. Bodenkde (1971): Kartieranleitung. — 169 S., 4 Abb., 30 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- LESER, H. (1970): Die fossilen Böden im Lößprofil Wallertheim. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**: 108—121; Öhringen/Württ.
- SCHARPENSEEL, H. W., TAMERS, M. A. & PIETIG, F. (1968): Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode. — Z. Pflanzenern. Bodenkde., **119**: 44—52; Weinheim/Bergstr.
- & PIETIG, F. (1971): Natural radiocarbon measurements IV. — Radiocarbon, **13**, 2: 189—212; New Haven/USA.
- SEMMELE, A. (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein.-Main. Forsch., **78**: 9—56, 5 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- ZAKOSEK, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrhein. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**, 46 S., 1 Abb., 19 Tab.; Wiesbaden.
- (1971): Dunkelbrauner Rheintal-Tschernosem (Wallertheim). — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **13**: 445—448, 1 Tab.; Göttingen.

Manuskript eingegangen am 18. 11. 1975

¹ Für die Untersuchungen danke ich Herrn Prof. Dr. K. O. MÜNNICH vom Zweiten Physikalischen Institut (¹⁴C-Labor) der Universität Heidelberg sehr.

Ein Quartärprofil aus der ehemaligen Ziegelei Camberg*

Von

HEINRICH ZAKOSEK**

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

In den Jahren 1957/58 hat der Verfasser im Rahmen der bodenkundlichen Landesaufnahme von Hessen das unten beschriebene Profil aufgenommen¹. Die damalige Aufschlußwand der Ziegelei Thies & Co. lag ca. 200 m SSW vom Bahnhof Camberg (Bl. 5715 Idstein, R 344690, H 557350) in einer Höhenlage (GOK) zwischen 217 m (S-Kante) und 220 m über NN (N-Kante). Ursprünglich war vorgesehen, den Abbau über mehrere Jahre zu verfolgen, was u. a. durch Einstellung des Betriebes nicht möglich war. An dieser Stelle soll daher nur kurz über die damaligen Aufschlußverhältnisse berichtet werden.

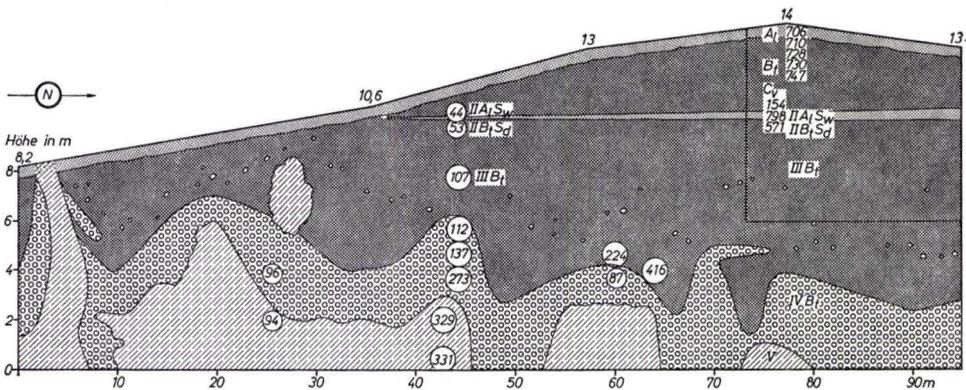


Abb. 1. Halbschematisches Profil in der Ziegelei Camberg aus den Jahren 1957/58 (doppelt überhöht).

* Herrn Prof. Dr. FRANZ MICHELS in dankbarer Erinnerung gewidmet.

** Prof. Dr. H. ZAKOSEK, Institut für Bodenkunde der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Nußallee 13, 5300 Bonn.

¹ Den Herren Ing. (grad.) A. SEDLATSHECK, A. ROMSCHINSKI und E. THIEL vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung gebührt Dank für die tatkräftige Unterstützung bei der Geländeaufnahme. Frau C. ULLM vom hiesigen Institut danke ich sehr für die Reinzeichnung des Profils.

Der Aufbau des Profils und die Probeentnahmestellen sind aus Abb.1 zu ersehen. Tab.1 enthält das Ergebnis der chemischen und physikalischen Analysen.

Tab. 1. Chemische und physikalische Analysendaten

Probe Nr.	Horizont	Entnahmetiefe in cm	pH	S	T	T-S	V	CaCO ₃	Lakt.18sl. Nährstoffe		Fe ₂ O ₃ n. Deb.	Humus	C/N
									K ₂ O	P ₂ O ₅			
									mg in 100 g Boden				
									%	%	%	%	
706	A _p	0-28	5,5	8,8	15,9	7,1	55,4	0	17	12	1,9	2,7	9,4
710	A ₁	28-40	5,8	10,0	15,1	5,1	66,2	0	13	6	1,8	1,8	7,3
728	B _{t1}	40-55	5,7	14,4	18,4	4,0	78,3	0	13	4	2,3	<1	-
730	B _{t2}	55-90	5,8	17,6	20,7	3,1	65,3	0	11	2	2,2	<1	-
747	B _{t3}	120-150	6,4	14,0	16,0	2,0	87,5	0	7	2	2,0	<1	-
154	C _v	290-310	7,4	13,2	13,5	0,3	97,9	2,1	5	1	0,4	<1	-
798	IIA ₁ S _w	350-400	7,7	12,8	13,2	0,4	97,0	0,42	8	1	1,5	<1	-
571	IIIB _t S _d	420-450	7,2	19,2	19,7	0,5	97,5	Sp.	12	1	2,6	<1	-
44	IIA ₁ S _w	~120	6,0	8,4	9,8	1,4	85,7	0	2	0	2,1	0	-
53	IIIB _t S _d	~160	5,7	18,4	20,4	2,0	90,3	0	3	0	0,1	0	-
107	IIIB _t	~380	5,7	11,6	13,4	1,8	86,6	0	2	0	0,1	0	-
416	IIIB _t	~940	6,9	16,0	16,7	0,7	95,9	0	8	2	0,8	<1	-
224	IIIB _t	~840	7,0	14,0	14,3	0,3	97,9	Sp.	6	1	0,9	<1	-
87	IVB _t	~950	7,0	16,0	16,5	0,5	97,1	Sp.	9	2	1,4	<1	-
96	IVB _t	~600	6,7	7,2	8,5	1,3	84,7	0	4	0	0,7	<1	-
112	IVB _t	~600	6,1	13,2	14,8	1,6	89,2	0	4	0	0,1	0	-
137	IVB _t	~700	6,5	9,2	9,7	0,5	95,0	0	2	0	0,1	-	-
273	IVB _t	~800	6,4	3,6	4,1	0,5	87,8	0	1	0	0,1	-	-
329	V	~950	6,8	2,0	2,2	0,2	91,0	-	1	0	0,2	-	-
331	V	~1100	6,3	1,2	2,2	1,0	54,6	-	1	0	0,1	-	-
94	V	~800	7,0	5,6	6,1	0,5	91,9	0	2	0	2,3	<1	-

Korngrößen in %

Probe Nr.	Horizont	Entnahmetiefe in cm	Korngrößen in %									
			<0,002 mm	0,006 0,002	0,01 0,006	0,02 0,01	0,06 0,02	0,1 0,06	0,2 0,1	0,6 0,2	1 0,6	2 1
706	A _p	0-28	17,8	10,4	7,5	20,6	37,5	2,0	1,6	1,5	0,5	0,6
710	A ₁	28-40	19,6	14,5	2,5	21,5	35,9	2,5	1,5	1,1	0,4	0,5
728	B _{t1}	40-55	32,1	8,0	6,0	20,0	31,5	1,0	0,6	0,5	0,1	0,2
730	B _{t2}	55-90	30,8	7,6	6,6	19,2	33,2	2,0	0,2	0,2	0,1	0,1
747	B _{t3}	120-150	27,1	6,0	6,5	20,0	37,2	2,5	0,2	0,2	0,1	0,2
154	C _v	290-310	25,4	8,5	6,0	19,5	34,8	2,5	1,0	1,4	0,5	0,4
798	IIA ₁ S _w	350-400	22,9	7,5	5,5	15,8	31,1	1,0	0,8	2,7	2,1	10,6
571	IIIB _t S _d	420-450	37,6	6,0	6,0	16,7	31,0	2,0	0,2	0,1	0,1	0,3
44	IIA ₁ S _w	~120	20,4	6,0	5,0	20,5	38,3	3,0	1,1	1,6	0,9	3,2
53	IIIB _t S _d	~160	38,3	6,0	5,0	18,0	29,5	2,5	0,2	0,2	0,1	0,2
107	IIIB _t	~380	22,2	4,0	4,0	16,6	49,4	3,5	0,1	0,1	0,1	0
416	IIIB _t	~940	30,9	10,0	5,5	17,7	32,3	1,5	0,4	0,6	0,4	0,7
224	IIIB _t	~840	24,9	7,5	5,5	17,8	40,1	3,5	0,3	0,2	0,1	0,1
87	IVB _t	~950	39,9	9,0	5,5	13,5	23,6	2,5	0,9	1,2	0,9	2,5
96	IVB _t	~600	22,8	11,1	4,5	9,0	13,6	5,0	3,5	8,9	7,2	14,4
112	IVB _t	~600	42,7	7,0	4,0	13,3	29,2	2,0	0,3	0,3	0,3	0,9
137	IVB _t	~700	28,1	10,5	7,5	17,5	28,9	3,5	1,1	1,1	0,9	0,9
273	IVB _t	~800	16,9	9,0	4,0	7,0	12,3	4,5	4,4	14,0	11,0	16,9
329	V	~950	27,2	29,0	14,5	15,5	11,1	1,5	0,7	0,4	0,1	0,1
331	V	~1100	21,1	18,7	10,5	14,0	21,0	6,5	4,4	3,5	0,2	0,1
94	V	~800	16,6	25,0	10,7	14,7	24,0	4,1	2,7	1,2	0,4	0,6

Die rezente (postglaziale) Parabraunerde ($A_p-A_1-B_t-C_v$ -Profil), die sehr wahrscheinlich aus einem Würm-Löß entstanden ist, war nur noch in der N-Hälfte erhalten, im S-Teil war sie erodiert. Sie ließ profilmorphologisch und analytisch Tschernosemmerkmale erkennen. Offenbar handelt es sich hier um einen zur Parabraunerde degradierten Tschernosem, der im benachbarten Oberrheintal weit verbreitet ist (ZAKOSEK 1962).

Das $IIA_1S_w-B_tS_d$ -Profil, ein autochthoner Pseudogley, dürfte der erste warmzeitliche Boden (Eem-Boden) sein. Er ist nur stellenweise schwach kiesig und die Bodenentwicklung hat die frostdynamischen Merkmale deutlich überprägt.

Der $IIIB_t$ -Boden ist schwach bis mäßig kiesig und dürfte überwiegend aus B_t -Material fossiler parabraunerdeartiger Böden bestehen. Die Gerölle sind kleiner und ärmer an Quarzkomponenten als die im liegenden IVB_t -Boden und Gerölle sind allochthon und durch frostdynamische Vorgänge aufgewölbt.

Die mit IVB_t gekennzeichnete Schicht enthält zwar noch Lehmbeimengungen mit B_t -Merkmalen, doch ist sie stark bis sehr stark kiesig. Das braunlehmartige Bodenmaterial scheint fluviatiler Herkunft zu sein. Die Gerölle sind gut gerundet, erbsen- bis kopfgroß, und bestehen zu 80—90% aus Quarz. Vermutlich sind es altpleistozäne, vielleicht aber auch Vallendarer Schotter (MORDZIOL 1908, AHLBURG 1916).

Die Basis des Profils bilden präquartäre Graulehme (Plastosole), die stark aufgewölbt sind. Sie dürften aus Ton- und Bänderschiefern des Unterdevons hervorgegangen sein (KEGEL 1922, MICHELS 1929). Die weißen, gelblichen, sandig-lehmigen Schluffe bis schluffigen Lehme haben an der Oberkante nesterweise eisen- und manganreiche, bis erbsengroße Konkretionen. Über die Entstehung der Graulehme im Rheinischen Schiefergebirge vgl. MÜCKENHAUSEN (1953) und KUTSCHER (1954).

Zusammenfassend ist zu bemerken, daß das Quartärprofil von Camberg mindestens vier fossile Böden und zwei unterschiedliche Schotterkörper enthält. Bemerkenswert sind ferner die mächtigen Graulehme und die großen, offenbar rißeiszeitlichen Frostaufwölbungen. Nur der jüngste Löß zeigt keine frostdynamischen Merkmale.

Das Quartärprofil von Camberg enthält zumindest das komplette Quartär im Sinne von PENCK. Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch ANDRES (1967) bei einem benachbarten, aber etwas anders aufgebauten Profil (Bl. 5615 Villmar, R 34 47 08, H 55 73 98) in Camberg.

Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1916): Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn. — Jb. preuß. geol. L.-Anst. f. 1915, **36**, I: 269—373, 8 Abb., 9 Taf.; Berlin.
- ANDRES, W. (1967): Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke. — Rhein-Main. Forsch., **61**, 88 S., 23 Abb., 2 Tab., 15 Bilder, 1 Kte.; Frankfurt a. M.
- KEGEL, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **86**, 81 S., 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- KUTSCHER, F. (1954): Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 202—212, 1 Abb.; Wiesbaden.
- MICHELS, F. (1929): Schuppentektonik in einem Steinbruch bei Limburg a. d. Lahn. — Jb. nass. Ver. Naturkde., **80**; Wiesbaden.

- MORDZIOL, C. (1908): Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. dt. geol. Ges., **60**; Berlin.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1953): Fossile Böden in der nördlichen Eifel. — Geol. Rdsch., **41**: 253—268; Stuttgart.
- ZAKOSEK, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**, 46 S., 1 Abb., 19 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 18. 11. 1975

Ein Quartärprofil südwestlich vom Forsthaus Elz (Kreis Limburg-Weilburg)

Von

JOE-DIETRICH THEWS und HEINRICH ZAKOSEK*

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und Tafel 18

Die Verfasser haben das unten beschriebene Profil im Sommer 1975 aufgenommen. Es liegt am Weganschnitt des auf der S-Seite parallel zur Bahnlinie Limburg — Montabaur verlaufenden Weges, etwa 300 m SW Forsthaus Elz (Bl. 5515 Hadamar; SSE-Kante: R 342944, H 558715; NNW-Kante: R 342925, H 558724), in mittlerer Höhenlage (GOK) bei ca. 160 m über NN, unter Wald. Etwa ab der Mitte des Aufschlusses ist das Gelände 2—3° nach NW geneigt.

Über den Aufbau des Profiles und die Lage der Probeentnahmestellen geben Abb.1 und Taf.18 Aufschluß. Aus Tab.1 sind die Ergebnisse der chemischen und physikalischen Untersuchungen zu ersehen¹.

Am vollständigsten ist das Profil im Bereich der Probeentnahmestellen ausgebildet; es hat dort folgenden Aufbau:

„A ₁ “	0— 50 cm	fahlbrauner (10 YR 7/4) ² , schwach humoser, schluffiger Lehm, subpolyedrisch, an der Basis mehr plattig (Probe 1)
B _t	50— 110 cm	dunkel- bis gelblich-brauner (10 YR 4/2— 4/4), schwach humoser, schluffig-toniger Lehm, polyedrisch-prismatisch, mit Ton-Humustapeten (Probe 2)
II f A ₁	110— 130 cm	fahlbrauner (7,5 YR 7/4— 6/4), sehr schwach humoser, stark lehmiger Schluff, ohne deutliche Gefügeelemente (Probe 3)
II f B _t	130— 230 cm	dunkelbrauner (7,5 YR 5/4— 4/4), sehr schwach humoser, schluffig-toniger Lehm, polyedrisch-prismatisch (Probe 4)
II f B _v	230— 260 cm	gelblich-brauner (10 YR 5/4— 5/8), sehr schwach humoser, stark lehmiger Schluff, polyedrisch (Probe 5)
II C	260— 320 cm	brauner (7,5 YR 5/6— 5/8), carbonatreicher Löß (Probe 6) mit hohem Anteil an Schiefergebirgs- und Tertiärmaterial, das z. T. in dünnen Lagen angeordnet ist; an der Basis dunkle Tuffbänder,

* Dr. J.-D. THEWS, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden. Prof. Dr. H. ZAKOSEK, Institut für Bodenkunde der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Nußallee 13, 5300 Bonn.

¹ Frau CHRISTEL ULLM danken wir für die Reinzeichnung des Profiles, Herrn Dipl.-Chem. G. THIELICKE für die Analysenergebnisse.

² Die Farbbestimmungen wurden mit den Munsell Soil Color Charts (1954) Baltimore, Maryland, USA (Munsell Color Comp.) vorgenommen.

- bis 8 cm mächtig, z. T. fünfgeteilt (Probe 8); Riß-Löß und Eem-Boden sind stark kryoturbat verformt
- III f B 50— 70 cm roter (2,5 YR 4/8), schwach kiesiger, schluffig-toniger Lehm, dicht, mit Eisen-Manganschwarten, stark kryoturbat verformt (Probe 7)
- III C 320 cm + gelblich-weißer, z. T. schluffig-toniger Kies und Sand; mit mehr als 1 m tiefreichenden Kryoturbarationen.

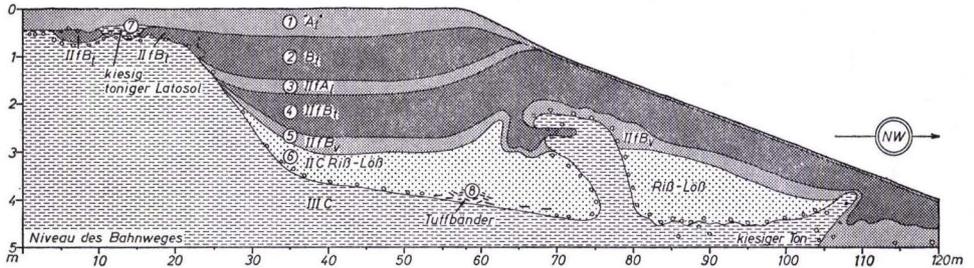


Abb. 1. Halbschematisches Profil (~ 7fach überhöht).

Die Analysendaten (Tab.1) ergänzen den Geländebefund. Die beiden Lößböden sind Parabraunerden, der III f B-Rest besitzt Latosolmerkmale. Der Löß ist nicht

Tab. 1. Chemische und physikalische Analysendaten zum Quartärprofil SW vom Forsthaus Elz

Probe-Nr.	Horizont	Entnahmetiefe in cm	pH	S	T	T - S	V	CaCO ₃ %	Laktatlösl. Nährstoffe K ₂ O P ₂ O ₅ mg in 100 g Boden	Fe _D ‰	Fe _g ‰	Al gesamt %	SiO ₂ gesamt %	
1	"A ₁ "	20-30	3,5	2,29	8,8	6,51	26,0	-	11,3	9,3	7,4	-	-	
2	B _t	80-90	4,1	8,53	15,6	7,07	54,7	-	22,5	22,5	10,7	-	-	
3	III f A ₁	110-130	4,2	10,26	12,7	2,44	80,8	-	17,5	12,5	9,2	-	-	
4	III f B _t	170-190	5,3	15,06	17,1	2,04	88,1	-	15,5	9,0	10,7	-	-	
5	III f B _v	240-250	6,3	14,1	14,99	0,89	94,1	-	11,3	42,5	9,6	-	-	
6	IIC	280-290	7,1	9,3	14,12	4,82	65,9	16,0	7,5	7,8	8,0	-	-	
7	III f B	50-70	7,0	5,5	5,78	0,28	95,2	0,07	3,3	1,0	26,4	33,0	5,6	76,6

Korngrößen in %

Probe-Nr.	Horizont	Entnahmetiefe in cm	<0,002 mm	0,006 0,002	0,02 0,006	0,06 0,02	0,2 0,06	0,6 0,2	2 0,6	6 2	20 6	>20 mm
1	"A ₁ "	20-30	18,8	9,3	22,9	37,7	4,2	6,8	0,3	0,5	0,6	0
2	B _t	80-90	31,8	7,9	17,2	25,8	5,1	12,1	0,1	<0,1	<0,1	0
3	III f A ₁	110-130	26,7	7,0	23,6	40,5	0,8	1,3	0,1	0,1	0	0
4	III f B _t	170-190	32,4	9,2	23,7	34,0	0,6	0,1	0,0	0,2	0	0
5	III f B _v	240-250	25,3	8,0	25,7	39,9	0,7	0,2	0,2	<0,1	0	0
6	IIC	280-290	18,7	5,0	22,9	51,7	1,2	0,4	0,1	0,3	0	0
7	III f B	50-70	37,6	11,6	16,3	27,2	5,6	1,1	0,6	0,7	0,5	0

verlehmt (Rohlöß). Lediglich die Tuffbänder konnten bisher noch nicht näher untersucht werden.

Im Bereich der Probeentnahmestellen scheint eine rezente (postglaziale) Parabraunerde aus Löß („A₁“-B_t-Profil) mit Tschernosemmerkmalen (vgl. hierzu ZAKOSEK 1962) in einer etwa 40 m langen, ehemaligen Mulde im zentralen Teil des Aufschlusses ziemlich vollständig erhalten zu sein, im SE- und NW-Teil ist sie erodiert. Darunter liegt eine fossile Parabraunerde aus Löß (IIfA₁-IIfB_t-IIfB_v-IIC-Profil) mit verhältnismäßig ungestörtem Profil.

Im SE des Aufschlusses sind offenbar nur noch Unterbodenreste, im NW hingegen vollständigere Profilausschnitte des fossilen, hier an der Oberfläche befindlichen Bodens erhalten. Vermutlich dürfte es sich hier um den ersten warmzeitlichen Boden (Eem-Boden) handeln. Er ist deutlich frostdynamisch überprägt. Das gilt auch für die Tuffbänder, die in der Mitte des Aufschlusses an der Basis des Reiß-Lösses vorhanden sind, ferner für die oberen Partien der kiesig-sandig-schluffig-tonigen Tertiärsedimente, besonders im NW-Teil des Aufschlusses. Im SE-Teil schließlich, im Top des Tertiärs, liegen Reste von roten, schluffig-tonigen Latosolen (IIIIfB) vor, die im Präquartär entstanden sein dürften (vgl. MÜCKENHAUSEN 1953) und ebenfalls kryptoturbat verformt sind. Latosolmerkmale kann man an mehreren Stellen in den oberen Profilausschnitten des sonst stark gebleichten tertiären Schotterkörpers beobachten.

Das Quartärprofil SW des Forsthauses Elz enthält demnach neben einem holozänen Boden zwei fossile Böden, nämlich mindestens einen Eem-Boden und einen präquartären Latosol. Die Tuffbänder liegen in einem höchstwahrscheinlich reißzeitlichen Löß, sind also älter als die von FRECHEN (1959) aus der Ziegeleigrube Elz beschriebenen Tuffe, sie sind vermutlich Äquivalente des Krifteler Tuffs (SEMMELE 1969). Ein Vergleich mit den älteren Tuffen der Wetterau (BIBUS 1974) könnte zur weiteren Klärung der Quartärstratigraphie im Limburger Becken beitragen. Die wärmzeitlichen kryptoturbaten Aufstauungen sind im Profil am Forsthaus Elz so kräftig ausgeprägt, wie dies an anderen Stellen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke nur von älteren Glazialen bekannt ist (ZAKOSEK 1976).

Schriftenverzeichnis

- BIBUS, E. (1974): Das Quartärprofil im Braunkohlentagebau Heuchelheim (Wetterau) und seine vulkanischen Einschaltungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 159—167, 3 Abb.; Wiesbaden.
- FRECHEN, J. (1959): Die basaltischen „Ausbläser“ von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 301—312, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1953): Fossile Böden in der nördlichen Eifel. — Geol. Rdsch., **41**: 253—268; Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 104—108, 1 Abb.; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**, 46 S., 1 Abb., 19 Tab.; Wiesbaden.
- (1976): Ein Quartärprofil aus der ehemaligen Ziegelei Camberg. — Geol. Jb. Hessen, **104**: 53—56, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

Die pleistozänen Flußterrassen in der östlichen Mainebene

Von

HANS-DIETER SCHEER*

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung: Aus dem östlichen Untermaingebiet (Hanauer Becken) werden sieben pleistozäne Flußterrassen beschrieben, die mit den quartären Mainablagerungen westlich des Sprendlinger Horstes und im Mainengtal zu korrelieren sind. Außerdem wird die Abgrenzung der pliozänen von den pleistozänen Sedimenten des Mains diskutiert und durch verschiedene Untersuchungsmethoden belegt.

Abstract: Seven pleistocene river terraces are described in the Eastern Untermain region (Hanau basin) which can be correlated with quaternary Main deposits in the west of the Sprendlinger Horst and the narrow valley of the Main. Besides that the delimitation of the pliocene from the pleistocene deposits is discussed and proved by different methods of examination.

Inhalt

1. Einleitung	62
2. Geologische und morphologische Übersicht	63
3. Pliozän/Pleistozän-Grenze im Hanauer Becken	64
4. Übergangs- und Hauptterrassen	66
5. Pleistozäne Terrassen	67
5.1. t1-Terrasse	67
5.2. t2-Terrasse	72
5.3. t3-Terrasse	74
5.4. t4-Terrasse	76
5.5. t5-Terrasse	77
5.6. t6-Terrasse	80
5.7. t7-Terrasse	82
6. Schwermineralgehalt der pleistozänen Ablagerungen	82
7. Zusammenfassung, Summary	83
8. Schriftenverzeichnis	84

* Dr. H.-D. SCHEER, Diplom-Geograph, Geographisches Institut (Physische Geographie) der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberganlage 36, 6000 Frankfurt a. Main.

1. Einleitung

Das große Senkungsgebiet der Untermainebene, das mit dem Eintritt des Mains in das Aschaffener Becken beginnt, wird durch den Sprendlinger (Rotliegend-) Horst, der sich nach N morphologisch in den Frankfurter (Tertiär-) Horst fortsetzt, in zwei Teilräume untergliedert.

Das östlich dieses Horstes gelegene Gebiet wird auch als Hanau-Seligenstädter Senke bezeichnet. GOLWER (1968) nennt diesen Raum Hanauer Becken (Abb.1).

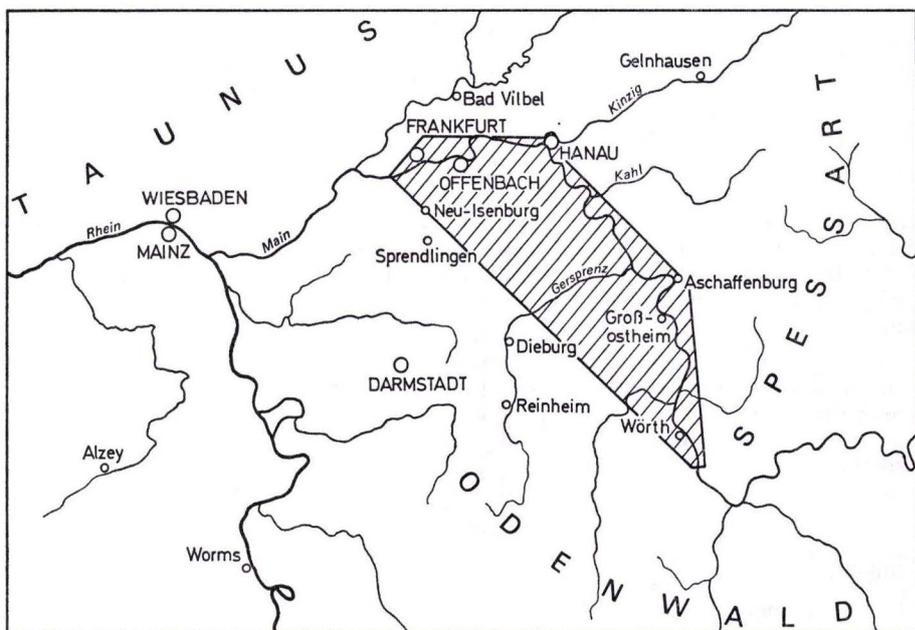


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes.

Schon seit 100 Jahren wird der geologische Aufbau der Untermainebene untersucht. Eine Unterteilung der pleistozänen Flußablagerungen nahm erstmals KINKELIN (1886) vor, der drei Terrassen unterschied. Detailliertere Untersuchungen liegen von SCHREFFER (1924) und BAKKER (1930) vor. Aber erst die Arbeiten von SEMMEL (1969, 1972 ab) und BECKER (1965, 1967) aus dem westlichen Untermaingebiet sowie die Veröffentlichung von KÖRBER (1962) aus dem Mainengtal beschäftigen sich mit einer genaueren Datierung der pleistozänen Terrassenabfolge der Mains.

Weiterhin erschienen die Blätter 5920 Alzenau i. Ufr. (1967) und 6020 Aschaffenburg (1971) der Geol. Kt. 1:25000.

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, mit der Terrassenkartierung im Hanauer Becken eine Parallelisierung der pleistozänen Ablagerungen im westlichen Untermaingebiet und im Mainengtal zu erreichen. Den einzelnen Terrassen wurde dabei eine einheitliche Benennung (t1 bis t7) gegeben, die SEMMEL (1969) auf Bl 5916 Hochheim a. Main verwendet hat.

Für die Charakterisierung und Gliederung der Ablagerungen werden palynologische Untersuchungen von Tonen und Torflagen, Wirbeltierreste, Schotteranalysen sowie Schwermineralanalysen der Terrassensande benutzt.

2. Geologische und morphologische Übersicht

Das Hanauer Becken gehörte nach der variscischen Gebirgsbildung zu einer großen Innensenke mit erzgebirgischem Streichen. Diese Saar-Saale-Senke, die im Süden durch Odenwald und Spessart begrenzt wird, wurde im Rotliegenden mit mächtigen Schichten von Konglomeraten, Sanden und Tonen aufgefüllt (MURAWSKI 1967, NÖRING 1951).

Zechsteinablagerungen sind nur noch lückenhaft, so z. B. am kristallinen Vorpessart, erhalten geblieben. Nach einer langen Festlandsperiode, aus der die eozänen bituminösen Tongesteine von Messel bekannt sind, kam auf dem Rotliegenden marines Oligozän zur Ablagerung. Insgesamt erreichen die tertiären Sedimente im Hanauer Becken eine Mächtigkeit von ca. 280 m.

Im oberen Aquitan beginnt die endgültige Regression des Meeres, und es werden im zunehmenden Maße fluviale und limnische Sedimente abgelagert.

Im Obermiozän entstehen die basaltischen Ergußgesteine, deren Decke bis Steinheim am Main reicht. SCHAUF & WENZ (1920) bezeichnen das hier anstehende Gestein als Trapp, ein kieselsäurereicher, oft poröser Anamesit.

Diese tertiäre Entwicklung des Hanauer Beckens, die GOLWER (1968) beschrieben hat, endet mit der Ablagerung kalkfreier, pliozäner Sande und Tone.

Als quartäre Sedimente finden wir im Hanauer Becken Kiese, Sande und Tone, die der Main und seine Nebenbäche abgelagerten. Auf diesen fluvialen Sedimenten liegen vorwiegend Flugsande, die lokal zu mächtigen Dünen aufgeweht sind. Löß wurde nur am Südrand des Beckens angeweht. In den Talauen wurden im Holozän sandig-lehmige Substrate abgelagert.

Eine derart mächtige Sedimentation läßt sich nur durch tektonische Absinkbewegungen erklären. So sind auch an allen Rändern des Hanauer Beckens Verwerfungslinien ausgebildet. Eine Darstellung dieser tektonischen Verhältnisse liegt von ANDERLE (1974) vor.

Die tektonischen Bewegungen, die schon im Jungpaläozoikum begannen, halten mit Unterbrechungen bis in das Quartär an.

Auch morphologisch erscheint das östliche Untermaingebiet als ein Becken. Es wird ringum von höherem Gelände umgeben. Nur nach Süden setzt es sich in die Dieburger Bucht fort. Die jüngsten Verebnungen der Flächensysteme, die sich im Tertiär auf den Gesteinen der Beckenumrahmung gebildet haben, sind oft als Fußflächen ausgebildet. SEMMELMANN (1964) beschreibt sie vom Sprendlinger Horst, und SEIDENSCHWANN (1974) fand vergleichbare Verebnungen auf dem Horst der Hohen Straße zwischen Hochstadt und Mittelbuchen.

Unterhalb dieser Flußflächen stehen die pleistozänen Ablagerungen des Mains an, die das Hanauer Becken bis zu einer Höhe von etwa 150 m über NN auffüllten.

In diese fluviale Auffüllung haben sich treppenförmig sechs weitere Terrassen eingeschritten.

3. Pliozän/Pleistozän-Grenze im Hanauer Becken

Bei den im östlichen Pliozänbecken (KINKELIN 1892, WENZ 1920) abgelagerten postmarinen Schichten handelt es sich um graue und gelbliche kalkfreie Sande, die nur gelegentlich Gerölle enthalten.

Diese allgemein als typisch oberpliozän angesehenen Sedimente sind aber auch unter der Steinheimer Trappdecke zu finden, deren Alter nach neuen K/Ar-Daten in das Obermiozän zu datieren ist (HORN, LIPPOLT & TODT 1972). Eine petrographische Unterscheidung der terrestrischen Sande des Miozäns und Pliozäns ist bisher nicht möglich. Auch schwermineralogisch lassen sich keine Unterschiede finden, wie die Auswertung einiger Bohrungen bei Großkrotzenburg zeigt (GOLWER 1968).

Tab. 1. Schwermineralzusammensetzung fluvialer Sedimente des Mains

Probe	TK 25	R-Wert	H-Wert	Sediment	Schwermineralverteilung in Korn-%												
					Opak	Apatit	Augit	Biotit	Brookit	Epitact/Zeolit	Granat	Hornblende	Rutil	Staurolith	Titanit	Turmalin	Zirkon
1	5819	3494400	5552550	Pliozän	38	-	-	-	-	2	-	-	4	-	-	26	67
2	5918	3477500	5544500		55	-	-	-	-	4	-	-	35	-	-	32	27
3	5918	3477500	5544500		41	-	-	-	-	5	-	-	36	-	-	53	5
4	6019	3493200	5537850	t1-Terr.	55	-	-	-	-	60	-	5	-	-	-	7	24
5	5919	3490600	5541100		33	-	-	-	1	44	22	11	-	4	-	3	13
6	5919	3499200	5540600		52	1	-	-	-	18	6	4	61	-	4	7	8
7	5919	3499200	5540600		46	1	-	-	-	26	4	1	37	-	-	4	25
8	5919	3499200	5540600		37	1	-	-	-	30	8	2	34	-	-	15	15
9	5919	3494200	5548400		54	-	-	-	-	11	-	-	36	-	-	3	11
10	5919	3494200	5548400		60	-	-	-	-	11	-	-	22	-	-	22	22
11	5919	3494200	5548400		52	-	-	-	-	16	2	-	24	-	-	29	29
12	5918	3486600	5542800		38	5	-	-	-	32	18	16	22	-	-	6	18
13	5918	3486600	5542800		38	5	-	-	-	44	23	9	22	-	-	5	8
14	5918	3487600	5540400		50	-	-	-	-	60	6	6	24	-	-	10	18
15	5918	3477500	5544500		64	-	-	-	-	6	2	2	3	-	-	10	50
16	5918	3477500	5544500		46	-	-	-	-	45	1	1	8	-	-	12	31
17	6120	3509870	5526730		64	10	2	-	-	31	12	9	4	-	-	12	24
18	5920	3502140	5540400		64	-	-	-	-	11	3	-	1	-	-	28	50
19	5919	3494700	5542550	t2-Terr.	55	-	-	-	1	51	4	3	4	-	-	17	18
20	5918	3481900	5547250		53	-	-	-	-	60	5	11	2	-	-	4	18
21	5919	3493580	5543550		41	1	-	-	-	55	8	7	8	-	-	13	8
22	5919	3492030	5541090		40	5	-	-	-	35	25	14	1	-	-	8	13
23	5918	3480500	5547200		33	-	-	-	-	41	8	38	2	-	-	3	6
24	5918	3484950	5546250		54	-	-	-	-	64	3	4	2	-	-	11	11
25	5918	3477500	5544500		36	-	-	-	-	59	1	12	5	-	-	7	17
26	5919	3489000	5548800		39	3	2	-	-	36	4	2	2	-	-	9	7
27	5918	3487850	5549900	t3-Terr.	58	2	-	-	-	17	33	-	3	6	-	12	28
28	5919	3495900	5543900		21	2	-	-	-	36	11	21	1	24	-	3	2
29	5919	3489400	5545700		42	-	-	-	-	53	7	18	2	4	-	4	15
30	5919	3492600	5547900		26	-	-	-	-	22	24	10	3	21	-	7	25
31	5918	3487800	5546650		36	6	-	-	-	41	10	10	5	7	-	6	16
32	5918	3486050	5551400		54	6	-	-	-	39	27	15	2	11	-	4	7
33	5819	3491300	5553400		60	-	-	-	-	29	32	9	2	2	-	3	13
34	5918	3484950	5546250		37	3	1	-	-	34	22	8	2	4	-	4	22
35	6020	3501100	5542750		60	10	6	-	-	29	13	18	1	-	-	9	14
36	6120	3509980	5526730		65	9	6	-	-	23	12	24	-	-	-	6	20
37	5920	3502140	5540400	t4-Terr.	68	1	4	-	-	22	3	56	1	-	-	3	7
38	5919	3488500	5549800		23	-	9	-	-	34	34	5	1	3	-	10	4
39	5819	3492600	5552700		56	1	5	-	-	29	29	7	-	3	-	4	22
40	5819	3489400	5553250	t5-Terr.	39	3	-	1	-	31	5	31	3	18	-	5	4
41	5919	3498150	5547700		36	7	-	1	-	24	42	12	3	7	-	2	9
42	5919	3495700	5551300		54	10	1	5	-	20	19	18	3	3	1	2	15
43	6020	3503700	5540120		41	8	2	-	-	25	13	31	1	-	-	4	16
44	6020	3504100	5540020	t6-Terr.	66	9	2	-	-	29	21	28	1	-	-	4	6
45	5818	3486700	5555650		50	8	-	-	-	32	30	10	3	5	-	2	12
46	5819	3494400	5552550		44	6	3	-	-	27	18	18	1	11	-	6	13
47	5920	3502340	5543100	t7-Terr.	54	5	-	-	-	25	10	15	-	25	-	4	16

Gut lassen sich dagegen die jungtertiären Sande von den pleistozänen Ablagerungen durch ihren Schwermineralgehalt trennen.

Die pliozänen Sande enthalten über 90% stabile Minerale, wie Turmalin, Zirkon, Staurolith und Rutil (Tab. 1).

Es sind nur geringe Mengen leichter verwitterbarer Minerale vorhanden. So konnten noch 2–5% Epidot/Zoisit und in einigen Proben bis zu 2% Granat gefunden werden.

Diese Analysen stimmen mit den Ergebnissen von KÖRBER (1962), GOLWER (1968), STREIT & WEINELT (1971) und OKRUSCH, STREIT & WEINELT (1967) überein. Auch sie konnten im Mittel- und Untermaingebiet in den pliozänen Sanden nur geringe Anteile von Epidot, Zoisit, Granat und Hornblende nachweisen.

Diese Minerale sind dagegen typisch für die pleistozänen Mainablagerungen. Ihre Prozentgehalte steigen rapide an. So enthalten altpleistozäne Sande bis zu 60% Epidot/Zoisit und max. 23% Granat.

Eine ähnlich scharfe Änderung der Mineralzusammensetzung konnte BOENIGK (1974) in der Niederrheinischen Bucht beobachten. Er sieht den Grund für den „abrupten Wechsel“ zwischen dem pliozänen und pleistozänen Schwermineralspektrum in einem unterschiedlichen absoluten Mineralgehalt.

Es kann hier wohl aber nicht der Einfluß einer Verwitterung unter tertiären Klimaeinflüssen außer Acht gelassen werden, wenn es auch noch keine Klarheit gibt, welches Klima im Pliozen herrschte.

Da sich das Einzugsgebiet des Mains seit dem Pliozen W der Steigerwaldstufe nicht wesentlich geändert hat, muß doch angenommen werden, daß auch in präpleistozänen Schichten leichter verwitterbare Minerale aus den kristallinen Gesteinen des Odenwaldes und des Spessarts sowie aus einigen Schichten des Buntsandsteins bei entsprechenden Klimabedingungen, z. B. unter semiaridem Klima, erhalten geblieben sein müßten.

Im Untermaingebiet finden wir jedoch vom Oberoligozän bis zum Pliozen ein gleichbleibendes Spektrum stabiler Schwerminerale (GOLWER 1968).

Sind in die Sedimente Torflagen oder pollenführende Tone eingeschaltet, läßt sich meist aufgrund palynologischer Untersuchungen und an Pflanzenresten eine Einordnung in das Pleistozän oder Pliozen vornehmen.

Einige Proben von humosen Tonen aus Bohrungen bei Mainflingen und Großkrotzenburg enthalten Pollen einiger typischer, tertiärer Baumarten wie *Nyssa*, *Sciadopitys* und *Sequoia* (det. I. BORGER).

In altpleistozänen Tonen sind dagegen als typische Leitformen *Tsuga*, *Carya* und *Pterocarya* zu finden. Übereinstimmende Ergebnisse liegen von v. d. BRELIE (in: BOENIGK, v. d. BRELIE & BRUNNACKER 1974) aus dem Niederrheingebiet vor.

Wenig erfolgreich waren dagegen die Versuche, pliozäne und pleistozäne Tone durch chemische Analysen und tonmineralogische Untersuchungen zu unterscheiden.

Die partielle Bauschanalyse ergab folgende Werte (Angaben in %):

	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂
Plioäne graue Tone	5,9	24,5	59,0
	5,8	18,4	60,8
	5,9	18,5	61,7

	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂
Pleistozäne graue Tone	7,8	14,8	69,0
	6,4	18,7	75,4
	7,7	13,0	77,3
	7,8	23,5	35,4

Die Pulver- und Texturpräparate der pliozänen Tone enthielten neben Quarz und Feldspat die Tonminerale Illit, Kaolinit (z. T. auch Metahalloysit), geringe Mengen von Montmorillonit sowie Spuren von Mixed-Layer-Mineralien (Bestimmung: H. JOHANNING, Geol. Inst. Universität Frankfurt a. Main). In den Proben von pleistozänen Tonen wurden etwas geringere Anteile an Illit und Kaolinit gefunden, ohne daß die Unterschiede jedoch ausreichten, um undatierte Sedimente einordnen zu können.

4. Übergangs- und Hauptterrassen

Im östlichen Untermaingebiet treten zwischen 280 und 180 m über NN zahlreiche Verebnungen auf, über deren Genese und Alter sehr verschiedene Ansichten bestehen.

So beschreibt KÖRBER (1962) E Mömlingen zwei Stufen der Hauptgäufächen, die in 280–285 und 260–272 m über NN liegen.

BAKKER (1930) deutet diese Verebnungen, er beschreibt noch weitere in der gleichen Höhenlage S Eisenbach und Klein-Umstadt, als oberpliozäne Terrasse des Mains (O-Stufe). Auf ihnen fand er eine Streu von allen Mainschottern, z. T. Muschelkalkgerölle. Die beiden tieferliegenden Stufen in 245–250 und 225–230 m über NN sind nach KÖRBER (1962) Übergangsterrassen, die er zur Gruppe der Plateau-Terrassen zählt. Im Niveau dieser Übergangsterrassen, diesen Begriff prägte BÜDEL (1957) für die ältesten Terrassen des Mains, fand KÖRBER (1959, 1962) auf dem Forstwald-Plateau (230 m über NN) W Schippach eine deutliche Streu von Buntsandsteinquarziten und Karneolgeröllen. Er deutet sie als oberpliozäne Mainablagerungen. Es fehlen jedoch die typischen Leitgerölle des Mains.

Daher kommt auch BACKHAUS (1967 a) zu der Ansicht, daß es sich hier um lokale Schotter aus der Solling-Folge handelt.

Nach BAKKER (1930) sind die Verebnungen in dieser Höhenlage (230–255 m über NN) die H1-Stufe der Hauptterrassen des Mains, die alle typischen Gerölle führen.

SCHREPFER (1924) beschreibt sie als höchste durchlaufende Terrassengruppe mit einer relativen Höhe von 90–110 m über dem Main, die als echte Schotterstreu mit Muschelkalkgeröllen ausgebildet ist.

Als Hauptterrassen bezeichnet KÖRBER (1962) im westlichen Mainviereck drei Verebnungsstufen zwischen 220 und 180 m über NN. Flußablagerungen konnte er auf diesen Verebnungen nicht finden.

BAKKER (1930) hingegen, er bezeichnet diese Höhen als H₂- und H₃-Stufen seiner Hauptterrassengruppe, konnte an einigen Stellen Mainschotter nachweisen.

STREIT (1971) fand am Sperbig und Bischberg S Aschaffenburg vereinzelt Maingerölle in 185 m über NN, die er aber keiner Terrasse zuordnet. Denn er schließt nicht aus, daß es sich um Kulturschotter handelt.

Bei allen beschriebenen Schotterstreuorkommen handelt es sich um Gerölle, die auf Ackerland und meist auch auf Löß vorkommen. Meiner Meinung handelt es sich bei diesen vereinzelt Geröllen in Höhen über ca. 150 m über NN um Kulturschotter, vor allem wenn auch Muschelkalke dabei sind. Es konnte in zahlreichen Baugruben und Steinbrüchen kein eigenständiger Schotterkörper nachgewiesen werden. Daraus ist zu schließen, daß es sich bei diesen Verebnungen über 150 m über NN um präquartäre Flächen handelt, in die der Main im Altpleistozän bereits eingeschnitten war.

Verfolgt man die Niveaus der Hauptterrassen im westlichen Mainviereck, so fällt auf, daß sie ein kaum merkliches Gefälle haben und beim Übergang in das Aschaffener Becken durch deutliche Geländestufen begrenzt sind.

Diese Stufe, die z. B. bei Schaafheim gut zu sehen ist, stimmt mit tektonischen Linien überein, die aus dem Obernburger Graben bis in das Hanauer Becken zu verfolgen sind (ANDERLE 1974).

Datiert man die Hauptterrassen im Untermaingebiet in das Jungtertiär, wäre die Entwicklung denkbar, daß diese Verebnungen im auslaufenden Tertiär durch starke tektonische Bewegungen im Hanauer Becken gekappt wurden und der Main durch die eintretende Tiefenerosion bereits im Altpleistozän tief eingeschnitten war.

Für diese Ansicht sprechen auch die mächtigen pliozänen Sedimente im Hanauer Becken, die auf tektonische Absenkungsvorgänge zurückzuführen sind.

Eine ähnlich verlaufende, starke Einschneidung an der Wende Pliozän/Pleistozän ist ja auch im Kinzigtal nachzuweisen (VÖLKER 1928).

5. Pleistozäne Terrassen

Im Hanauer Becken kamen auf den pliozänen Sedimenten pleistozäne Schotter und Sande des Mains und seiner Nebenbäche zur Ablagerung. Diese quartären Schichten lassen sich in sieben Terrassen untergliedern. Es wurde versucht, die vorgefundenen Terrassen mit den pleistozänen Ablagerungen im Mittelmaintal und im westlichen Untermaingebiet zu parallelisieren. Da von den einzelnen Autoren eine Vielzahl von Bezeichnungen für die Terrassen verwendet wurde, ist hier die Numerierung, die SEMMEL (1969) auf Bl. 5916 Hochheim a. Main angewandt hat, übernommen worden.

5.1. t1-Terrasse

Als t1-Terrasse werden zusammenfassend die Schichten der altpleistozänen Aufschüttung verstanden.

Diese altpleistozäne Aufschüttung wurde auf den pliozänen Sanden abgelagert und erreichte eine max. Mächtigkeit von 60 m (KÖRBER 1959). Im Hanauer Becken ergibt die Auswertung zahlreicher Bohrungen eine Mächtigkeit von 30—40 m. STREIT (1971) gibt für den Aschaffener Raum 45 m an. Diese Werte stimmen mit den Werten von ANDERLE (1968) überein.

Am Beckenrand dünnen die Schichten aus. So liegen in der Tongrube Waldesruh W Eppertshausen über den grauen pliozänen Tonen nur noch 50 cm mächtige Sande, die einige Buntsandstein-, Quarz- und Lyditgerölle enthalten. In Abtragungsgebieten,

wie z.B. im Bereich der Sachsenhäuser Warte (KINKELIN 1892), sind meist nur Sande als Dolinenfüllungen im miozänen Kalk erhalten geblieben.

Die Obergrenze der altpleistozänen Aufschüttung läßt sich im Hanauer Becken recht gut verfolgen (Abb. 5). Sie verläuft in einer Höhe von ca. 150 m über NN am N-Rand des Sprendlinger Horstes entlang bis Ober-Roden und ist oft mit einer steilen Stufe gegen das anstehende Gestein begrenzt. Im Bereich des Gersprenztales wurden die altpleistozänen Sande teilweise erodiert. Sie sind jedoch im N-Teil der Dieburger Bucht durch Bohrungen nachzuweisen.

Sie liegen nach SCHOTTLER & HAUPT (1923) bei Hergershausen auf Tonen, die ins Untermiozän datiert werden. Bei Babenhausen sind die altpleistozänen Mainsande in zahlreichen Kiesgruben unter den Ablagerungen der Gersprenz aufgeschlossen.

Eine deutliche Stufe der t1-Terrasse zum Kristallin und Buntsandstein des Odenwaldes läßt sich dann wieder zwischen Langstadt und Großostheim verfolgen. KÖRBER (1962) ist der Meinung, daß in diesem Raum die höchsten Mainablagerungen in etwa 170 m über NN liegen. Die Kartierung der Ablagerungen in den zahlreichen Hohlwegen und Aufschlüssen bei Pflaumheim ergab jedoch, daß auch hier die altpleistozänen Sande nicht oberhalb 150 m über NN liegen. Von Großostheim geht die Obergrenze der t1-Terrasse nach SE in den westlichen Steilrand des Obernburger Grabens über. Hier liegen bis zu 9 m mächtige Lößdecken auf den Kiesen. Am gegenüberliegenden Ufer, am Spessarttrand, wiesen STREIT & WEINELT (1967) zwischen Kleinstheim und Dettingen Terrassensedimente bis in eine Höhe von 140 m über NN nach.

Die Verbreitung der t1-Sedimente zeigt, daß das Hanauer Becken eine weite Aufschüttungsebene war, die in W—E-Erstreckung vom Sprendlinger Horst bis zum Spessart und in N—S-Ausdehnung vom Horst der Hohen Straße bis in die Dieburger Bucht reichte, eine Fläche von mehr als 500 qkm.

Die altpleistozänen Sedimente haben einen heterogenen Aufbau. Sie setzen sich fast nur aus grau bis gelblich, auch grünlich gefärbten Mittel- und Grobsanden zusammen. Der Gehalt an Feinsand, Schluff und Ton liegt unter 5%.

Die Sande zeigen häufig Schrägschichtung und lokale Rinnenbildungen. Neben Kieslagen treten auch grobe Geröllschichten auf, die zahlreiche Driftblöcke, vorwiegend Buntsandsteine, enthalten. Diese groben Gerölle liegen meist an der Basis oder im unteren Teil der Aufschüttung, so z.B. in der Kiesgrube Fr. Bauer S Neu-Isenburg (Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 77 500, H 55 44 550). Diese Driftblöcke, die eine Länge bis zu 50 cm haben, werden im allgemeinen als Anzeichen kalter Klimaperioden gedeutet, da ein Transport durch Eisschollen angenommen wird.

Wenn auch andere Ursachen für die Ablagerung derartiger Blöcke denkbar sind, so z.B. durch Hangabtrag von den Buntsandsteinhängen im Mainengtal (vgl. auch KESSLER 1962), so ist doch damit der lange Transportweg nicht erklärt. Für eine kühle Klimaperiode spricht auch, daß in den pliozänen Sanden derartige Blöcke fehlen.

Enthalten die Sande keine Kryoturbationen oder Driftblöcke, so kann jedoch eine zeitweise warmzeitliche Sedimentation von Sanden nicht ausgeschlossen werden, vor allem nicht in einer Beckenlandschaft. Hier bringen hoffentlich die Untersuchungen der Quarzkornoberflächen mehr Klarheit.

Die Grobkiese der t1-Terrasse enthalten nur schwer verwitterbare Gesteine, wie Sandstein, Quarz, Quarzit, Hornstein und Lydit. Muschelkalkgerölle fehlen. Die Buntsandsteinschotter sind im Gegensatz zu den gebleichten Sandsteinen in den pliozänen Ablagerungen unverwittert. Kristalline Gesteine aus dem Spessart sind dagegen stark verwittert.

Auch der Schwermineralgehalt der altpleistozänen Sande (Tab. 1) läßt erkennen, daß der Anteil an leicht verwitterbaren Bestandteilen, der instabilen Gruppe nach WEYL (1952), gering ist.

Apatit und Hornblende treten meist nur in geringen Anteilen auf (1–6%) oder fehlen ganz.

Einige Proben enthalten dagegen höhere Gehalte an Hornblenden, z. T. bis 25%. Diese sind jedoch stark verwittert und zeigen deutlich gezackte Kristallenden. Häufig sind es auch nur kleine, schwach grünliche Bruchstücke, die einen sehr schwachen Pleochroismus haben.

Typisches Merkmal der altpleistozänen Sande ist der hohe Anteil an Epidot und Zoisit, der bis 60% ansteigen kann. Der Anteil von Granat schwankt sehr stark (0–23%). Ob hier eine Verwitterungsauslese vorliegt oder der Granatgehalt primär so unterschiedlich war, konnte nicht entschieden werden. Dagegen ließ sich beim Staurolith, dem verwitterungsresistenten Mineral aus den Gneisen des kristallinen Vorspessarts feststellen, daß sein Anteil mit zunehmender Entfernung geringer wird oder ganz fehlt.

Sein hoher Anteil kann aber auch durch die Aufarbeitung pliozäner Sande bedingt sein.

Durch die Verwitterung der instabilen Schwerminerale kommt es zu einer relativen Anreicherung in der extrem stabilen Gruppe (Turmalin, Zirkon, Rutil), die bis 80% betragen kann.

Lokal kommen in einigen Kiesgruben im S-Teil des Hanauer Beckens rötlich-braune Sande zwischen den t1-Ablagerungen vor. In der Kiesgrube S Zellhausen ergab die Schwermineralanalyse dieser roten Sande einen 18% höheren Gehalt an Turmalin, Zirkon und Rutil als im grauen t1-Sand. Dies spricht dafür, daß es sich um Einschwemmungen von Rotliegendematerial handelt, das vorwiegend diese stabilen Minerale enthält, und nicht etwa um fossile Bodenbildungen in den altpleistozänen Sanden. Die rötlichen Sande haben auch keinen höheren Tongehalt, der bei den meisten Böden auftritt.

Neben Blocklagen und Feinsandschichten enthalten die altpleistozänen Sande auch Tonlagen, die bis 5 m mächtig werden können (STREIT 1971). Diese Tone enthalten oft zusammengeschwemmtes Holz, sogar ganze Baumstämme. Wichtiger für die Datierung der Schichten ist jedoch ihr Pollengehalt. So konnte in der Kiesgrube Fr. Bauer S Neu-Isenburg im unteren Teil der t1-Terrasse eine Tonschicht ins Altpleistozän datiert werden. Sie enthält die typischen Pollen von *Tsuga*, *Pterocarya* und auch *Castanea* (det. I. BORGER) (Abb. 2). Sie hat damit ein ähnliches Pollenspektrum wie die Tonschicht, die BACKHAUS (1967) aus der Tongrube am Katzenbuckel bei Hainstadt beschreibt.

Faunen, die eine Datierung der Schichten ermöglichen könnten, sind in den kalkfreien Sanden nur selten erhalten geblieben. Nur STREIT (1971) beschreibt den Fund

eines Zahnes von *Mammuthus trogontherii* in Stockstadt, der dort unter der kalkhaltigen 12-m-Terrasse gefunden wurde.

Als Deckschicht wurde auf der t1-Terrasse vorwiegend Flugsand abgelagert. Nur im Bereich des Obernburger Grabens findet man auch mächtige Lößablagerungen. Diese liegen jedoch nicht direkt auf den t1-Sedimenten, so daß eine Datierung mit Hilfe fossiler Böden im Löß nicht möglich ist.

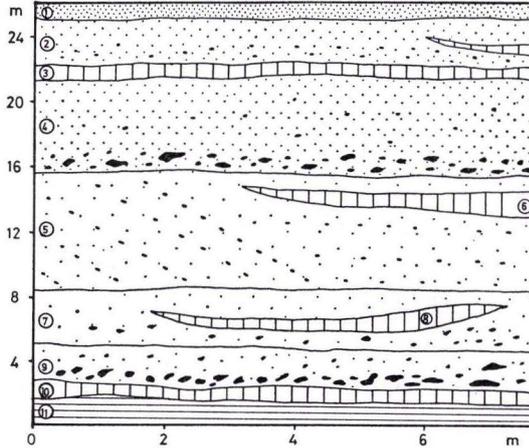


Abb. 2. W-Wand der Kiesgrube Fr. Bauer S Neu-Isenburg.

- 1 = Dünensand
- 2 = Rötlichgelbe und graue Sande mit Kieslagen und grauen Lagen aus Lehm der t2-Terrasse
- 3 = Humoser Ton und Lehm
- 4 = Rötlichgelbe und graue Sande und Kiese der t2-Terrasse, an der Basis eine Schicht aus zahlreichen Driftblöcken
- 5 = Graue Sande der t1-Terrasse, schräggeschichtet
- 6 = Humoser Ton und Lehm mit Holzresten
- 7 = Gelblichgraue Sande und Kiese der t1-Terrasse
- 8 = Humoser Ton und Lehm mit Holzresten
- 9 = Gelblichgraue Sande und Kiese der t1-Terrasse, an der Basis eine Schicht aus zahlreichen Driftblöcken
- 10 = Humoser Ton und Lehm mit Holzresten und Baumstämmen
- 11 = Pliozäner Sand

Als Ursache für die mächtigen Ablagerungen im Hanauer Becken sind einmal die periglazialen Bedingungen während der Kaltzeiten anzusehen, die eine erhöhte Schuttfuhr von den Hängen zur Folge hatten. Zum anderen muß aber auch ein entsprechendes Relief vorhanden gewesen sein, das aufgefüllt wurde. Das Hanauer Becken wurde durch tektonische Bewegungen an seinen Rändern geschaffen, die bis in das Altpleistozän andauerten und zu dieser mächtigen Aufschüttung führten.

KÖRBER (1962) nimmt an, daß die Mittelrheinschwelle, Taunus-Hunsrück-Scholle, durch eine stärkere Heraushebung einen Aufstau des Mains verursachte. Für das Hanauer Becken war jedoch der Sprendlinger Horst, den der Main an der Grenze

zwischen Rotliegendem und Tertiär durchfließt, die Schwellenzone. Im Bereich der Neu-Isenburger Pforte zwischen Frankfurt-Sachsenhausen und Sprendlingen liegen heute ca. 10 m mächtige quartäre Mainablagerungen in 120 m über NN auf dem anstehenden Gestein. Das Pliozän fehlt.

WAGNER (1950) nimmt daher drei tektonische Phasen des Sprendlinger Horstes an, in denen die pliozänen und pleistozänen Ablagerungen weitgehend abgetragen wurden. Er parallelisiert diese tektonischen Bewegungen mit den Phasen im Rheintalgraben, die WITTMANN (1939) beschreibt. Man kann jedoch die Mächtigkeit der altpleistozänen Ablagerungen im Hanauer Becken auch nur durch Absenkungsvorgänge in diesem Gebiet erklären, ohne tektonische Bewegungen des Horstes annehmen zu müssen. Dies scheint um so wahrscheinlicher, da WAGNER von einer oberpliozänen Basaltbedeckung des Gebietes der Hohen Straße ausgeht, die bisher nicht nachgewiesen ist.

Die Basis der altpleistozänen Sedimente liegt im Hanauer Becken bei ca. 100 m über NN. Daraus ergibt sich eine tektonische Absenkung gegenüber dem Niveau der Neu-Isenburger Pforte um mindestens 20 m.

SEMMELE (1969) beschreibt dagegen aus dem westlichen Untermaingebiet tektonische Verstellungen, die mehr als 100 m betragen und sich auch noch im Mittelpleistozän nachweisen lassen.

Im Hanauer Becken sind dagegen nach Ablagerung der t1-Sedimente keine tektonischen Bewegungen mehr zu beobachten. Auch KÖRBER (1959) nimmt an, daß die tektonischen Vorgänge spätestens im frühen Altpleistozän endeten.

Versucht man eine Korrelierung der t1-Terrasse, so stößt man auf Schwierigkeiten, da entsprechende, vergleichbare Sedimente mit verschiedenen Bestimmungsmethoden datiert wurden.

So werden von verschiedenen Autoren u.a. Faunenfunde, Pollengehalt, paläomagnetische Messungen und sedimentologische Untersuchungen angewendet.

Auf Grund von Faunenfunden kommt z.B. RUTTE (1971) zu einer Datierung der t1-Ablagerungen ins Cromer.

Dagegen zeigen pollenanalytische Untersuchungen (SEMMELE 1972 b, 1974), daß die unteren Schichten der Kelsterbacher Terrasse, die dem Unteren Mosbach entsprechen dürften, älter als Cromer einzuordnen sind. Dies wird auch durch die paläomagnetischen Messungen in den Mosbacher Sanden bestätigt, durch die die Grenze der Matuyama-Brunhes-Ummagnetisierung (0,7 Mill. Jahre vor heute) im Hochflutlehm über den Unteren Mosbacher Sanden nachgewiesen werden konnte (KOČI, SCHIRMER & BRUNACKER 1973). Diese Umpolung wurde auch im Profil Kärlich am Niederrhein gefunden, wo sie im höheren Teil des Abschnitts B liegt und älter als die 7. Kaltzeit vor heute ist (BOENIGK, HEYE et al. 1974).

Im Maintal wurden in den hangenden Lößschichten, so z. B. im Profil Marktheidenfeld, bisher nur drei fossile B₄-Horizonte gefunden.

Versucht man trotz der vorhandenen Schwierigkeiten eine Parallelisierung der t1-Terrasse, so können folgende Ablagerungen als vergleichbar alte Sedimente angesehen werden:

$t_{(1)}$ -Terrasse	— SEMMEL (1969)
A-Terrasse	— KÖRBER (1962)
Ältere Mittelterrasse	— MICHELS (1930)
M_1 -Stufe	— BAKKER (1930)
Altquartäre Aufschüttung	— STREIT (1971)

Im Rheintal dürften die Basisschotter im Profil von Kärlich (Abschnitt A) sowie die untersten pleistozänen Kiese in der Niederrheinischen Bucht im Bereich der Ville und bei Brügge vergleichbare Sedimente sein (BOENIGK, KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972).

5.2. t_2 -Terrasse

Unterhalb der Höhe von etwa 135 m über NN werden die altpleistozänen Ablagerungen (t_1 -Terrasse) im Hanauer Becken von jüngeren Mainsedimenten abgelagert.

Die Stufe der t_2 -Terrasse läßt sich am N-Abhang des Sachsenhäuser Berges S Frankfurt deutlich verfolgen. Zwischen Offenbach und Weiskirchen ist sie nur noch in kleinen Teilstücken erhalten geblieben, da sie von den Bächen vom Sprendlinger Horst her zerschnitten wurde. Die Reste der Terrassenkante, die oft sehr flach ist, lassen sich N Gravenbruch, in Heusenstamm und W Hainhausen nachweisen. Der Sachsenhäuser Berg wurde durch die Erosion vor Ablagerung der t_2 -Sedimente zum Umlaufberg. Die Breite der t_2 -Terrasse, die zwischen Jügesheim und Froschhausen etwa 4 km beträgt, wird zwischen Zellhausen und Großostheim sehr schmal. Am steilen W-Abhang des Obernburger Grabens ist sie nicht mehr ausgebildet.

In der Talbucht von Wörth beschreibt KÖRBER (1962) eine teilweise lößbedeckte Fläche zwischen 162 und 154 m über NN, das Niveau der E-Terrasse, die hier gut erhalten ist. Diese Verebnung könnte das äquivalente Niveau zur t_2 -Terrasse im Hanauer Becken sein.

Ihre breiteste Ausdehnung von ca. 4 km hat die t_2 -Terrasse zwischen dem Sachsenhäuser Berg und Sprendlingen, in der Neu-Isenburger Pforte. Hier ist sie auch am besten aufgeschlossen. An der N-Wand der Kiesgrube Fr. Bauer S Neu-Isenburg (Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 77 500, H 55 44 500) sind ca. 25 m mächtige Terrassensedimente aufgeschlossen (Abb. 2).

Über den gelblichgrauen Sanden und Kiesen der altpleistozänen Aufschüttung liegen etwa 10 m mächtige, gelblich-rötliche Sande, die als Ablagerungen der t_2 -Terrasse angesehen werden. An der Basis dieser Sande liegt eine Lage aus groben Schottern und Driftblöcken. Durch diese basale Blocklage und eine rötlichere Färbung läßt sich die t_2 -Terrasse von den altpleistozänen Sanden trennen. Auch SEMMEL (1969) beschreibt an der Basis der $t_{(2)}$ -Terrasse auf Bl. 5916 Hochheim a. Main eine derartige basale Ansammlung grober Schotter.

Eine Zweiteilung der Mainschotter bei Neu-Isenburg nimmt auch WAGNER (1950) vor. Er deutet die etwa 15 m mächtigen Ablagerungen, die durch eine 0,60 m dicke Tonlage getrennt sind, als zweigeteilte Kelsterbacher Terrasse. Sie besteht aus liegenden weißen Sanden und hangenden gelblichen Sanden. Hierzu ist zu bemerken, daß in der Kiesgrube Fr. Bauer zeitweise fünf Tonlagen aufgeschlossen waren, von denen zwei die t_2 -Terrasse untergliederten. Derartige tonige und lehmige Schichten treten

in so mächtigen Kieslagen häufig auf, so daß eine mehrfache sedimentologische Unterteilung vorliegt. Eine klimatologische Gliederung kann erst durch pollenanalytische Untersuchungen nachgewiesen werden.

Die Ausbildung der t2-Sedimente unterscheidet sich kaum von der der altpleistozänen Sande. Die Schotterzusammensetzung zeigt ein Spektrum von schwer verwitterbaren Gesteinen, wie Sandstein, Quarz, Quarzit, Hornstein, Lydit und Grauwacke. Die vereinzelt Gneisgerölle sind stark zersetzt. Muschelkalkgerölle sind nicht mehr vorhanden. Die Sande bestehen vorwiegend aus Grob- und Mittelsanden.

Auch im Schwermineralgehalt unterscheiden sich die t2-Sande kaum von den altpleistozänen Ablagerungen (Tab.1). Es dominieren der Anteil an Epidot/Zoisit und Granat. Der Hornblendegehalt steigt in einer Probe bis auf 38% an. Die Hornblenden sind ebenfalls stark verwittert.

In den t2-Sedimenten treten an einigen Stellen humose Tonlagen auf. So war in Jügesheim in 3 m Tiefe eine ca. 1 m dicke Tonschicht aufgeschlossen. Die pollenanalytische Untersuchung ergab folgende Zusammensetzung (det. I. BORGER): *Pinus* (46%), *Picea* (7%), *Abies* (2,5%), *Betula* (23,5%), *Alnus* (21,5%), *Quercus* (2%), *Tilia* (0,5%), *Salix* (1,5%).

Weitere Proben aus dieser Schicht hatten eine ähnliche Zusammensetzung. Eine Probe enthielt nur *Corylus*-Pollen.

Es läßt sich aus diesem Pollenspektrum nur auf ein relativ warmes Klima schließen, ohne daß eine zeitliche Einordnung möglich ist. Auch zwei Proben aus Bohrungen an der Luisenschneise, 2 km E Neu-Isenburg, ergaben keine datierbaren Pollengehalte. Die Tone aus 9 und 12 m Tiefe enthielten nur wenige Pollen von *Pinus*, *Picea* und *Alnus* sowie einzelne nicht sicher zu bestimmende *Salix*-, *Corylus*- und *Castanea*-Pollen (det. I. BORGER).

Versucht man eine Parallelisierung der t2-Terrasse im Hanauer Becken, so können ihr folgende Ablagerungen entsprechen:

t ₂ -Terrasse	— SEMMEL (1969)
30-m-Terrasse	— STREIT (1971)
M ₂ -Stufe	— BAKKER (1930)
E-Terrasse	— KÖRBER (1962)

Nach KÖRBER (1962) handelt es sich bei der E-Terrasse jedoch nur um eine Erosionsterrasse, bei der sich keine eigenen Sedimente nachweisen lassen können. STREIT (1971) und SEMMEL (1969) fanden dagegen eine eigene, wenn auch geringmächtige (2–5 m) Aufschüttung. Auch die vorliegenden Ergebnisse der Kartierung bestätigen einen eigenen Schotterkörper der t2-Terrasse. Eine zeitliche Einordnung der t2-Ablagerungen war im östlichen Untermaingebiet nicht möglich, da hier als Deckschichten nur Flugsande vorliegen und die Pollenproben keine datierbaren Pollenspektren enthielten.

Im Dyckerhoff-Steinbruch in Wiesbaden sind im Löß über der t2-Terrasse drei fossile B_t-Horizonte ausgebildet (SEMMEL 1968). Auch SEIDENSCHWANN (1974) fand bei Bruchköbel die Reste von drei fossilen B_t-Horizonten im Löß über den t2-Sedimenten. Dieselbe Anzahl tritt auch im Lößprofil Marktheidenfeld (SEMMEL 1972b) auf. Demnach wäre eine Einstufung in die viertletzte Kaltzeit wahrscheinlich.

KANDLER (1970), KÖRBER (1962) und WAGNER (1950) datieren dagegen die entsprechenden Ablagerungen in die Mindel-Kaltzeit.

Versucht man eine Parallelisierung mit den Terrassen am Niederrhein, so müßte die t2-Terrasse mit den Schottern im Abschnitt B des Profils Kärlich (BRUNNACKER 1971) zu vergleichen sein. Hier treten vier fossile Parabraunerden in den oberen Schichten auf.

5.3. t3-Terrasse

Mit einer Stufe von ca. 7 m schließt eine Terrasse an, die als t3-Terrasse bezeichnet wird. Im Hanauer Becken liegt ihre Obergrenze in etwa 128 m über NN.

Die Terrassenstufe ist zwischen Frankfurt und Hainstadt meist durch die Erosion der Bäche vom Rotliegendhorst zerstört worden. Nur am Bieberer Berg E Offenbach und in Obertshausen ist noch ein deutlicher Stufenrest erhalten. Bei Obertshausen stimmt die Terrassenstufe mit dem Anstieg zum tertiären Kalk überein, der hier als Horst stehengeblieben ist. Die Stufe ist also gleichzeitig lithologisch bedingt. Die Verstellung der tertiären Kalke dürfte jedoch praquartär sein, so daß die pleistozäne Erosion nur die Verwerfung aufgedeckt hat.

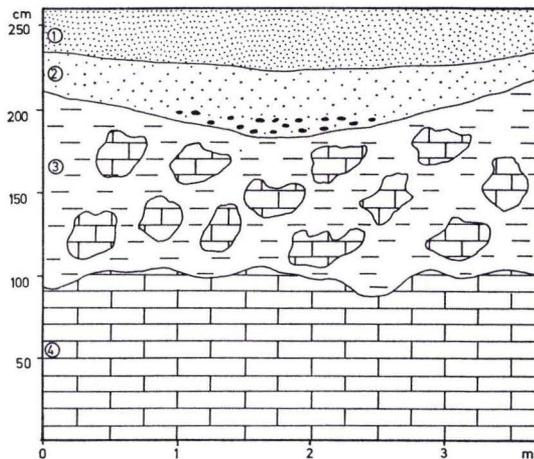


Abb. 3. Doline im tertiären Kalk bei Offenbach.

- 1 = Dünenand
- 2 = Terrassensand mit einzelnen Kiesen (t3-Terrasse)
- 3 = Auflockerungszone des Kalkes
- 4 = Anstehender tertiärer Kalk

Zahlreiche Vorkommen von t3-Sanden sind nur noch in geringer Mächtigkeit vorhanden. So sind z.B. auf dem tertiären Kalk am Käsberg bei Offenbach die t3-Ablagerungen nur in Dolinen erhalten geblieben. Diese haben einen Durchmesser von 2–3 m und eine Tiefe von ca. 1 m (Abb. 3).

Über der Verwitterungszone des Kalkes liegen etwa 20–50 cm braune, schwach tonige Sande, die einige Gerölle enthalten. Darüber wurde dann Flugsand abgelagert.

Ein weiteres Vorkommen der t3-Terrasse liegt auf der Trappdecke von Steinheim a. M. Hier ist ebenfalls ein hellbrauner, ca. 2 m mächtiger Sand zu finden, der alle typischen Maingerölle enthält. Muschelkalke fehlen aber auch hier.

In der Tongrube am Katzenbuckel, 1,5 km W Hainstadt, liegen über der altpleistozänen Tonschicht rötlichbraune tonige Sande. BACKHAUS (1967) beschreibt aus dieser Grube eine 50 cm dicke, gelbbraune kiesige Schicht, die grobe Mainschotter führt und in etwa 2 m Tiefe aufgeschlossen war. Diese Kiese sowie die tonigen Sedimente, die heute zu finden sind, dürften Reste der t3-Terrasse sein. Die Mächtigkeit der t3-Sedimente übersteigt im Hanauer Becken nicht 5 m. Dies stimmt mit den Angaben von STREIT (1971) aus dem Aschaffener Becken überein.

SEMMELE (1969) konnte im westlichen Untermaingebiet bei Weilbach Mächtigkeiten der t₍₃₎-Terrasse bis zu 10 m nachweisen. Dies ist auf die stärkere tektonische Absenkung in diesem Raum W des Sprendlinger Horstes zurückzuführen.

Die Schotteranalysen der t3-Kiese ergaben, daß der Anteil der Muschelkalkgerölle mainabwärts deutlich abnimmt. Er ist bei Großwallstadt und Großostheim recht hoch (25–34%), fehlt jedoch im Raum Hanau.

Die Sedimente der t3-Terrasse bestehen vorwiegend aus Grob- und Mittelsanden. Nur in zwei Proben ließ sich ein geringer Anteil an Feinsanden nachweisen. Lokal ist in den Sedimenten ein höherer Anteil an Kies festzustellen, der sonst sehr gering ist. Der Schwermineralgehalt (Tab. 1) zeigt nur ein wenig verändertes Spektrum, so daß sich hieraus keine Abgrenzung zu älteren Terrassen vornehmen läßt. Die Hornblenden sind auch in den t3-Sanden noch stark verwittert.

Im Vergleich zu einer Schwermineralanalyse der Oberen Mittelterrasse, die KÖRBER (1962) veröffentlichte, fällt auf, daß diese einen sehr geringen Anteil (4%) an extrem stabilen Mineralen enthält.

Als Hinweis für den kaltzeitlichen Charakter der Aufschüttung ist die basale Lage der t3-Terrasse in der Kiesgrube Höfling SE Großostheim, die viele grobe Gerölle und Driftblöcke enthält, zu sehen. Diese Schicht ist eine deutliche Grenze gegen die liegenden Sande der altpleistozänen Aufschüttung (t1-Terrasse), die sich außerdem durch eine grau-gelbliche Farbe und das Fehlen von Muschelkalkgeröllen von den hangenden bräunlichen Kiesen unterscheidet.

In der Kiesgrube Höfling ergeben sich auch gute Anhaltspunkte für eine Datierung der t3-Ablagerungen. In der hangenden Lößdecke sind zwei fossile B_t-Horizonte aufgeschlossen, so daß eine Einordnung in die drittletzte Kaltzeit vorgenommen werden kann. Ein vergleichbares Alter konnte SEMMELE (1969) für die t₍₃₎-Terrasse auf Bl. 5916 Hochheim a. Main nachweisen. Auch hier sind in der hangenden Lößdecke zwei fossile B_t-Horizonte zu finden.

STREIT (1973) beschreibt dagegen über der Oberen Mittelterrasse (OMT) bei Schweinfurt neben zwei fossilen B_t-Horizonten noch einen fossilen Boden aus Hochflutlehm, so daß er zu einer Einordnung dieser Terrasse in die viertletzte Kaltzeit kommt.

Bei den Ablagerungen der t₍₃₎-Terrasse und der OMT handelt es sich sehr wahrscheinlich um t3-Ablagerungen.

Wenig Erfolg hatten palynologische Untersuchungen von Tonlagen in der t3-Terrasse N Weiskirchen und bei Heusenstamm. Sie enthielten Pollen von *Pinus*,

Picea, *Betula* und *Alnus* (det. I. BORGER). Lediglich einige wenige, jedoch nicht sicher zu bestimmende Pollen von *Tsuga* weisen auf älteres Pleistozän hin.

Aus der Verbreitung und Höhenlage läßt sich die t3-Terrasse mit folgenden Ablagerungen korrelieren:

t ₍₃₎ -Terrasse	— SEMMEL (1969)
Obere Mittelterrasse	— KÖRBER (1962)
25-m-Terrasse	— STREIT (1971)
M ₃ -Stufe	— BAKKER (1930)

5.4. t4-Terrasse

Ablagerungen, deren Oberkante im Hanauer Becken bei ca. 118 m über NN liegt, werden als t4-Terrasse bezeichnet. Sie hat nur an wenigen Stellen eine größere Ausdehnung. Die Terrassenkante ist zwischen Offenbach und Steinheim durch die Bäche vom Sprendlinger Horst stark erodiert worden. Dagegen ist zwischen Offenbach-Bieber, Steinheim und Weiskirchen eine große Verebnung in einer Höhe von 110—115 m über NN ausgebildet. Dieses Gebiet wird nicht nur von Rodau und Bieber, sondern auch von zahlreichen kleineren Bächen entwässert. In einigen Baugruben waren bei Hausen graue und hellbraune Sande aufgeschlossen, die nur wenige Kiese enthielten. Die Schwermineraluntersuchungen ergaben, daß der Hornblendegehalt mit 5% sehr gering ist. Im allgemeinen liegt er bei den jüngeren Terrassen höher. Die Hornblenden waren jedoch nur wenig verwittert, so daß hieraus auf ein jüngeres Alter der Terrassensande geschlossen werden könnte.

Da manche graue Sande in diesem Gebiet den altpleistozänen Sedimenten sehr ähnlich sehen, kann die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, daß hier durch die Erosion der Bäche Ablagerungen der t1-Terrasse freigelegt wurden.

Diese Frage konnte nicht eindeutig geklärt werden. Niveaumäßig gehören die Sedimente zur t4-Terrasse. Sicher erscheint jedoch, daß der Trapp bei Steinheim zur t4-Zeit ein Umlaufberg war.

Nach KÖRBER (1962) ist die Mittlere Mittelterrasse (MMT), die als entsprechende Ablagerung zur t4-Terrasse im Mittelmaintal angesehen wird, erst im Aschaffener Becken von Großostheim ab ausgebildet. Die eigene Kartierung ergab jedoch, daß bei Großwallstadt oberhalb der t5-Terrasse noch ein Niveau zu finden ist, das als t4-Terrasse angesehen wird. Sie ist zwischen Niedernberg und Großwallstadt als ein ca. 100 m breiter Streifen erhalten geblieben.

Rostbraune Sande der t4-Terrasse sind in der Tongrube der Bong'schen Mahlwerke S Mainflingen aufgeschlossen (Bl. 5920 Alzenau i. Ufr., R 35 02 150, H 55 40 440).

Hier liegen über den pliozänen Tonen zwei Terrassen. Die unteren gelblichen Sande, die ca. 6 m mächtig sind, gehören zur altpleistozänen Aufschüttung (t1-Terrasse). Darüber liegen 3—4 m dicke rostbraune Sande und Kiese der t4-Terrasse. Sie enthält alle typischen Maingerölle. Die Sande sind grob- und mittelkörnig. Der Gehalt an Muschelkalkgeröllen nimmt mainabwärts ab und ist ab Obernburg nicht mehr vorhanden.

Der Schwermineralgehalt zeigt in einer Probe einen sehr hohen Anteil an Hornblenden (56%), die keine starken Verwitterungsspuren mehr aufweisen wie in den

älteren Terrassen. Außerdem ist ein etwas höherer Anteil an Augit enthalten, der wohl aus dem Trapp stammt.

Bemerkenswert ist ein Vorkommen von grauen Sanden in einer Grube am Waldschloß auf der Steilstufe W Klein-Auheim (Bl. 5919 Seligenstadt, R 34 93 500, H 55 50 400). SCHOTTLER (1922) hat hier am Steilufer des Mainbogens ein kleines Vorkommen von Trapp und pliozänen Sedimenten kartiert. Die Schwermineralanalyse dieser Sande ergab eine Verteilung, die für pleistozäne Ablagerungen des Mains untypisch ist:

Turmalin, Zirkon, Rutil	— 46%
Staurolith	— 45%
Epidot/Zoisit	— 6%
Granat	— 3%
Opak	— 33%

Diese Mineralzusammensetzung ist typisch für pliozäne Sande des Mains. Es handelt sich hier um ein eng begrenztes Vorkommen tertiärer Sande, die durch die Widerständigkeit des Basaltes nicht abgetragen wurden und heute im Niveau der t4-Terrasse liegen.

Versucht man eine Korrelierung der t4-Terrasse, so müßte sie folgenden Ablagerungen entsprechen:

t ₍₄₎ -Terrasse	— SEMMEL (1969)
Mittlere Mittelterrasse (MMT)	— KÖRBER (1962)
18-m-Terrasse	— STREIT (1971)
Mittelterrasse	— STREIT & WEINELT (1967)
Mittelterrasse	— MICHELS (1930)

Für die Datierung ergeben sich im Hanauer Becken keine Anhaltspunkte, da die Ablagerungen fossilifer sind und nur von jungem Flugsand überweht wurden.

SEMMEL (1972b) konnte auf Bl. 5916 Hochheim a. Main (Wasserwerk Hattersheim) auf der t₍₄₎-Terrasse zwei fossile B_t-Horizonte im hangenden Löß feststellen, so daß eine Datierung in die drittletzte Kaltzeit möglich wäre.

Andere Autoren, wie KÖRBER und STREIT, datieren entsprechende Ablagerungen in die Riß-Kaltzeit.

5.5. t5-Terrasse

Sehr deutlich sind die Verebnungen der t5-Terrasse zu erkennen, die auf Bl. 5919 Seligenstadt eine Breite von ca. 4 km haben. Auch im Mittelmaintal ist das vergleichbare Niveau (Untere Mittelterrasse) schon über 1 km breit (KÖRBER 1962).

Nach Ansicht von STREIT (1971) setzt sich diese Terrasse, STREIT nennt sie 12-m-Terrasse, auch W Stockstadt in das Gersprenztal hinein fort. Hier liegen über den altpleistozänen Sanden des Mains 0,80—1,50 m mächtige graubraune Sande und Kiese. Diese enthalten jedoch keine Muschelkalkgerölle, die für die t5-Terrasse des Mains im Aschaffburger Becken typisch sind. Es handelt sich hier um Terrassenablagerungen der Gersprenz, die aber natürlich viel Material aus älteren Mainsedimenten aufgearbeitet hat. Auch KLEMM (1892, 1894) und SCHOTTLER & HAUPT (1923) unterscheiden die hangenden Gersprenzkiese von den liegenden Mainsanden.

Die Mächtigkeit der t5-Terrasse schwankt zwischen 5 und 10 m. Die größte Dicke von 10 m hat sie im Senkungsgebiet des Aschaffener Raumes. Im Hanau-Seligstädter Raum und auch W des Sprenzlinger Horstes ist sie nur noch 5 m mächtig.

Die Sedimente der t5-Terrasse, die in zahlreichen Kiesgruben abgebaut werden, bestehen aus bräunlichen bis rostbraunen Sanden und Kiesen. Es ist ein starker Kiesanteil in den Ablagerungen zu beobachten, während sich die älteren Terrassen mehr aus Sanden aufbauen. Auffallend ist der hohe Anteil an Driftblöcken, die auf ein kühles Klima während der Sedimentation hinweisen.

Die Schotter enthalten z. T. einen sehr hohen Anteil an Muschelkalkgeröllen. Dieser Gehalt schwankt jedoch im Aschaffener Raum schon sehr stark. In den Kiesgruben unterhalb von Mühlheim ist kein Muschelkalk mehr in den t5-Ablagerungen enthalten. Auch SEIDENSCHWANN (1974) konnte bei Hanau-Wilhelmsbad in den t5-Schottern keinen Muschelkalk mehr finden.

Es ist anzunehmen, daß mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet die Kalkgerölle seltener werden und daß die wenigen Gerölle auch in den jüngeren Terrassen aufgelöst wurden.

Im Mainengtal und im Aschaffener Raum läßt sich unter den t5-Ablagerungen überall noch die altpleistozäne Aufschüttung nachweisen. Im Hanauer Becken liegen dagegen unter den t5-Kiesen sandige Tone, Tone und graue Sande, die viel Holz enthalten. Diese Schichten werden aber schon ins Pliozän datiert. Es ist daher anzunehmen, daß unterhalb von Stockstadt die altpleistozäne Aufschüttung im Bereich der t5-Terrasse ausgeräumt wurde. Als Ursache ist wohl die tektonische Ruhe in diesem Gebiet anzusehen, denn W des Sprenzlinger Horstes, wo stärkere tektonische Bewegungen wirksam waren, bilden wieder altpleistozäne Sande das Liegende der t₍₅₎-Terrasse (SEMMELE 1969).

Die Sande der t5-Terrasse, es sind vorwiegend Mittel- und Grobsande, haben ein Schwermineralspektrum, das keinen wesentlichen Unterschied zu dem älteren Terrassen zeigt. Apatit ist in allen Proben enthalten. Die Hornblenden, die nicht verwittert sind, sind bis zu 31% vorhanden (Tab. 1). Ähnliche Analysen hat KÖRBER (1962) von der Unteren Mittelterrasse veröffentlicht.

Für die Datierung der t5-Terrasse und der ihr entsprechenden Ablagerungen liegen zahlreiche Fossilfunde vor.

So werden von HAUPT (1908), SCHMITT (1967) und STREIT (1971) Reste von *Elephas primigenius* beschrieben. Eine ausführliche Liste von Säugetierresten aus der 10-m-Terrasse legt KESSLER (1962) vor. Er führt neben *Elephas primigenius* noch *Bison priscus*, *Bos primigenius*, *Equus przewalski* und *Equus sp. an.*

Die genannten Autoren schließen aus diesen Funden auf ein würmzeitliches Alter der t5-Terrasse.

Aber schon KÖRBER (1962) weist darauf hin, das *Equus przewalski* auch noch in der vorletzten Kaltzeit gelebt hat.

Neue Funde aus der Kiesgrube der Bong'schen Mahlwerke S Mainflingen weisen auf eine Datierung in die Riß-Kaltzeit hin. Es handelt sich um Molaren von *Elephas trogontherii* BOHLIG 1885 (mit Anklängen an *Elephas primigenius* BLUMENBACH 1796, M₃ sin.) und von einem Elefanten, der in die Linie *Elephas trogontherii*-*Elephas primigenius* gehört (det. J. L. FRANZEN, Senckenberg-Museum, Frankfurt/M.).

Diese Übergangsformen kommen jedoch im Würm nicht mehr vor. Während im östlichen Untermaingebiet mit Hilfe der Deckschichten keine Datierung vorgenommen werden konnte, es liegen hier nur Flugsande auf der t5-Terrasse, konnte SEMMEL (1969, 1972b) bei Hattersheim auf der wahrscheinlich vergleichbaren t₍₅₎-Terrasse im hangenden Löß einen fossilen B_t-Horizont nachweisen. Diese Beobachtung spricht auch für eine Datierung in die Riß-Kaltzeit.

Für ein höheres Alter als Würm könnten auch die kräftigen Bodenbildungen in den t5-Ablagerungen sprechen. Es handelt sich dabei um über 1 m tiefe Verwitterungstrichter (Abb. 4). In diesen sind die Muschelkalkgerölle teilweise oder völlig aufgelöst, und die Sande haben einen höheren Tongehalt. Außerdem sind sie rostbraun gefärbt. Eine so intensive Bodenbildung ist nach meinen Beobachtungen in den Sedimenten der t6-Terrasse im Hanauer Becken nicht ausgebildet.

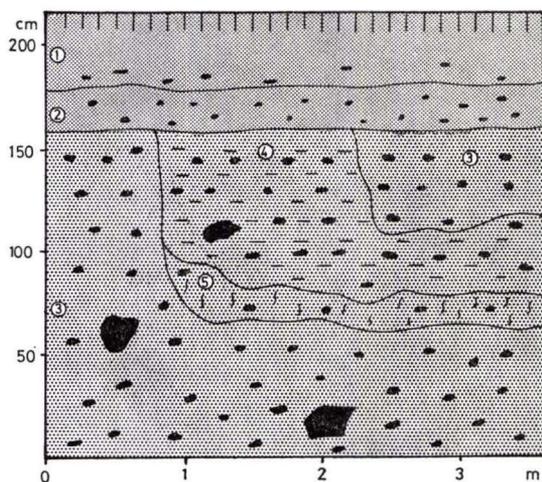


Abb. 4. Bodenbildung in den t5-Kiesen bei Klein-Krotzenburg.

- 1 = Ap-Horizont im Dünensand mit einzelnen Kiesen
- 2 = Sand mit einzelnen Kiesen der t5-Terrasse
- 3 = Hellbraune Kiese und Sande mit vielen Muschelkalkgeröllen
- 4 = Tonreichere rötlichbraune Kiese und Sande mit wenigen Muschelkalkgeröllen
- 5 = C_e-Horizont

Ähnliche Bodenbildungen haben auch KESSLER (1962), KÖRBER (1962) und SCHMITT (1967) beschrieben.

Für eine Datierung ins Würm spricht dagegen das radiometrisch bestimmte Alter von Stoßzahnresten aus zwei Kiesgruben in der t5-Terrasse. Es wurden die beiden Alter von 25140 ± 395 a.b.p. (Probe: Hv 5811 Koll.) und 30895 ± 735 a.b.p. (Probe: Hv 5857 Koll.) festgestellt (Bestimmung durch das ¹⁴C-Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung).

Eine eindeutige Datierung der t5-Ablagerungen bleibt damit weiterhin offen.

Folgende Ablagerungen können als vergleichbare Sedimente angesehen werden:

$t_{(5)}$ -Terrasse	— SEMMEL (1969)
Untere Mittelterrasse	— KÖRBER (1962)
10-m-Terrasse	— KESSLER (1962)
M_4 -Stufe	— BAKKER (1930)
12-m-Terrasse	— STREIT (1971)
Niederterrasse	— STREIT & WEINELT (1967)
Mittelterrasse	— MICHELS (1930)
Mitteldiluviale Terrasse (Kelsterbacher Stufe)	— SCHOTTLER (1922)

5.6. t_6 -Terrasse

Im westlichen Mainviereck ist die t_6 -Terrasse, KÖRBER (1962) nennt sie Obere Niederterrasse, nur an den Gleithängen des Mains erhalten geblieben. Ihre max. Breite liegt hier bei ca. 800 m.

Zwischen Obernburg und Frankfurt kann sie dagegen in weiten Mainbögen bis zu 3 km breit werden. Die Oberfläche der t_6 -Terrasse liegt bei Großwallstadt in 118—115 m über NN und bei Frankfurt in einer Höhe von 101—98 m über NN.

Die 5—8 m mächtigen Ablagerungen bestehen vorwiegend aus rötlichbraunen Kiesen, die nur wenige Sandlagen enthalten. Es sind Grob- und Mittelsande. Die Schotter haben einen hohen Anteil an Muschelkalkgeröllen, der bei 20% liegt. Dieser nimmt erst W des Sprendlinger Horstes im Bereich des Bl. 5916 Hochheim a. Main ab (SEMMEL 1969).

Für ein kaltzeitliches Klima während der Ablagerungen spricht der hohe Anteil an Driftblöcken.

Der Schwermineralgehalt (Tab. 1) zeigt einen höheren Prozentsatz an Apatit (6—9%) und Hornblende (10—28%), die unverwittert sind.

Auch aus dieser Terrasse werden einige Fossilfunde beschrieben. KINKELIN (1909) zählt Faunenreste von Mammut, *Rhinoceros*, *Bison*, Ur und Rind auf, die alle in der letzten Kaltzeit lebten.

Als Deckschicht wurde auf der t_6 -Terrasse im Hanauer Becken kalkhaltiger Hochfutilehm abgelagert, in dem eine deutliche Bodenbildung zu beobachten ist.

Unter einem mittelbraunen tonärmeren Horizont befindet sich eine rötlichbraune tonreichere Zone (B_t -Horizont), die in einen Kalkanreicherungs-horizont (C_c -Horizont) übergeht. Bei einer Mächtigkeit des Hochfutilehmes unter 1 m gehen die bodenbildenden Vorgänge auch in den Kies der t_6 -Terrasse über, z.B. Kalkanreicherung (Osteokollen-Bildung).

Im allgemeinen wird die Ablagerung von Hochfutilehmen auf den Niederterrassen in das Holozän datiert. SEMMEL (1969) konnte jedoch in den Lehmen auf der $t_{(6)}$ -Terrasse auf Bl. 5916 Hochheim a. Main nachweisen, daß diese Deckschichten oft von kryorturbaten Stauchungen erfaßt sind, die ein kaltes Klima bezeugen. Außerdem enthält der Hochfutilehm Laacher Bimstuff, so daß ein präholozänes Alter als gesichert gilt (SEMMEL 1972a). Es ist also die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß die Bodenbildung auf diesen Hochfutilehmen schon im Spätwürm begann.

Alle bisherigen Untersuchungen weisen darauf hin, daß die t_6 -Terrasse in das Würm zu datieren ist.

Sie kann mit folgenden pleistozänen Ablagerungen korreliert werden:

- | | |
|--|--------------------|
| $t_{(6)}$ -Terrasse | — SEMMEL (1969) |
| Obere Niederterrasse | — KÖRBER (1962) |
| 7-m-Terrasse | — Streit (1971) |
| „Zwischenniveau“ | — KESSLER (1962) |
| Oberdiluviale Terrasse
(Raunheimer Stufe) | — SCHOTTLER (1922) |
| Niederterrasse | — Michels (1930) |

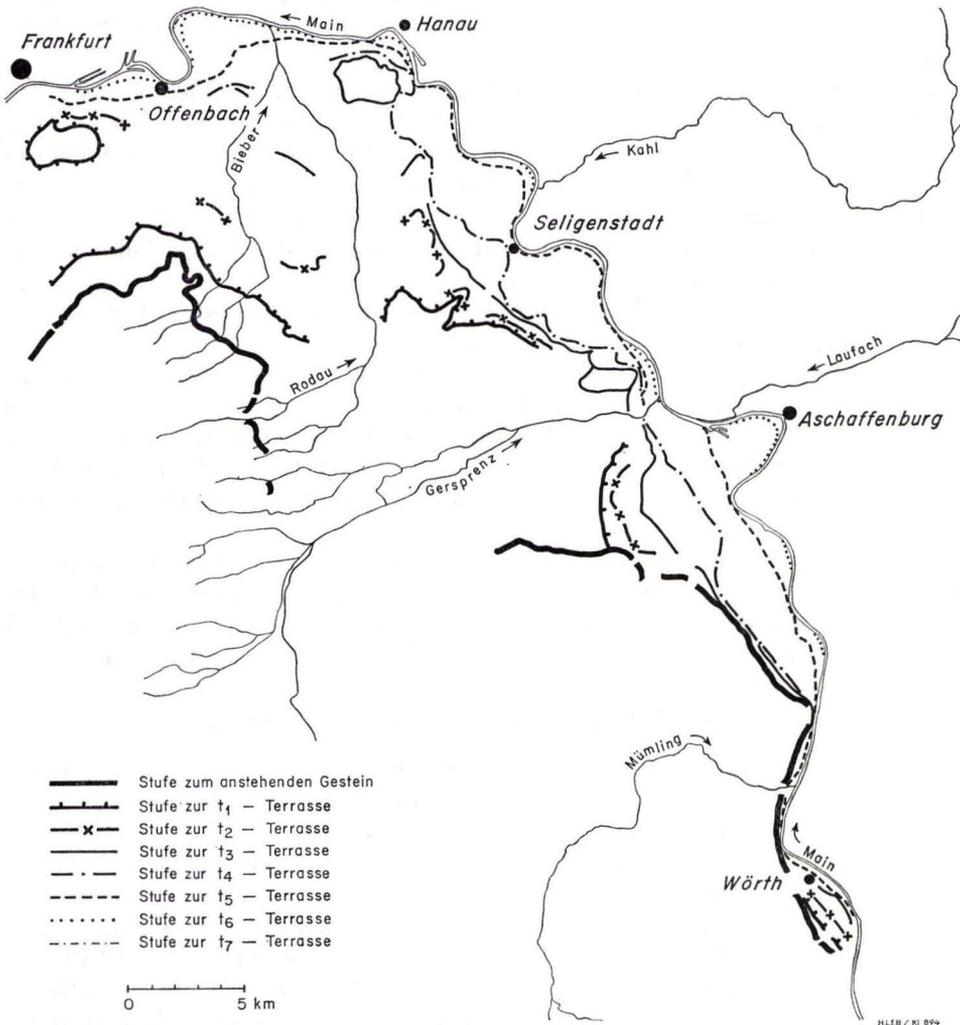


Abb. 5. Terrassen des Mains zwischen Frankfurt a. M. und Würth a. M.

5.7. t7-Terrasse

Unterhalb der t6-Terrasse läßt sich noch eine weitere Verebnung auskartieren, die als ein eigenes Terrassenniveau angesehen wird. Die Stufe zwischen den beiden Verebnungen beträgt max. 2 m. Die Sedimente dieser tieferen Terrasse, der t7-Terrasse, kommen nur selten an die Oberfläche, da sie von kalkhaltigem Hochflutlehm bedeckt sind.

Die Breite der t7-Terrasse beträgt meist nicht mehr als 200 m, in Mainbögen kann sie bis zu 700 m breit werden.

Die Auswertung von Bohrungen zeigt, daß die t7-Schotter im Durchschnitt 3–5 m mächtig sind. Es sind hellbraune Schotter, die viele Muschelkalkgerölle enthalten.

Die Untersuchung der Schwerminerale (Tab.1) ergab einen hohen Gehalt an Staurolith (25%) und unverwitterten Hornblenden (15%). Vergleichbare Proben der Unteren Niederterrasse enthalten dagegen wesentlich mehr Hornblenden (30–48%, KÖRBER 1962).

Bisher wurden diese Ablagerungen im Maintal nur von SEMMEL (1969) und KÖRBER (1962) als eigenständige Terrasse kartiert. Als Beweis läßt sich anführen, daß die Basis der t7-Schotter tiefer als die der t6-Terrasse liegt. Dies läßt sich auch aus der Darstellung der Morphologie des vordiluvialen Untergrundes von SOLLE (1951) entnehmen. In den Mainbögen E Frankfurt liegt die t7-Basis um 1–2 m tiefer. SEMMEL (1972a) konnte im westlichen Untermaingebiet nachweisen, daß der t₍₇₎-Aufschüttung eine Tiefenerosion bis zu 10 m vorausging.

In dem kalkhaltigen Hochflutlehm, der die t7-Terrasse bedeckt, läßt sich keine Bodenbildung nachweisen.

Im Mainbogen von Steinheim konnte direkt auf den t7-Schottern eine Tonlage mit Holzstücken gefunden werden. Diese Hölzer ergaben ein ¹⁴C-Alter von 8785 ± 110 a. b. p. (Bestimmung: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Labor-Nr.: Hv 5810). Dieser Wert stimmt gut mit dem Alter von 8900 a. b. p. überein, das SEMMEL (1972b) für einen Torfrest im oberen Teil des Hochflutlehms auf der t₍₇₎-Terrasse angibt.

Für die Ablagerung der t7-Terrasse kommt nur die Würmkaltzeit in Frage. Da jedoch auch die Sedimentation der t6-Terrasse in das Würm datiert wird, bleibt für die Akkumulation der t7-Schotter der jüngere Abschnitt des Würms. KÖRBER (1962) stellt die Aufschüttung der Unteren Niederterrasse in die Jüngere Tundrenzeit.

6. Schwermineralgehalt der pleistozänen Ablagerungen

Die pleistozänen Ablagerungen des Mains haben eine recht gleichbleibende Schotterzusammensetzung. Eine Ausnahme ist nur der Muschelkalk, der in den älteren Terrassen verwittert ist.

Es wurde daher versucht, mit Hilfe des Schwermineralgehaltes eine Untergliederung der Terrassen vorzunehmen.

Vergleicht man den Anteil der extrem stabilen Mineralgruppe (Turmalin, Zirkon, Rutil), so fällt auf, daß in vielen Proben der älteren Terrassen ein höherer Gehalt festzustellen ist. So kann der Anteil dieser Minerale in den t1-Sanden bis auf 79% ansteigen. In den Ablagerungen der t2-, t3- und t4-Terrassen liegt er dagegen unter 40%, in den 3 jüngsten Terrassen sogar unter 20%.

Trotz der reichen Zufuhr dieser Schwerminerale aus dem Buntsandstein und dem Rotliegenden, läßt sich eine kontinuierliche Abnahme erkennen, die auf eine Zunahme der instabilen Minerale zurückzuführen ist, die noch nicht verwittert sind.

Bei den sehr instabilen Mineralen, wie Apatit und Hornblende, läßt sich eine Zunahme in den jüngeren Terrassen erkennen. Auffallend ist in diesem Zusammenhang, daß die Hornblenden in der t4-Terrasse und jüngeren Ablagen nicht mehr verwittert sind.

Erstaunlich ist, daß die älteren Terrassen und sogar die altpleistozäne Aufschüttung einen sehr hohen Gehalt an Epidot und Zoisit haben. Auch diese Minerale, die nach WEYL (1952) zur instabilen Gruppe gehören, müßten im Pleistozän stärker verwittert sein. WEYL (1951) konnte im südlichen Rheintalgraben eine Verwitterungsauslese nachweisen, der zunächst Pyroxene und Hornblenden, dann aber auch Granat und Epidot zum Opfer fallen.

Der Granatgehalt in den Mainablagerungen schwankt zu sehr, um einen Einfluß der Verwitterung nachweisen zu können.

Läßt sich mit Hilfe der Schwermineralanalyse auch keine sichere Unterscheidung der einzelnen Terrassen erreichen, so kann doch eine relative Abfolge der Ablagerungen des Mains bestätigt werden.

7. Zusammenfassung

Im Hanauer Becken kam es nach der endgültigen Regression des Meeres im Untermiozän nur noch zur Sedimentation von limnischen und fluvialen Sedimenten. Absenkungsbewegungen lassen sich jedoch noch bis in das Altquartär nachweisen. Zu dieser Zeit durchbrach der Main die Steigerwaldstufe und schüttete das Hanauer Becken bis zu einer Höhe von ca. 150 m über NN mit Sanden, Kiesen und Tonen auf.

Diese altpleistozäne Aufschüttung (t1-Terrasse) wurde dann im ausgehenden Altquartär noch um mindestens 20 m abgesenkt.

Durch diese tektonischen Senkungen im Hanauer Becken war der Main im Altpleistozän schon fast bis auf das heutige Niveau eingetieft, was sich auch an der Entwicklung der Kinzig nachweisen läßt.

Nach Ablagerung der t1-Terrasse lassen sich im Hanauer Becken keine tektonischen Bewegungen mehr nachweisen. In die altpleistozänen Sedimente haben sich dann 6 weitere Terrassen (t2—t7) eingeschnitten, die sich durch ihre Höhenlagen, aber auch oft durch ihre Schotterführung, Schwermineralgehalt, Bodenbildungen und Fossilinhalt trennen lassen.

Somit lassen sich im gesamten Untermaingebiet sieben pleistozäne Terrassen des Mains nachweisen, die sich mit den Terrassen, die SEMMEL (1969) im westlichen Untermaingebiet, STREET (1971) im Aschaffburger Becken und KÖRBER (1962) im Mainengtal kartierten, parallelisieren lassen.

Im Ablauf des Quartärs veränderte der Main seinen Lauf. Er floß zur t2-Zeit durch die „Neu-Isenburger Pforte“ und die „Frankfurter Pforte“ in das westliche Untermaingebiet. Alle jüngeren Mainläufe flossen nördlich des Sachsenhäuser Berges (S Frankfurt) vorbei.

Dem heutigen Verlauf, also nördlich am Trapp von Steinheim vorbei, folgt der Main wahrscheinlich seit Ablagerung der t5-Terrasse.

Summary

After the final regression of the sea during the Lower Miocene there were only sedimentations of limnic and fluvial deposits in the Hanau basin. But lowering movements can be traced until the Old Quaternary. During that time the river Main broke through the Steigerwaldstufe and infilled the Hanau basin up to a height of 150 m NN with psammite, gravel and clay. This oldpleistocene valley fill was lowered down at least 20 m at the end of the Old Quaternary. The river Main was nearly deepened to its present level by these tectonic lowerings already in the Old Pleistocene, which is also proved by the development of the river Kinzig. No more tectonic movements can be found in the Hanau basin after the development of the t1-terrace. Six more terraces (t2—t7) incised the oldpleistocene deposits and can be distinguished by their levels, but also often by their types of gravel, heavy-mineral assemblage, soil development, fossil content. Consequently seven pleistocene terraces can be proved in the whole Untermain region, which can be correlated with those terraces, which SEMMEL (1969) in the western Untermain region, STREIT (1971) in the Aschaffener basin and KÖRBER (1962) in the middle Main valley mapped.

The river Main changed its valley during the course of the Quaternary. It flowed at the time of the t2-terrace through the „Neu-Isenburg gate“ and the „Frankfurt gate“ into the western Untermainregion. All later Mainbeds flowed north of the Sachsenhäuser Berg (South of Frankfurt). The present valley of the river Main, flowing north of the trap rock near Steinheim, is likely to exist since the deposition of the t5-terrace.

8. Schriftenverzeichnis

- ADAM, K. D. (1966): Zur Großgliederung des mitteleuropäischen Pleistozäns. — Z. dt. geol. Ges., 1963, **115**: 751—757; Hannover.
- ANDERLE, H.-J. (1968): Die Mächtigkeiten der sandig-kiesigen Sedimente des Quartärs im nördlichen Oberrhein-Graben und der östlichen Untermainebene. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 185—196; Wiesbaden.
- (1970): Outlines of the Structural Development of the Northern End of the Upper Rhine Graben. — Graben Problems, Int. Üpp. Mantle Proj., Sc. Report, **27**: 97—102; Stuttgart.
- (1974): Block Tectonic Interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. — Appr. to Taphrogenesis: 243—252; Stuttgart.
- BACKHAUS, E. (1967a): Die vermeintliche pliozäne Schotterterrasse des Mains von Schipach im Spessart. — Veröff. Gesch. u. Kunstver. Aschaffenburg, **10**: 165—173; Aschaffenburg.
- (1967b): Die altpleistozäne (Mosbacher) Schotterterrasse von Hainstadt. — Nachr. naturwiss. Mus. Aschaffenburg, **74**: 105—107; Aschaffenburg.
- & STOLBA, R. (1967): Junge Bruchschollentektonik im unteren Maintal zwischen Rüdenu und Trennfurt (Obernburger Graben). — Iber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. **49**: 147—156; Stuttgart.
- BAKKER, J. P. (1930): Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. — Geogr. Geol. Meded., Phys., Geol. Reeks No. 3, 112 S.; Utrecht.
- BECKER, E. (1965): Stratigraphische und bodenkundliche Untersuchungen an jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheingraben. — Diss., 145 S.; Frankfurt a. M.
- (1967): Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheingraben. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**: 5—50; Öhringen.

- BOENIGK, W., BRELIE, G. v. D., BRUNNACKER, K., KOCI, A., SCHLICKUM, W. & STRAUCH, F. (1974): Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Ville (Niederrheinische Bucht). — Newsl. Stratigr., **3**: 219—241; Leiden.
- KOWALCZYK, G. & BRUNNACKER, K. (1972): Zur Geologie des Altpleistozäns der Niederrheinischen Bucht. — Z. dt. geol. Ges., **123**: 119—161; Hannover.
- HEYE, D., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1974): Paläomagnetische Messungen an vielgliedrigen Quartärprofilen (Kärlich/Mittelrhein und Bad Soden i. Taunus). — Mainzer naturwiss. Arch., **12**: 159—168; Mainz.
- BRUNNACKER, K. (1971): Beiträge zur Stratigraphie des Quartärprofils von Kärlich am Mittelrhein. — Mainzer naturwiss. Arch., **8**: 77—100; Mainz.
- BÜDEL, J. (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. — Würzburger geogr. Arb., 4/5: 5—46; Würzburg.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157—184; Wiesbaden.
- HAUPT, O. (1908): *Elephas primigenius* Blbch. aus den Diluvialschottern von Mainflingen am Main. — Notizbl. Ver. Erdk. u. großh. geol. L.-Anst., (IV) **29**: 95—104; Darmstadt.
- HEIM, D. (1970): Zur Petrographie und Genese der Mosbacher Sande. — Mainzer naturwiss. Arch., **9**: 83—117; Mainz.
- HENKEL, K. (1919): Die Terrassen des Maintals bis zum Eintritt in die oberrheinische Tiefebene. — Geol. Rdsch., **10**: 137—155; Stuttgart.
- HORN, P., LIPPOLT, H.-J., & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheintalgrabens. — Eclog. Geol. Helv., **65**: 131—156; Lausanne.
- KANDLER, O. (1970): Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintales zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim. — Mainzer geogr. Studien, **3**, 92 S.; Mainz.
- KESSLER, A. (1962): Studien zur jüngeren Talgeschichte am Main und an der Mümling und über jüngere Formenentwicklung im hinteren Buntsandstein-Odenwald. — Forsch. dt. Landesk., **133**, 94 S.; Bad Godesberg.
- KINKELIN, F. (1886): Über den Schichtenaufbau, die Pliocänflora und die Diluvialgebilde des Untermainthales. — Z. dt. geol. Ges., **37**: 684—695; Berlin.
- (1892): Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südrandes des Taunus. — Abh. geol. Spec.-Kt. Preuß. u. thür. Staat., **9**, 302 S.; Berlin.
- (1909): Vorgeschichte vom Untergrund und von der Lebewelt des Frankfurter Stadtgebietes. — 96 S.; Frankfurt a. M.
- KLEMM, G. (1892): Die Gliederung des Schwemmland am unteren Main. — Notizbl. Ver. Erdk. u. großh. geol. L.-Anst., (IV) **13**: 25—39; Darmstadt.
- (1894): Erl. geol. Kt. Großh. Hessen 1:25 000, Bl. Babenhausen, 29 S.; Darmstadt.
- KOCI, A., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1973): Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **9**: 545—554; Stuttgart.
- KÖRBER, H. (1959): Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, 408—414; Wiesbaden.
- (1962): Die Entwicklung des Maintals. — Würzburger geogr. Arb., **10**, 170 S.; Würzburg.
- MICHEL, F. (1930): Erl. geol. Kt. Preuß. u. benachb. dt. L., Bl. Frankfurt/Main-Ost—Offenbach, Lfg. **300**, 88 S.; Berlin.
- MURAWSKI, H. (1967): Spessartschwelle und Wetteraubecken. Funktion und Bild. — Veröff. Gesch. u. Kunstver. Aschaffenburg, **10**: 71—89; Aschaffenburg.
- NÖRING, F. (1951): Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**: 22—40; Wiesbaden.
- OKRUSCH, M., STREIT, R. & WEINELT, W. (1967): Erl. geol. Kt. Bayern 1:25 000, Bl. 5920 Alzenau i. Ufr., 336 S.; München.

- REINACH, A. v. (1899): Erl. geol. Spec.-Kt. Preuß. u. thür. Staat. Bl. Hanau. — 87 S.; Berlin.
- RUTTE, E. (1971): Pliopleistozäne Daten zur Änderung der Hauptabdachung im Main-Gebiet, Süddeutschland. — Z. Geomorph., N.F., Supp.-Bd. 12: 51—72; Berlin-Stuttgart.
- SCHAUF, W. & WENZ, W. (1920): Die Steinheimer Basaltdecke. — Ber. senckenb. naturf. Ges., 50: 1—19; Frankfurt a. M.
- SCHEER, H.-D. (1974): Pleistozäne Entwicklung der östlichen Untermainebene. — Diss., 173 S.; Frankfurt a. M.
- SCHMITT, O. (1967): Kiesgrube Wissler, Gemeindebezirk Mainflingen. Exk. D, Pliozän und Pleistozän in der Hanau-Seligenstädter Senke und deren Umrahmung. — Nachr. naturwiss. Mus. Aschaffenburg, 74: 99—105; Aschaffenburg.
- SCHOTTLER, W. (1922): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. Seligenstadt. — 89 S.; Darmstadt.
- & HAUPT, O. (1923): Der Untergrund der Mainebene zwischen Aschaffenburg und Offenbach. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-Anst, (V) 5: 52—148; Darmstadt.
- SCHREPFER, H. (1924): Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. — Forsch. dt. Landes- u. Volksk., 23: 189—224; Bad Godesberg.
- SEIDENSCHWANN, G. (1974): Geomorphologie des Gebietes zwischen Bischofsheim und Bruchköbel. — Unveröff. Staats.-Arb., 81 S.; Frankfurt a. M.
- SEMMEI, A. (1968): Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich. — Mainzer naturwiss. Arch., 7: 74—79; Mainz.
- (1969): Quartär. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5916 Hochheim a. Main: 51—92; Wiesbaden.
- (1972a): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. — Z. Geomorph., N.F., Supp.-Bd. 14: 105—112; Stuttgart.
- (1972b): Fragen zur Quartärstratigraphie im Mittel- und Oberrheingebiet. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 54: 61—71; Stuttgart.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main-Forsch., 78: 9—56; Frankfurt a. M.
- SEMMELMANN, F. R. (1964): Beiträge zur Geomorphologie des Messeler Hügellandes. — Diss., 115 S.; Frankfurt a. M.
- SOLLE, G. (1951): Geologie, Paläontologie und Hydrologie der Main-Ebene östlich von Frankfurt. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 485: 121—220; Frankfurt a. M.
- STREIT, R. (1971): Quartär. — Erl. geol. Kt. Bayern 1:25000, Bl. 6020 Aschaffenburg: 150—185; München.
- (1973): Ein Pleistozänprofil in der Kiesgrube von Wipfeld südlich Schweinfurt. — Geol. Bavarica, 67: 278—287; München.
- & WEINELT, W. (1967): Pleistozän (Diluvium). — In: OKRUSCH, M., STREIT, R. & WEINELT, W.: Erl. geol. Kt. Bayern 1:25000, Bl. 5920 Alzenau i. Ufr.: 167—186; München.
- (1971): Erl. geol. Kt. Bayern 1:25000, Bl. 6020 Aschaffenburg: 398 S.; München.
- WAGNER, W. (1950): Diluviale Tektonik im Senkungsgebiet des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1: 177—192; Wiesbaden.
- WENZ, W. (1920): Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teiles des Mainzer Beckens. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 36: 71—107; Frankfurt a. M.
- WEYL, R. (1951): Terrassengliederung und Schwermineralführung von Schotterablagerungen des südwestlichen Schwarzwaldes. — N. Jb. Geol., Mh., B: 262—272; Stuttgart.
- (1952): Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. 1. Erscheinungsbild und Vorkommen der Schwermineralverwitterung. — Erdöl u. Kohle, 5: 29—33; Hamburg.
- WITTMANN, O. (1939): Die Phasengliederung der diluvialen Rheintalrandtektonik und die Stratigraphie des gebirgsnahen oberrheinischen Diluviums. — Bad. geol. Abh., 10: 38—94; Karlsruhe.

Synorogene Gesteinsbildung im Raume der Neunkircher Höhe (Bergsträßer Odenwald)

Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwaldgneisen V

Von

BERNHARD ZURBRIGGEN*

Mit 19 Abbildungen, 8 Tabellen und den Tafeln 3-8

Kurzfassung: Der Neunkircher Komplex besteht aus flasrig ausgebildeten Granitoiden, die zwischen Hornblendedioriten und -gabbros, sowie noch älteren Metamorphiten anstehen.

Nach einer Typisierung in verschiedene Abarten werden in einer vergleichenden Beschreibung der allgemeine Gesteinscharakter, Struktur und Textur sowie quantitativer und qualitativer Mineralbestand näher dargelegt. Diesem Teil folgt eine Besprechung der Resultate aus röntgenographischen Untersuchungen (an Kalifeldspaten) und geochemischen (an den verschiedenen Typen) im Raume der Neunkircher Höhe. Darauf aufbauend werden die Ergebnisse zusammengefaßt und ausführlicher besprochen:

Die in dem aus vorwiegend dunklen Gesteinen bestehenden Rahmen auftretenden hellen bis rötlichen Granitoide können auf Grund von physiographischen, röntgenographischen und geochemischen Untersuchungen in folgende Typen unterteilt werden:

1. Biotitdioritische Serie:
Biotitdiorit (Typ Hüttenwald)
Typen Wilde Heid und Kaiserturm
Migmatit vom Typ Heideberg
2. Biotitgranitische Serie:
Typen Streiterberg und Billings
Lichtenberggranit

Die Typen Wilde Heid und Kaiserturm leiten sich aus Biotitdiorit ab, in welchen granitische Lösungen eindringen. Der diatektische Heidebergmigmatit weist auf einen nahen Magmenherd hin.

Die zweite Serie repräsentiert das granitische Substrat selbst. Sie besteht aus den prototektonisch (primärgneisig) entwickelten Typen Streiterberg und Billings sowie aus dem homogenen Lichtenberggranit.

Der Mischungsvorgang reicht von der Infiltration bis zur Injektion, ein Verband, wie er für Magmatite in synorogenen Zonen charakteristisch ist.

* Dr. B. ZURBRIGGEN, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Freiburg, CH-1700 Freiburg, Péroilles.

Die Textur der Prototektonite entsteht dadurch, daß während und nach der Platznahme die Kristallisation unter Durchbewegung erfolgt. Hierbei entwickelt sich bei der 1. Serie ein konstruktives, bei der 2. Serie ein blastoklastisches Gewebe. Der Lichtenberggranit stellt (als späterer Nachschub in die Flaserungszone) die von der Durchbewegung verschonte Abart dar.

Die unterliegende Magmenzone schickt diskordante Granodioritporphyritgänge in die Gesteine des Neunkircher Komplexes.

Abstract: The Neunkircher complex consist of foliated granitoids ("Flaser-Granitoiden") outcropping between hornblende-diorites, -gabbros and older metamorphic rocks. The different varieties are discussed (physiography, texture, qualitative and quantitative mineralogy). Another section give the results of geochemical (whole rocks) and X-ray analysis (K-feldspars).

The discussion of all these results leads to the following conclusions:

The light-colored granitoids can be subdivided in:

1. a biotite-dioritic series:
biotite-diorite (Hüttenwald-type)
Wilde Heid and Kaiserturm type
Heideberg-migmatite-type
2. a biotite-granitic series:
Streiterberg and Billings-types
Lichtenberg-granite

The Wilde Heid and Kaiserturm varieties represent granitized biotite-diorites (by granitic solutions). The diatectic Heideberg-migmatite indicate a close magmatic chamber.

The second series represents the granitic substratum. In this series we find the prototectonic (primary gneissic) Streiterberg and Billings-types, as well as the Lichtenberg granite.

The process of mixing includes simple infiltration as injection, generating so a complex typical for magmatites in synorogenic areas. The texture of the prototektonites is generated by tectonic movements during and after the intrusion. In the 1. series we find a constructive, in the 2. series a blastoclastic texture. The Lichtenberg granite represent the non-foliated variety (interpreted as a late intrusion in the synorogenic area). The discordant dikes of granodiorite-porphyrries in the Neunkircher complex are generated in the underlying magmatic zone.

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung	90
2. Der Neunkircher Komplex und seine nähere Erfassung	92
2.1. Die petrographische Situation	92
2.2. Die Besonderheiten des Neunkircher Komplexes	94
2.3. Die Gesteinstypen des Neunkircher Komplexes	94
3. Vergleichende Beschreibung der Abarten	97
3.1. Modalanalysen	97
3.1.1. Überlegungen zur Meßtechnik	97
3.1.2. Typisierung nach dem Modus	98
3.2. Physiographie der Typen	101
3.2.1. Biotitdioritische Gruppe	103
3.2.1.1. Biotitdiorite	103
3.2.1.1.1. Allgemeines	103
3.2.1.1.2. Struktur und Textur	103
3.2.1.1.3. Kennzeichen der Minerale	105
3.2.1.1.4. Sonderfall: Biotitdiorite als Reaktionsprodukte	105

3.2.1.2. Biotitgranodiorite I	106
3.2.1.2.1. Allgemeines	106
3.2.1.2.2. Struktur und Textur	107
3.2.1.2.3. Kennzeichen der Minerale	108
3.2.2. Biotitgranitische Gruppe	109
3.2.2.1. Biotitgranodiorite II	110
3.2.2.1.1. Allgemeines	110
3.2.2.1.2. Struktur und Textur	111
3.2.2.1.3. Kennzeichen der Minerale	111
3.2.2.2. Homophangranitischer Sonderfall	112
3.2.2.2.1. Allgemeines	112
3.2.2.2.2. Struktur und Textur	112
3.2.2.2.3. Kennzeichen der Minerale	112
3.2.3. Die Spätphasen	113
3.2.3.1. Aplitgranitische Gänge	113
3.2.3.1.1. Allgemeines	113
3.2.3.1.2. Struktur und Textur	113
3.2.3.1.3. Kennzeichnung der Minerale	113
3.2.3.2. Granodioritporphyrit	114
3.2.3.2.1. Allgemeines	114
3.2.3.2.2. Struktur und Textur	114
3.2.3.2.3. Kennzeichen der Minerale	114
3.2.3.2.4. Zur Bildung der Granodioritporphyrite	116
4. Röntgenographische Untersuchungen an Kalifeldspat	117
4.1. Einleitung	117
4.2. Die Triklinitäten der Alkalifeldspate	118
4.3. Technik und Meßgenauigkeit	119
4.4. Diskussion der gemessenen Daten	119
5. Geochemische Untersuchungen im Neunkircher Komplex	124
5.1. Einleitung	124
5.2. Analytisches Vorgehen	125
5.3. Untersuchungsmethodik	125
5.3.1. Probennahme	125
5.3.2. Probenzerkleinerung	125
5.3.3. Glühverlustbestimmung	125
5.3.4. Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)	125
5.3.5. Bestimmung von Na und Mg	126
5.4. Analytische Ergebnisse	127
5.4.1. Allgemeine Bemerkungen	129
5.4.2. Elementpaare (Korrelationsdiskussion) K/Rb, Ca/Sr, Rb/Sr, Ba/Sr, Sr/Ti, Fe ₂ O ₃ /TiO ₂ , SiO ₂ /TiO ₂ , Zr/Ti	129
6. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	136
6.1. Zusammenstellung der Ergebnisse	136
6.1.1. Feldbeobachtungen und mikroskopischer Befund	136
6.1.2. Triklinität des Kalifeldspates und geochemischer Befund	138
6.2. Schlußfolgerungen	138
6.2.1. Die Flaserung als Amplatzgefüge	138
6.2.2. Die Genese des Neunkircher Komplexes	140
7. Schriftenverzeichnis	143

1. Einleitung und Problemstellung

Im westlichen Odenwald tritt das Grundgebirge unter Buntsandstein zutage. Es gliedert sich, wie Abb.1 zeigt, in die erzbergirgisch streichenden Gebirgszüge des Bergsträßer Odenwaldes (im W an den Rheingraben grenzend), in die flachen Gneise der Zwischenzone und die Kuppel des Böllsteins im E. Die zu behandelnden Flasermagmatite von Neunkirchen gehören zum mittleren Teil des Bergsträßer Odenwaldes. Sie entwickeln eine Paralleltexur, die zum Streichen der Gebirgszüge parallel läuft; formal sind diese Gesteine als „Gneise“ anzusprechen. In dieser Arbeit wird die Bildung der Flasermagmatite untersucht. Modal streuen diese Gesteine vom Tonalitfeld bis zum Granit, mit allgemeinem Schwerpunkt im Granodioritfeld.

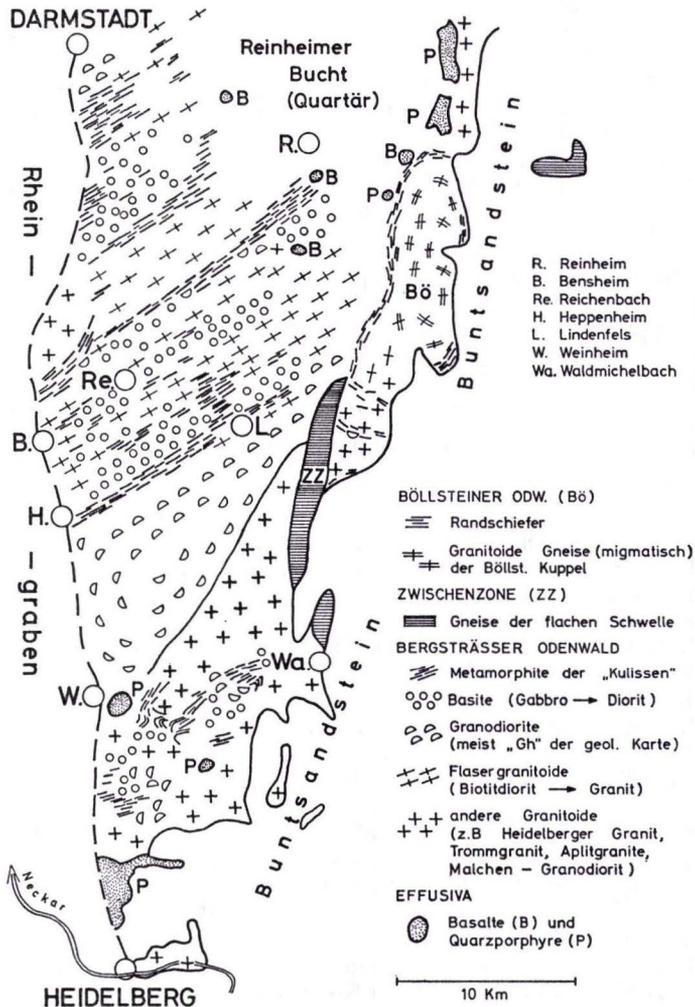


Abb.1. Petrographische Skizze des kristallinen Odenwaldes (aus NICKEL 1975).

Auf der geol. Karte von KLEMM (1911/13) sind die Flasermagmatite im allgemeinen als „Flasergranite“ (Gf1) ausgeschieden, sie würden demnach dem jüngsten magmatischen Geschehen im Odenwald — abgesehen von Gang- und Ergußgesteinen — entsprechen. Schon seinerzeit hatte KLEMM folgende Intrusionsfolge festgestellt: in Metamorphite („metamorphe Schiefer“ -ms- nach KLEMM) dringen nacheinander Gabbros, Diorite, Granodiorite und Granite. Die Herkunft der Gabbros wie der Granite wurde weniger diskutiert. Problematisch blieb die Stellung der intermediären Magmatite, die seit ERDMANNSDÖRFFER (1947/49) teilweise anatektisch gedeutet wurden.

Die Flasermagmatite zeigen in den verschiedenen Abarten eine zwar unterschiedlich ausgebildete, aber immer deutliche Paralleltextur bei einheitlichem Streichen im ganzen Raum. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gefüge als hypidiomorph-körnig bis kristalloblastisch. KLEMM (1913/33) hatte die Paralleltextur als Kontaminationsgefüge einströmender Plutonite gedeutet und eine Vergneisung (Paralleltextur als Folge einer Regionalmetamorphose) abgelehnt. Dies hat dazu geführt, daß der Odenwald nicht mehr zu den „Gneisgebirgen“ gezählt wurde und daß man das Augenmerk auf Texturkonvergenzen zwischen Magmatiten und Metamorphiten richtete: „Das Problem der Übergänge zwischen magmatischen und metamorphen Strukturen und Texturen kann im Odenwald beispielhaft vorgeführt werden“ (NICKEL, 1955).

Es blieb nun abzuklären, ob sich durch Erfassung der Abarten im Neunkircher Komplex Hinweise auf die Bildungsgeschichte der Flasergesteine ergäben. Insbesondere war zu fragen, ob die Paralleltextur eine Folge eigenständiger Deformationsphasen an schon „fertigen Gesteinen“ sei oder aber mit der Platznahme des Gesteins (zwischen den alten Metamorphiten und den basischen Intrusivgesteinen) zusammenhänge.

Wäre letzteres zutreffend, so müßte man die Flasermagmatite als eine Art „Primärgneise“ oder „Prototektonite“ ansehen: aufdringende Massen, die unter Bewegung kristallisiert sind. NICKEL & MAGGETTI (1974) haben solche Prägungen als Synorogentextur bezeichnet. Sie stützen sich darauf, daß genetisch zusammenhängende Gesteine der Flasermagmatitgruppe teils fluidalartige, teils metamorphe Texturen aufweisen. Da es nicht sinnvoll ist, vergleichbare Gesteine einmal als „Granite“ dann wieder als „Gneise“ anzusprechen, müßten besondere Platznahmebedingungen des granitoiden Substrates vorliegen. Die Besprechung des engeren Teilgebietes der Neunkircher Höhe ist also nur sinnvoll im Kontext der Biotitgranite des weiteren Rahmens, wozu auch die Abarten des Heidelberger Granits und des Tromm-Granits gehören, bei denen trotz oft deutlicher Paralleltextur niemand daran zweifelt, daß hier Magmatite ohne eine spätere Vergneisung vorliegen.

Im Gelände sehen die Flasermagmatite überwiegend „granitisch“ aus, doch zeigt die Modalbestimmung u.d.M., daß ein Großteil ins Granodioritfeld gehört. Übergänge zu wirklich granitischem Modus sind aber immer vorhanden. Nach den Empfehlungen der IUGS-Subkommission kann man für den Feldgebrauch die Granite, Granodiorite und Tonalite zu „Granitoiden“ zusammenfassen. Unsere Flasermagmatite sind also einschließlich der Biotitdiorite „Flasergranitoiden“.

Wer solche Gesteine wegen der Paralleltextur „Gneise“ nennt, müßte von Granitoidgneisen sprechen. Wir ziehen es vor, in unserem Falle die vorhandene Paralleltextur weiterhin durch den Vorsatz Flaserung anzugeben. Entsprechend NICKEL & MAGGETTI (1974) wird dadurch der Name Gneis für die (alten) Metamorphite des Rahmens reserviert.

Die vorliegende Untersuchung entstand 1970–1974 am Mineralogischen Institut der Universität Freiburg/Schweiz als Doktorarbeit. Ich danke meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. NICKEL für die Anleitung zur Dissertation und für seine stete Unterstützung herzlich.

Am Institut für Petrographie der Universität Karlsruhe erhielt ich eine Einführung in die röntgenspektralanalytische Untersuchungsmethode. Hierfür bin ich Herrn Prof. Dr. R. EMMERMANN und seinen Mitarbeitern sehr zu Dank verpflichtet.

Herrn Dr. M. MAGGETTI danke ich an dieser Stelle für seine Mithilfe und seine Bereitschaft zur Kritik und Diskussion. Dieser Dank gilt auch den Herren Prof. Dr. J. v. RAUMER, Dr. G. GALETTI, Prof. Dr. G. FRENZEL und Dr. K. WEBER-DIEFENBACH.

2. Der Neukircher Komplex und seine nähere Erfassung

2.1. Die petrographische Situation

Das Untersuchungsgebiet der „Flasergranitoide“ (Abb. 2) liegt im Kern des Bergsträßer Odenwaldes. Die Aufschlußverhältnisse sind in den noch offenen Steinbrüchen wie beispielsweise am Mühlberg (Billings) sehr gut, in anderen heute nicht mehr betriebenen Steinbrüchen befriedigend. Abseits der Steinbrüche hingegen ist das Material sehr schlecht aufgeschlossen und liegt entweder in Form von Einzelblöcken oder Klippen im Walde vor. Infolge der starken Verwitterung sind die Verbandsverhältnisse oft nicht mehr abzuklären. Auf der Germannshöhe z. B. kann man weite Strecken gehen, ohne einen Block oder eine Klippe zu finden. Diese Tatsache erschwert natürlich eine Typenabscheidung außerordentlich, und man muß die lokale Grenzziehung cum grano salis verstehen. Unabhängig von solchen Fragen der Abgrenzung können aber im Untersuchungsgebiet modal, geochemisch und textuell mehrere Typen von biotitdioritischen, granodioritischen bis granitischen Gesteinen unterschieden werden.

Die Karte zeigt SW–NE streichende Einheiten. Diese Richtung kommt im Landschaftsbild durch mehrere SW–NE verlaufende Täler zum Ausdruck. Die andern beiden morphologischen Talrichtungen (SE–NW und N–S) stimmen mit den beiden andern tektonischen Hauptrichtungen des Arbeitsgebietes (vgl. Granodioritporphyrite) überein. Über die Vergrusung hat HORN (1965: 29) ausführlich berichtet.

Geologisch-petrographisch gesehen wird das Untersuchungsgebiet im SE und im S durch den Heppenheimer Dioritzug mit seinem Schieferrahmen abgegrenzt, während westlich das Dioritgebiet der Brandau-Gadernheim-Senke den Rahmen bildet. Im NW schließt sich an das Granitoidgebiet der Felsberg-Lichtenberg-Zug an, der von KLEMM (1919) als Hornblende-Granit kartiert wurde, heute aber als Quarzdiorit (BARTH 1970) bezeichnet wird. Zusammen mit Schieferrahmen stehen hier Quarzdiorite mit Granodioriten und Graniten in innigem Verband.

Weiter gegen NW erscheinen linsen- und schollenartig auftretende Amphibolite, die zum Zwingenberg-Reinheimer Zug mit dem von KLEMM benannten jüngeren

Biotitgranit („G₂“) überleiten (nach CHELIUS: „Granit von Neutsch“). TROEGER (1955) bezeichnete diese Gesteine als Leukogranodiorite, die durch Kontamination quarzitischer Schiefer in Leukoquarzdiorite oder bei Aufnahme von besonders viel Quarz in Aplo-Quarzdiorite übergehen können.

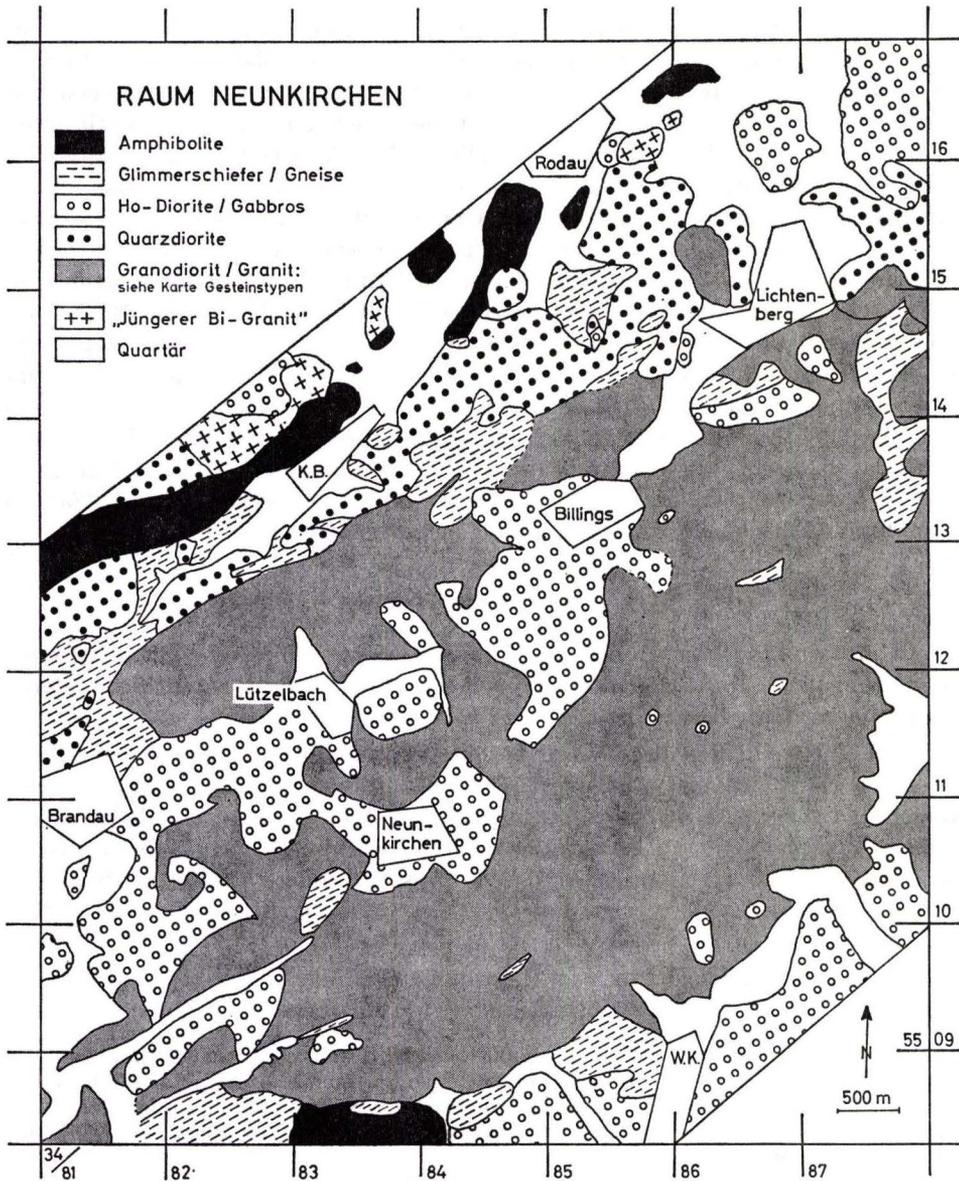


Abb.2. Petrographische Karte des Raumes Neunkirchen-Lichtenberg. Nach KLEMM (1913/18, 1933), ERDMANNSDOERFFER (1947/49), NICKEL (1948), HORN (1965) und eigenen Aufnahmen.

2.2. Die Besonderheiten des Neunkircher Komplexes

Alle hiesigen granodioritischen bis granitischen Gesteine zeigen eine starke Paralleltexur, bis auf eine Ausnahme: der Granit von Lichtenberg weist eine normalmagmatische Struktur auf.

Bei den paralleltexturierten Abarten (früher insgesamt „Flasergranit“ genannt) tritt einmal das von NICKEL (1956) als typisch beschriebene blastoklastische Gewebe auf, sodann eine konstruktiv-kristalloblastische Struktur, deren Bedeutung erst klar wurde, als von MAGGETTI & NICKEL (1973) die Eigenständigkeit der Biotitdiorite herausgestellt wurde. Diese treten außerhalb der Neunkircher Höhe als selbständige Gesteine auf; es handelt sich um lithogene Intrusiva, die in ihre eigenen Edukte eingedrungen sind, also in Biotit-Plagioklas-Gneise und deren metablastische Neubildungen. Im Bearbeitungsgebiet von MAGGETTI & NICKEL war das Problem zu klären, wie man strukturell die Metablastite von den Dioriten abtrennen kann, denn vielfach gleichen sich Metablastite und Diorite mehr als Metablastite und Gneise. Im Neunkircher Raum dagegen haben wir es nur mit den „fertigen“ Biotitdioriten zu tun. Hier stellt sich nun die Frage nach der Art der Vorläuferrolle dieser (intrusiven) Biotitdiorite bezüglich dem „Flasergranit“. Welcher Art sind die aufeinanderfolgenden Entwicklungsperioden eines granodioritischen bis granitischen Substrats, das in durchbewegten Räumen an seinen Platz kommt und hier erstarrt? Bei dieser Art von Konsolidierung ist das Fehlen von gut begrenzten Magmenkörpern erwartbar und macht die Typenabtrennung zu einem besonderen Problem.

2.3. Die Gesteinstypen des Neunkircher Komplexes

In Abb.3 sind die Abarten der Flasergranitoide unterschieden. Die nun folgende Erläuterung dieser Karte nimmt einiges vorweg, was sich erst im Laufe der weiteren Ausführungen näher belegen läßt.

Unsere Unterteilung in die „Typen“ beruht auf der Art des Auftretens und auf der Menge des Kalifeldspates: kalifeldspatfreie Zonen gehen ohne Grenzen in solche mit Kalifeldspat über. Andererseits liegt im Hauptgestein (also in den kalifeldspatreicheren, porphyrtartigen Abarten) die kalifeldspatfreie Abart in Schollenform vor: man muß also davon ausgehen, daß es ein selbständiges, kalifeldspatfreies Gestein gibt. Näheres Zusehen zeigt, daß dieses Gestein mit dem schon erwähnten Biotitdiorit identisch ist.

Somit sind in unserem Raum dem Biotitdiorit eine Anzahl von „Übergangstypen in Richtung Granit“ gegenüberzustellen, und zwar unterscheiden wir:

1. Biotitdiorit mit konstruktiv-kristalloblastischem Gewebe (Hüttenwald).
2. Gleiche Gewebe, nun mit Anteilen nicht-porphyrartiger Kalifeldspate (Wilde Heid).
3. Gleiche Gewebe, nun mit Anteilen porphyrtartiger Kalifeldspate (Kaiserturm).
4. Granitoide Gewebe mit Biotitdiorit-Strukturresten und porphyrtartigen Kalifeldspaten (Heideberg).
5. Granitoide Gewebe mit gleichmäßig verteilten, mittelgroßen Kalifeldspataugen (Streiterberg).
6. Ähnlich 5, jedoch stärker blastomylonitisch entwickelt (Billings).
7. Granitische Struktur ohne Flaserung (Lichtenberg).

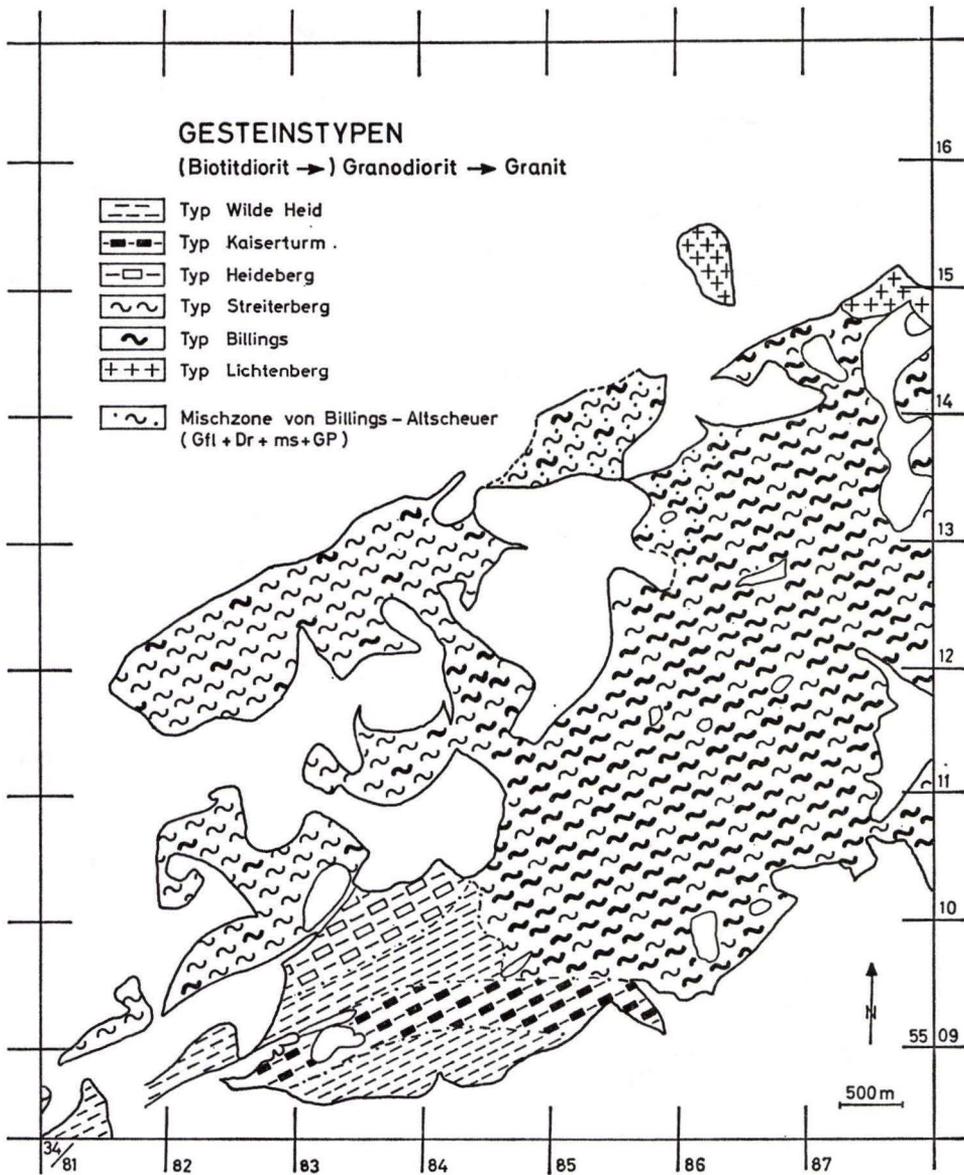


Abb. 3. Gesteinstypen des Neunkircher Komplexes: Aufteilung des in Abb. 2 grauen Feldes in Abarten. Auf der Karte nicht ausgeschieden sind die Biotitdiorite (Typ Hüttenwald, welche in einzelnen Streifen innerhalb der Zone Wilde Heid auftreten), konkordante Aplitgranite (Raum Kaiserturm/Märkerwald) und die jungen Granodioritporphyrite (über das ganze Gebiet verteilt).

Die Namen in () geben die besten Aufschlüsse für die betr. Typen an. Im Laufe der Untersuchungen stellte sich immer klarer heraus, daß die in den Typen beschriebene Verteilung von Grundgewebe und Kalifeldspatanteil als eine Aufarbeitung von Bio-

titdiorit durch granitische Lösungen zu verstehen ist. Der Granit wird gleichsam durch den vorhandenen Biotitdiorit „verdünnt“, und zwar so, daß zwar die erste Zuführungsphase metasomatisch ist, die stärkere Durchsetzung aber einer assimilierenden Auflösung im Magma entspricht. Das Wort Magma hier im weitesten Sinne verstanden!

Je nach dem Mischungsverhältnis schwankt also der Modus zwischen tonalitisches und granitisch, wie noch näher darzulegen ist. Bei der Mischung treffen allerdings zwei Gesteine zusammen, die sich genetisch nicht fremd sind, und so bilden sich stellenweise auch Biotitdiorit-Gewebe in Granitoiden dort neu, wo Altbestände (bei zurücktretendem Kalifeldspat- und Quarz-Anteil) assimiliert werden (s. S. 103).

Daß es sich um Mischungen handelt und nicht etwa nur um Metablastesen eines modal etwas verschiedenen Schichtenverbandes, beweist die Schollenführung (Taf. 3 Fig. 1) in den Abarten. Im einzelnen gilt folgendes:

Sieht man von eingeschlossenen Hornblendedioriten ab, so finden sich

- a. im Biotitdiorit, sowie in Abarten Wilde Heid und Kaiserturm, nur „ms“
- b. im Heideberg- und im Streiterberg-Typ (neben „ms“) Biotitdiorite, die ihrerseits wieder „ms“-Schmitzen enthalten,
- c. im Typ Billings und in den wenigen Lokalitäten von Lichtenberg hauptsächlich „ms“, aber auch Einschlüsse von Biotitdioriten.

Demnach ist der Biotitdiorit die älteste Abart und die Typen Wilde Heid und Kaiserturm gehören enger zum Biotitdiorit. Davon abzutrennen sind die Abarten Heideberg, Streiterberg, Billings und der Granit von Lichtenberg.

Alle Abarten liegen streifenartig nebeneinander im Gelände, wie dies nach NICKEL & MAGGETTI (1974) für synorogen konsolidierte Gebirge zu erwarten ist. Eine Ausnahme macht der Lichtenberger nichtflasrige Granit, der sich eher wie ein nachträglicher (diskordanter?) Pfropfen zwischen die anderen Abarten einschaltet.

Diese Indizien berücksichtigend, gruppieren wir die verschiedenen Typen wie folgt:

- I. Präbiotitdioritische Metamorphite und Hornblendediorite („ms“, Ho-Dr)
- II. Biotitdioritische bis biotitgranitische Flasermagmatite
 1. Biotitdioritische Gruppe
 - A. Biotitdiorite i.e.S.
Typ Hüttenwald (BiDr)
 - B. Biotitgranodiorit I (mit vorwiegend BiDr-Gewebe)
Typ Wilde Heid (WH)
Typ Kaiserturm (Kt)
Typ Heideberg (Hb)
 2. Biotitgranitische Gruppe
 - A. Biotitgranodiorit II (mit vorwiegend BiGr-Gewebe)
Typ Streiterberg (Stb)
Typ Billings (Bil)
 - B. homophangranitischer Sonderfall
Typ Lichtenberg (Li)
- III. Spätgranitische, konkordante Aplitgranite (Apl-Gr) sowie diskordante Granodioritporphyrite (GP).

Diese Gesteinstypen sind also in ihrer geographischen Verteilung in Abb. 3 dargestellt, und es geht daraus hervor, daß der Typus Streiterberg/Billings Hauptge-

stein des Neunkircher Raumes ist. Die stärker blastomylonitisch entwickelte Abart Billings läßt sich nirgends klar abgrenzen, denn sie kommt im ganzen Flasergranodioritischen Gebiet vor, besonders im Raume Billings — Germannshöhe — Schreckskopf.

Der Biotitdiorit und die biotitgranodioritischen Typen Wilde Heid, Kaiserturm und Heideberg, besonders aber der Lichtenberg-Granit lassen sich besser abgrenzen. Im nördlichen Teil der Neunkircher Höhe treten ebenfalls Typ Kaiserturm (im Raum Rimdidim) und Typ Heideberg (im Raum Steinkopf) auf, sie lassen sich hier aber wegen der Aufschlußverhältnisse nicht auskartieren.

Schwierig ist auch die Grenzziehung zwischen den Granodioriten und den älteren Hornblendendioriten im Raume der Senke Lützelbach — Billings — Niedernhausen. Aus der Karte geht auch nicht hervor, daß der Raum reichlich von aplitisch-pegmatitischen Gängen durchsetzt wird.

Schließlich werden alle Gesteinsserien, vor allem im Raum der Neunkircher Höhe — Rimdidim, von einer großen Anzahl scharf begrenzter, NNW—SSE und N—S verlaufender Granodioritporphyrite durchzogen.

Die „metamorphen Schiefer“ (ms), Glimmerschiefer und schiefrige Gneise, werden hier nicht näher besprochen. Es handelt sich um mannigfache Gesteine, die aufgrund ihrer petrographischen Beschaffenheit, ihrer Wechsellagerung und Schichtung unzweifelhaft sedimentären Ursprungs sind. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist die Gegend der Altscheuer und der Strieth.

3. Vergleichende Beschreibung der Abarten

3.1. Modalanalysen

3.1.1. Überlegungen zur Meßtechnik

Die Typenabscheidung erfolgte aufgrund makroskopischer wie mikroskopischer Merkmale. Die Modalanalyse wurde wie üblich mit dem Pointcounter durchgeführt. Hierzu einige Bemerkungen:

Biotitdiorite und Aplitgranite lassen sich modalanalytisch gut erfassen, da ein mehr oder weniger hypidiomorphes Korn-an-Korn-Gefüge der Hauptkomponenten vorhanden ist und nur die quantitative Bestimmung einzelner Akzessorien (z. B. Titanit) Schwierigkeiten macht. Hingegen sind die porphyrtypischen Typen wie Kaiserturm, Streiterberg, Billings, oder auch der Granodioritporphyrit weniger leicht mit repräsentativen Daten zu erfassen, besonders dann, wenn die Einsprenglinge unregelmäßig verteilt sind.

Aber auch der relativ homogene Lichtenberger Granit bringt Schwierigkeiten, hauptsächlich durch die Art der Kalifeldspat-Verteilung und durch die gegenseitigen Verzahnungen der Komponenten. Da auch hier die Unterschiede der Meßgenauigkeit von der Vergrößerung der Objektive abhängen, sei der Fall kurz besprochen:

Bei schwacher Vergrößerung ($2,5\times$) können kleine Kalifeldspat-„Flecken“ oder Plagioklasanteile in Quarzecken bzw. im Intergranularraum kaum erkannt werden. Verschiedene Messungen am gleichen Dünnschliff zeigen Schwankungen für Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz von ca. 4—5%. Bei stärkerer Vergrößerung ($10\times$) differieren die Messungen des gleichen Schliffausschnittes nur um 1—2% pro Hauptgemengteil. Doch liefert ein anderer Ausschnitt Werte, die zum ersten um 5—6% verschieden sein können.

Für den Kalifeldspat, der für die einfache Dünnschliffintegration zu verschieden ist in der Größe, muß man noch zusätzliche Methoden einsetzen. Hierbei ist zu bedenken, daß dieses Mineral a) relativ ungleich im Gestein verteilt und b) in allen Größen entwickelt ist: serial vom Grundgewebe (mm) bis zu Einsprenglingen (> 1 cm). Der serielle Aufbau führt zu so großen Korndimensionen, daß in zwei Etappen (Kalifeldspat der Grundmasse und Kalifeldspat-Einsprenglinge) gemessen werden muß, und hier ist die Schwierigkeit die, ob etwa ein Korn zur ersten oder zur zweiten Messung gehört.

Betrachten wir zunächst den Einsprenglingsanteil: Hier ergab die normale Einmessung von 3 Schliffen des gleichen Handstückes (11/149) für Kalifeldspat Werte von 11,5%, 23%, 11,8%. Entsprechende Auszählung des Kalifeldspatanteils mittels aufgelegtem mm-Papier erzielte $\pm 1\%$ ähnliche Werte. Abtrennung mittels einer Flächenintegrationswaage führt (vor allem wegen der verzahnten Konturen) zu keinem besseren Ergebnis. Aber auch die Berechnung des Kalifeldspatanteils der Grundmasse und die Erfassung ihrer Größenverteilung (Korngrößenvariation) ergab Schwierigkeiten, da das Mineral in der Grundmasse völlig xenomorph, zwickelfüllend oder netz- bzw. bahnartig entwickelt ist.

Für die Kalifeldspäte in der Grundmasse der Schliffe von Handstück 11/149 ergaben sich zum Beispiel folgende Verhältnisse:

Anzahl Körner in der Grundmasse sowie %-Anteil

	11/149A	11/149B	11/149C	\varnothing
ca. 0,2 mm	27 = 37%	21 = 26%	26 = 27%	74 = 30%
ca. 0,5 mm	22 = 31%	24 = 30%	29 = 30%	75 = 30%
ca. 1,0 mm	13 = 18%	16 = 20%	18 = 19%	47 = 19%
ca. 1,5 mm	5 = 7%	7 = 9%	12 = 12%	24 = 10%
ca. 2,0 mm	3 = 4%	6 = 7,5%	6 = 6%	15 = 6%
ca. 2–3 mm	2 = 3%	6 = 7,5%	5 = 6%	13 = 5%

Die Zahl der Kalifeldspat-Individuen zeigt somit ein Überwiegen der Kalifeldspäte mit einer durchschnittlichen Größe von ca. 0,2–0,5 mm.

Je größer dann diese Kalifeldspäte werden, umso geringer wird ihre Zahl:

Flächenvergleich: Anzahl Meßpunkte pro Größe

	11/149A	11/149B	11/149C	\varnothing
ca. 0,2 mm	27 = 24%	21 = 14%	26 = 15%	74 = 17%
ca. 0,5 mm	22 = 19%	24 = 16%	29 = 17%	75 = 18%
ca. 1,0 mm	26 = 23%	32 = 21%	34 = 19%	92 = 22%
ca. 1,5 mm	15 = 13%	22 = 14%	37 = 21%	74 = 17%
ca. 2,0 mm	13 = 12%	24 = 16%	26 = 15%	63 = 15%
ca. 2–3 mm	10 = 9%	30 = 19%	23 = 13%	42 = 11%

Flächenmäßig sind somit pro Größe etwa die gleichen Verhältnisse vorhanden: 17%:18%:22%:17%:15%:11%.

Analysen derartiger Gesteine sind also nur in einer größeren Toleranzbreite repräsentativ. Wir haben sie durch Angaben der Literatur ergänzt.

Die Herausarbeitung von makroskopisch und modalanalytisch festgelegten Typen war die Voraussetzung für eine geochemische Untersuchung des Neunkircher Komplexes.

3.1.2. Typisierung nach dem Modus

Zur Erfassung der Streubreite jeden Typs wurden außer eigenen Modalmessungen auch Literaturwerte herangezogen. Die Tab.1–3 geben Auskunft über Modi und

Tab. 1. Integrationsanalysen Raum Neunkirchen, ergänzt durch:

Autor + Schliff	Plag	KF	Qz	Bi	Ho	Akz
BA: G. BAUER (1969) HO: P. HORN (1965)						
BO: R. BOSSDORF (1959) HE: K. HELLMANN (1971)						
DA: H. DAUSCHEK (1969) KN: E. KNAUER (1968)						
FL: W. FLECKENSTEIN (1966) TA: F. TABORSZKY (1968)						
Autor + Schliff	Plag	KF	Qz	Bi	Ho	Akz
Biotitdiorit						
10/78	63	-	10,5	15	10	1,5
10/88	59	1	20	18,5	1	0,5
DA 51	48	-	20,5	14	16,5	1
DA 52	55	-	17,5	15	11	1,5
FL 6	53	-	18,5	20,5	6,5	2
FL 7	66	-	15	18	-	1
Mittel	57	+	17	17	7,5	1
Typ Wilde Heid						
BO 2	51	8	30	11	-	0,5
BO 3	58	2	18	18	3	0,5
FL 12	49	5	32	13,5	-	1
KN 96	45	21	30	4	+	+
KN 103	46	16	27	10	-	+
KN 104	50	11	24	15	-	+
Mittel	50	10,5	27	12	0,5	0,5
Typ Kaiserturm						
10/9A	47	13	26	12	2	+
10/9B	48	14	26	12	+	+
10/60A	44	17	29	10	+	+
KN 118	52	4	30	14	-	+
TA 6a	48	23	23	5	-	+
Mittel	48	14	27	10,5	0,5	+
Typ Heideberg						
10/84	48	14	26	14	+	+
10/156B	30,5	29,5	33	7	+	+
BO 7	35	28	31	6	-	+
DA 49	40,5	21	26,5	11	-	1
DA 50	41	15,5	31	11	-	2
FL 2	34	33	25	8	-	-
Mittel	38	23	28	9,5	+	0,5
Typ Billings						
11/206B	40	32	23	5	+	+
11/207A	38	27	27	8	+	+
11/207B	37	25	31	7	+	+
Mittel	38	28	27	6	+	+
Typ Lichtenberg						
11/149C	41	24	28	7	-	+
11/182A	41	23	30	6	+	+
BA 71	46,5	29,5	18	5	-	1
KN 196b	36	29	27	7	-	1
KN 196d	29	20	39	11	-	+
KN 196e	36	28	26	9	-	+
KN 199	46	28	15	8	2	+
Mittel	39,5	26	26,5	7,5	0,5	+

Tab. 1. (Fortsetzung)

Autor + Schliff	Plag	KF	Qz	Bi	Ho	Akz
Typ Streiterberg						
11/56	48	16,5	21,5	11,5	1	1
11/152	48	13,5	21	12,5	1	1,5
11/167A	41	24	24	8,5	2	0,5
11/173A	46	17	25,5	10	1,5	+
11/203A	43	13,5	32	10	1,5	+
BA 63	46,5	16	31	6	-	0,5
BA 64	44	16,5	23,5	15	-	0,5
BA 65	46	12,5	30,5	9	1	1
BA 66	45,5	11	30	11,5	1	1
BO 1	47	16	23	12	2	0,5
BO 4	32	27	21	10	-	0,5
BO 5	39	20	33	8	-	0,5
BO 6	33	22	32	12	-	0,5
BO 8	39	28	27	6	-	+
DA 45	40	22	29,5	7	-	1
DA 46	43,5	21	24	9	-	2,5
DA 47	46,5	12,5	29	11	-	1
DA 48	43	20	25,5	9	1	1
HO 1	47	12	29	9	2	1
KN 51	43	25	23	7	1,5	+
KN 52	33	21	31	12	3	+
KN 54	43	10	27	12	6	+
KN 61	35	22,5	31	8	3	+
KN 66	53	12	20	14	1	+
KN 197a	49	16	23	12	1	+
KN 197c	42	19	25	13	0,5	+
KN 198	41	28	22	7	1	+
KN 202	36	24	30	9	0,5	+
TA 6b	52	10	28	9	1	+
Mittel	43	18	26,5	10	1	0,5
Aplitgranite						
10/64	34	26	34	6	-	+
10/155	29	30	34	7	-	+
BO 9	34	32	28	6	-	-
DA 53	28,5	31,5	36	3,5	-	+
KN 63	26	38	32	4	0,5	+
KN 65	28	35	32	4	0,5	+
KN 67	31	36	32	0,5	-	+
KN 98	26	40	31	3	-	+
KN 123	21	38	36	4	-	+
Mittel	29	34	33	4	+	+
Granodioritporphyrite						
BO I	39	30	26	4	-	1
BO II	38	34	21	6	-	1
BA 907	35	11	32	5,5	14	2,5
DA 59	30	13	33,5	8	12	3,5
DA 61	34	12	30	7,5	14	2,5
HO 20	37	18	30	9	4	2
HE Mittel 29 Anal.	40	10,5	35	7	3	2,5
Mittel	39	12	34	7	4	2,5

1 Megablasten über 5 mm Grösse wurden bei der Integration nicht berücksichtigt (HELLMANN, 1971).

Lokalitäten. Die Mittelwerte der Integrationsanalysen der einzelnen Abarten sind in Abb. 4 eingetragen.

Tab. 2. Probennummern, Bezeichnung und Entnahmepunkte (evtl. mit Koordinaten) zu den Integrationsanalysen der Tab. 1

Anal.-Nr.	Bezeichnung	Entnahmepunkt (evtl. Koordinaten)
BA 64	Flasergneis	Hahlkopf, Gipfel (8565/1230)
BA 64	Flasergneis	Altscheuer, Südhang (8504/1371)
BA 65	Flasergneis	Spitzstein (8675/1278)
BA 66	Flasergneis	Rimdidim, NW-Hang (8555/1183)
BA 71	Granit	Lichtenberg, Schlossberg (8635/1523)
BA 907	Granodioritporphyr	Steinbruch Mühlberg (8595/1315)
BO 1	Biotitgneis	Steinbruch Heidenberg b. Gadernheim
BO 2	Biotitgneis	Neunkircher Höhe, Wilde Heid
BO 3	Biotitgneis	Neunkircher Höhe, 200 m SSE Kaiserturm
BO 4	Biotitgneis	Nördlich Laudenu, Wildweibchenstein
BO 5	Biotitgneis	Nördlich Laudenu, 150 m SW Wildw'stein
BO 6	Biotitgneis	Nördlich Laudenu, 150 m SW Wildw'stein
BO 7	Biotitgneis	Neunkirchen, östlich Heideberg
BO 8	Biotitgneis	Rodensteiner Burgwald, SE Ruine Rodenstein
BO 9	Biotitgneis	Neunkircher Höhe, Kaiserturm
BO I	Granodr.porphyr	Winterkasten, Eleonoren Heilstätte
BO II	Granodr.porphyr	Winterkasten, Eleonoren Heilstätte
DA 45	Flasergneis	N von Daumenstein (8505/1107)
DA 46	Flasergneis	E von Mittelwald (8438/1264)
DA 47	Flasergneis	E von Mittelwald (8443/1284)
DA 48	Flasergneis	SW von Streiterberg (8217/1161)
DA 49	Flasergneis	Neunkircher Höhe, Heideberg (8408/1040)
DA 50	Flasergneis	Neunkircher Höhe, Heideberg (8408/1034)
DA 51	Ho-Plag-Gneis	Neunkircher Höhe, Radarturm
DA 52	Ho-Plag-Gneis	Neunkircher Höhe, Hüttenwald (8365/0965)
DA 53	Bi-Plag-Gneis	Lichtenberger Brunnen (8372/1259)
DA 59	Granodioritporphyr	N von Neunkirchen (8360/1108)
DA 61	Granodioritporphyr	N von Irenhof (8439/1140)
FL 2	Augengneis	Neunkircher Höhe
FL 6	Augengneis	Neunkircher Höhe
FL 7	Augengneis	Neunkircher Höhe
FL 12	Augengneis	Neunkircher Höhe
HE Ø 29	Granodr.porphyr	29 Analysen aus ganzem Untersuchungsgebiet
HO 1	Leukogranodiorit	Streiterberg (8252/1218)
HO 20	Leuko-Gr-Dr-Porphyr	Steinbruch Mühlberg (8589/1315)
KN 51	Flasergneis	Lützelbach, Wildfrauhaus (8332/1273)
KN 52	Flasergneis	Lützelbach, Wildfrauhaus (8349/1269)
KN 54	Flasergneis	Lützelbach, N Wildfrauhaus (8302/1305)
KN 61	Flasergneis	Lützelbach, Lichtenberger Br. (8376/1251)
KN 63	Flasergneis	Lützelbach, Eckertswiese (8383/1229)
KN 65	Flasergneis	Lützelbach, Lichtenberger Br. (8376/1251)
KN 66	Flasergneis	Lützelbach, Lichtenberger Br. (8376/1251)
KN 67	Aplitgranit	Lützelbach, Lichtenberger Br. (8376/1251)
KN 96	Flasergneis	Neunkircher Höhe, NW-Abhang (8326/0930)
KN 98	Aplitgranit	Neunkircher Höhe (8351/0918)
KN 103	Flasergneis	Kolmbach, Wilde Heid (8351/0870)
KN 104	Flasergneis	Kolmbach, Wilde Heid (8332/0870)
KN 118	Bi-Gneis Typ III	Winterkasten, Heilstätte (8434/0927)

Tab. 2. (Fortsetzung)

Anal.-Nr.	Bezeichnung	Entnahmepunkt (evtl. Koordinaten)
KN 123	Aplitgranit	Winterkasten, Heilstätte (8444/0917)
KN 196b	Flasergneis	Lichtenberg, Bruch (8617/1528)
KN 196d	Flasergneis	Lichtenberg, Bruch (8617/1528)
KN 196e	Flasergneis	Lichtenberg, Bruch (8617/1528)
KN 199	Flasergneis	Lichtenberg, Bruch (8617/1528)
KN 197a	Flasergneis	Webern, Streiterberg (8251/1222)
KN 197c	Flasergneis	Webern, Streiterberg (8251/1222)
KN 198	Flasergneis	Webern, Streiterberg (8251/1222)
KN 202	Flasergneis	Webern, Streiterberg (8251/1222)
TA 6a	Granodiorit (Gneis)	Neunkircher Höhe (8474/0920)
TA 6b	Granodiorit (Gneis)	Gadernheim (8164/0910)

Tab. 3. Fundpunktverzeichnis der eigenen Modalanalysen im Raum Neunkirchen

Schliff	Fundpunkt	R.	H.
10/78	Neunkircher Höhe: Hüttenwald	8393	0968
10/88	Neunkircher Höhe: Hüttenwald	8397	0954
10/9A	Neunkircher Höhe: Eleonoren Heilstätte	8430	0930
10/9B	Neunkircher Höhe: Eleonoren Heilstätte	8430	0930
10/60A	Neunkircher Höhe: Eleonoren Heilstätte	8458	0950
10/84	Neunkircher Höhe: An den drei Steinen	8326	0966
10/156B	Neunkircher Höhe: Heideberg	8414	1038
11/56	Steinbruch Streiterberg	8227	1220
11/152	Altscheuer: Kernbacher Hütte	8487	1380
11/167A	Steinbruch Streiterberg	8257	1220
11/173A	Streiterberg: Wildfrauhaus	8384	1325
11/203A	Steinbruch Streiterberg	8250	1225
11/206B	Steinbruch Mühlberg / Billings	8594	1312
11/207A	Steinbruch Mühlberg / Billings	5894	1312
11/207B	Steinbruch Mühlberg / Billings	5894	1312
11/149C	Lichtenberg: unterhalb Bollwerk	8616	1526
11/182A	Lichtenberg: unterhalb Bollwerk	8620	1526
10/64	Neunkircher Höhe: Eleonoren Heilstätte	8422	0924
10/155	Neunkircher Höhe: Kaiserturm	8342	0895

Tab. 4. Optisch bestimmte An-Gehalte in den verschiedenen Typen

I Biotitdioritische Gruppe	
A. Biotitdiorite	An 48 - <u>41/32</u> - 25
B. Biotitgranodiorite I	
Typ Wilde Heid	An 46 - <u>37/26</u> - 23
Typ Kaiserturm	An <u>31/27</u>
Typ Heideberg	An 31 - <u>28/26</u> - 21
II Biotitgranitische Gruppe	
A. Biotitgranodiorite II	
Typ Streiterberg	An 31 - <u>25/21</u> - 20
Typ Billings	An 29 - <u>22/21</u> - 20
B. Biotitgranit Lichtenberg	An 25 - <u>22/21</u> - 20

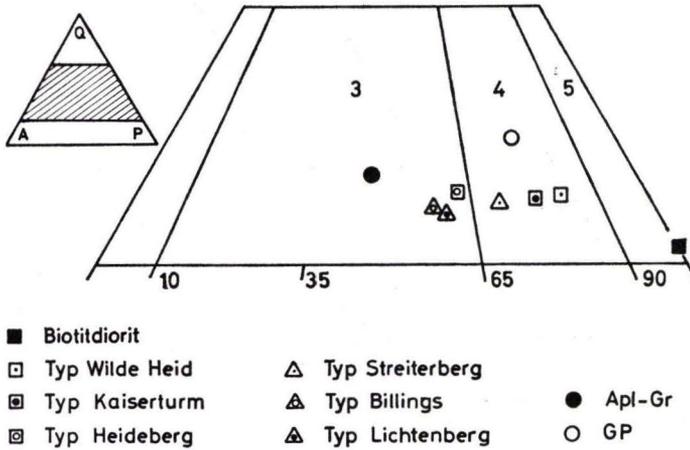


Abb. 4. QAP-Dreieck. Feld 3 = Granit, 4 = Granodiorit, 5 = Tonalit. Eingetragen wurden die arithmetischen Mittelwerte der Modalanalysen jedes Gesteinstyps.

Die Abb. 5 zeigt sowohl die Eintragung aller Analysenwerte (1), als auch Schwerpunkt und Streubreite der einzelnen Typen (2 + 3). Es ergibt sich folgende Verteilung im QAP-Dreieck:

Gruppe	Typ	Streufeld	Schwerpunkt
Biotitdioritische Gruppe	Wilde Heid	Tonalit Granodiorit	Granodiorit
	Kaiserturm	(Tonalit) Granodiorit	Granodiorit
	Heideberg	Granodiorit Granit	Granit
Biotitgranitische Gruppe	Streiterberg	Granodiorit Granit	Granodiorit
	Billings	Granodiorit Granit	Granit
	Lichtenberg	Granit	Granit

Es fällt beim Vergleich der einzelnen Analysen auf, daß dem Biotitdiorit eine Sonderstellung zukommt, daß aber schon der ihm nächststehende Typ Wilde Heid stark schwankende Kalifeldspatwerte hat (Abb. 6), wobei jedoch die Summen Kalifeldspat + Biotit nicht sehr schwanken. Von den Granodioriten zu den Graniten sind die Übergänge kontinuierlich.

3.2. Physiographie der Typen

Die präbiotitdioritischen Gesteine werden hier nicht besprochen. Für die Flaser-magmatite bis zu den spätgranitischen Gängen erfolgt die Besprechung in der Reihenfolge der S. 96. Man erinnere sich, daß in unserer Gliederung die biotitdioritische

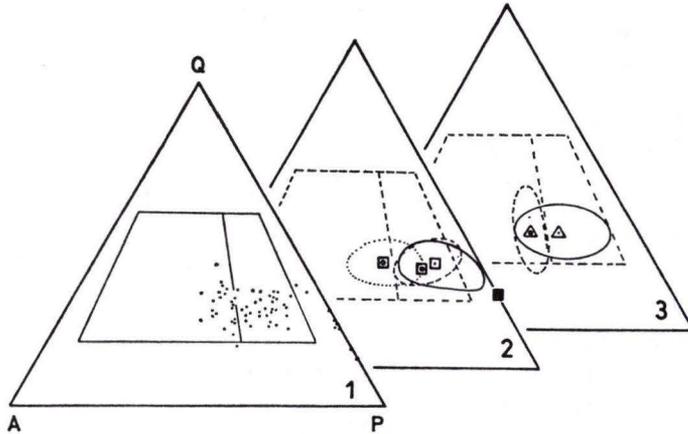


Abb. 5. QAP-Dreieck der einzelnen Typen. 1 Eintragung aller Modalanalysen im QAP-Dreieck mit Ausnahme der Ganggesteine (Aplitgranit und Granodioritporphyrit). Die Gesteine fallen vorwiegend in das (Tonalit- bis) Granodiorit-/(Granitfeld). 2 Schwerpunkte und Streuungsbreite der Biotitdioritischen Gruppe im QAP-Dreieck. 3 Schwerpunkte und Streuungsbreite der Typen Streiterberg und Lichtenberg. Der Typ Billings hat praktisch denselben Schwerpunkt wie Typ Lichtenberg; seine Streubreite entspricht etwa dem granitischen Teil des Verbreitungsfeldes von Typ Streiterberg.

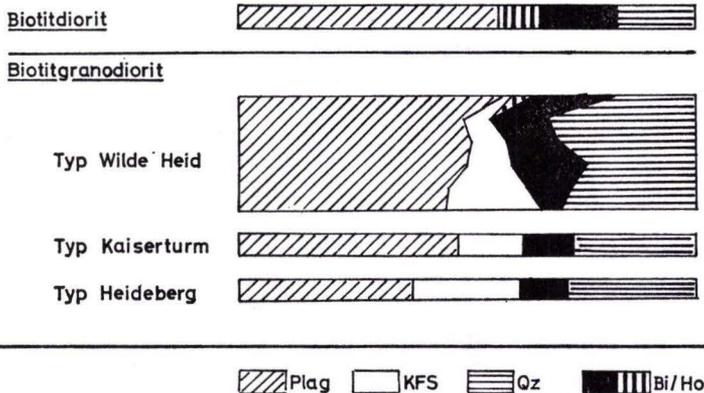


Abb. 6. Modalbestände der biotitdioritischen Gruppe. Vom Typ Wilde Heid sind die 6 Einzelanalysen eingetragen, von den anderen Typen nur die Durchschnittswerte. Es zeigt sich, daß beim Typ Wilde Heid alle Übergänge von Kalifeldspatarmen bis kalifeldspatreichen Varianten existieren. Bei den Typen Kaiserturm und Heideberg ist die Schwankungsbreite des Kalifeldspatgehaltes wesentlich kleiner.

Gruppe nach dem Ausgangsgestein (BiDr) die biotitgranitische Gruppe nach dem Endgestein (BiGr) der gesamten Abfolge bezeichnet ist.

Der Einzelbesprechung vorangestellt ist Tab. 5. Sie enthält eine synoptische Liste für drei Stadien der Gesamtentwicklung gemäß folgendem Schema:

Abfolge:	Drei Phasen der Tabelle:
Biotitdiorit	Biotitdiorit
Granodiorite I (WH, Kt, Hb)	
Granodiorite II (Stb, Bil)	Granodiorite II
homophaner Gr. (Li)	Granit

Eher anhangsweise werden die spätgranitischen Phasen besprochen, also die im Flasermagmatit auftretenden konkordanten aplitgranitischen Lagen und Gänge sowie die diskordant aufsitzenden serial struierten Granodioritporphyrite (in der geol. Karte als „Granitporphyr“ eingetragen).

3.2.1. Biotitdioritische Gruppe

3.2.1.1. Biotitdiorite

3.2.1.1.1. Allgemeines

Die Biotitdiorite sind von MAGGETTI & NICKEL (1973) ausführlich besprochen worden. Sie stehen im Untersuchungsgebiet in zwei Zonen auf der Neunkircher Höhe an (Wilde Heid, Hüttenwald), sodann im Gebiet NE davon, nämlich im Raume Billings-Altscheuer. Auf der Neunkircher Höhe sind die Gesteine relativ schlecht erschlossen, und sie lassen sich vielfach nur nach den Blöcken kartieren. Im Raume Billings-Altscheuer hingegen sind sie besser erschlossen, und man erkennt nun den steilstehenden, erzgebirgisch streichenden Lagenbau. HORN (1965) hat die hier anstehenden Typen als Mischgesteine zwischen Diorit und „Flasergranit“ kartiert. Offensichtlich bilden sich biotitdioritische Gewebe nicht nur in den eigentlichen intrusiven Biotitdioriten, sondern auch dort, wo schiefrige Gneise durch „Flaser-Granodiorite bis -Granite“ verändert werden: die Assimilationszone hat biotitdioritischen Charakter!

Will man Biotitdiorit als eigenständiges Gestein charakterisieren, so muß man ihn an Stellen suchen, wo er unabhängig von „Flasergranit“ auftritt. Das trifft für die von MAGGETTI & NICKEL (1973) beschriebenen Abarten westlich unseres Gebietes zu. Innerhalb unseres Raumes lassen sich am besten die Biotitdiorite des Hüttenwaldes abgrenzen; sie sind hier zwar beidseitig von Granit gesäumt, jedoch ist die Zone so breit und homogen entwickelt, daß man sie als eigenständig und nicht als Assimilationszone Gneis/Flasergranit aufzufassen hat.

3.2.1.1.2. Struktur und Textur

Das mittel- bis feinkörnige, grau gesprenkelte, in verwittertem Zustand eher noch dunkler erscheinende Gestein zeigt Paralleltextur und zusätzlich einen lagigen Bau durch den Wechsel von Quarz-Feldspat- und Mafit-Bahnen. Feinerkörnige Abarten zeigen die Paralleltextur deutlicher. Metamorphitschollen von cm- bis dm-Größe lassen die Paralleltextur auch an unfrischen Aufschlüssen erkennen. Der Makroanblick läßt ein destruktiveres Bild erwarten, als der Dünnschliff effektiv zeigt.

Tab. 5. Eigenschaften der Minerale in Biotitdiorit, Granodiorit II, Granit im Raume Neunkirchen

	Biotitdiorit	Granodiorit II	Granit
<u>Plagioklas</u>			
An Gehalt	48 - 41-32 - 25	31 - 25-21 - 20	25 - 22-21 - 20
Korngrösse			
Einsprenglinge	1,6 x 4,2 mm	1,5 x 4,0 mm	2,1 x 4,5 mm
Matrix	0,4 x 1,5 mm	0,2 x 1,1 mm	0,4 x 0,8 mm
Zwillingsgesetze	Karlsbad + Albit Albit; Karlsbad; Albit; Karlsbad Periklin	Karlsbad + Albit Albit; Karlsbad; Albit; Karlsbad Periklin	Karlsbad (+ Albit) Albit
Form der Einsprenglinge	idiomorph - rundlich	kantengerundet - rundlich	kantengerundet - rundlich
Zonarbau	schwach	schwach	schwach
Serizitisierung	unterschiedlich	oft stark (Kern)	oft stark (Kern)
Einschlüsse	Biotit, Quarz, Apatit	Biotit, Quarz, Apatit	Biotit, Quarz, Apatit
<u>Quarz</u>			
Korngrösse	0,3 - 0,8 mm	0,2 - 0,9 mm	0,5 - 1,5 - 4,0 mm
Ondulöse Ausl.	oft vorhanden	mosaikartig	mosaikartig
Form			
Zwickelfüllung	xenomorph	xenomorph	xenomorph
Quarzbahnen	--	0,5 - 1,5/2 mm	--
Quarznester	--	--	0,2 - 1,0 - 3,5 mm
Blastoklastischer Mörtel	schwach	stark bis sehr stark	schwach
<u>Kalifeldspat</u>			
Korngrösse			
Einsprenglinge	--	1,5 - 2,0 cm	0,5 - 1,3 cm
Matrix	--	0,1 - 0,2 mm	0,08 - 0,4 mm
Form			
Einsprenglinge	--	kantengerundet - trapezoidal	kantengerundet - xenomorph
Matrix	--	xenomorph, zerlappt	xenomorph, zerlappt
Myrmekit + Perthit	--	häufig	häufig
Zwillinge	--	Karlsbad, Baveno	Karlsbad, Baveno

Tab. 5. (Fortsetzung)

	Biotitdiorit	Granodiorit II	Granit
<u>Biotit</u>			
Korngrösse	0,08 x 0,2 - 0,5 x 0,9 mm, sowie 0,1 - 0,8 - 2,1 mm	0,3 - 0,5 - 1,2 mm	0,1 - 0,4 - 1,5 mm
Form	meist idiomorph	meist xenomorph	meist xenomorph
Absorptionsfarbe			
n_x	gelblichbraun	hellbräunlichgelb	blassgelb
n_y, n_z	dunkelbraun	tiefdunkelbraun	dunkelbraun
Cloritische und randliche Ausbleichung	selten	häufig	häufig
Einschlüsse	Zirkon, Titanit Apatit, Erz	Hämatit, Zirkon Titanit, Apatit	Hämatit, Zirkon Titanit, Apatit
<u>Hornblende</u>			
Korngrösse	0,5 - 1,0 - 1,8 mm	0,4 - 1,2 - 1,6 mm	0,4 - 1,3 - 1,8 mm
Absorptionsfarbe	blaugrün - gelbbräunlich	dunkelgrün	dunkelgrün
Umwandlung	gelegentlich	häufig	häufig
Akzessorien:			
<u>Apatit</u>			
Korngrösse	40 x 250 μ	20 x 50 - 30 x 140 μ	15 x 40 - 20 x 160 μ
Auftreten	in Plagioklas + Mafiten	in Feldspat + Mafiten	in Feldspat + Mafiten
Form	meist kurzprismatisch	stäbchen- und tonnenförmig	stäbchen- und tonnenförmig
<u>Orthit</u>			
Korngrösse	0,6 x 1,2 mm	0,2 x 0,5 - 0,4 x 1,1 mm	0,5 x 1,5 mm
Form	idiomorph korrodiert	meist idiomorph	meist idiomorph
Zonarbau	sehr stark	sehr stark	sehr stark
xen. Epidotsaum	vorhanden	vorhanden	vorhanden
Auftreten	vorwiegend auf Korngrenzen	oft 6-8 Kristalle pro Schlift; jeweils in der Nähe von Mafitbahnen	wie Granodiorit

Wo das Gewebe des Biotitdiorits nicht durch späte Durchbewegung körnelig geworden ist, zeigen manche Partien fast „magmatisch-idiomorphe Gefüge“ (Taf.5 Fig.6 links).

Hauptsächlich aber tritt, wie Taf.5 Fig.6 rechts zeigt, eine weniger markante Struktur auf. Dieser Normaltyp hat abgerundeten Plagioklas mit Biotit und Hornblende (an den Plagioklaskorngrenzen) sowie zwickelfüllenden Quarz.

3.2.1.1.3. Kennzeichen der Minerale

Die Modaltabelle zeigt, daß Plagioklas, Biotit und Hornblende sowie Quarz Hauptgemengteile sind, Kalifeldspat aber Nebengemengteil; als Akzessorien treten Orthit, Zirkon, Apatit, Serizit, Chlorit und Erz auf. Der in unseren Räumen ermittelte durchschnittliche Modalbestand stimmt recht gut mit den Werten von MAGGETTI & NICKEL (1973) überein. Ein Vergleich zwischen diesen Werten und dem arithmetischen Mittel aus 28 Biotitdiorit-Modi aus MAGGETTI & NICKEL (1973) soll dies unterstreichen:

	Plag	KFS	Qz	Bi	Ho	Akz
Mittel dieser Arbeit:	57%	+	17%	17%	7,5%	1%
Mittel MAGGETTI & NICKEL:	60%	1%	17,5%	18%	3,5%	1%

Zu den Akzessorien: Zirkon (mittlere Größe: $40 \times 180 \mu$) ist wie Apatit kurzprismatisch entwickelt. Er sitzt meist in Biotit (pleochroitische Höfe), ist aber ebenfalls — wie die andern Akzessorien — bevorzugt in der Nachbarschaft der andern Mafite anzutreffen. Apatit findet sich außerdem häufig in Plagioklas; Titanit ist relativ selten. Als Erze treten Ilmenit, Hämatit und Magnetit auf.

3.2.1.1.4. Sonderfall: Biotitdiorite als Reaktionsprodukte

Wie schon erwähnt, bilden sich bei Biotitgranit-Intrusionen in Gneise oder in ältere Diorite biotitdioritische Gewebe. So sieht man im Steinbruch von Billings größere Partien von Biotitdiorit randlich an „Flasergraniten“. Beide Gesteine sind steilstehend, stark paralleltexturiert und bilden eine Übergangszone. Zur Zeit war die SW-Wand des Steinbruchs gut erschlossen. Der Übergang entspricht der Beschreibung von HORN (1966), der den Wechsel vom Flasergranit zum (älteren) Hornblende-Diorit wie folgt beschrieben hat:

Mischgesteinsbildung von Seiten des Flasergranits her:

Abnahme des Orthoklasgehaltes zugunsten von Plagioklas

Fehlen von Kalifeldspat-Megablasten

Zunahme der Farbzahl

Abnahme der Korngröße

Durchaderung durch synkinematische Aplite

Mischgesteinsbildung von Seiten des Hornblende-Diorits her:

Zunahmen des Quarz-Orthoklas-Gehaltes (sukzessive Einsprossung) auf Kosten des Plagioklas

Plagioklas-Sammelkristallisation (thermische Plagioklasblastese)

Abnahme der Farbzahl

Annähernd konstant bleibende Korngröße

HORN (1966) betont: „Die relativen Altersbeziehungen zwischen Diorit und Flasergranit sind aus der Mischgesteinsbildung unmittelbar abzulesen: Der Flasergranit ist jünger als der Diorit.“

Ergänzend sei noch ein Übergang von Flasergranit zu Schiefer (bzw. Gneis) beschrieben (Abb. 7; Taf. 3 Fig. 2). Auch hier erfolgt innerhalb des Granits eine Abnahme der Kalifeldspat-Großkristalle gegen den Rand und eine Zunahme parallelgestellter Metamorphit-Schollen. In dem sich als eigene Zone einschaltenden Biotitdioritstreifen wechseln gneisige mit biotitdioritischen Lagen bis in den dm-Bereich. Die Lagen werden teilweise zerschert und in Schollen aufgelöst.

Abgesehen von selbständigen biotitdioritischen Intrusiva bilden sich also Wechselagen von zerscherten Metamorphiten und biotitdioritischen Zonen als Mischprodukte von „Flasergranit“ mit alten Metamorphiten. Sowohl hier wie in den selbständigen Biotitdioritarealen liegen die Anorthit-Werte höher als in den „Flasergraniten“ (in unserer Mischzone treten Andesine von 27–29% An auf).

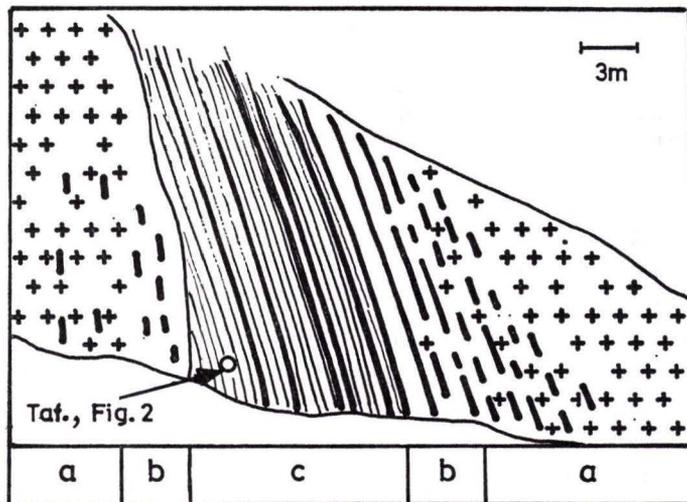


Abb. 7. Übergang Granit-Mischzone-Granit im Steinbruch Billings. a) Flasergranit, gegen b abnehmende Kfs-Einsprenglinge und Zunahme der „ms“-Schollen; b) Flasergranit ohne Kfs-Einsprenglinge; c) Mischzone: „ms“-Schollen und -Lagen wechseln mit Biotitdiorit (s. Taf. 3 Fig. 2).

Daß durch flasergranitische Intrusionen Biotitdiorite als Hybridisierungsprodukte erzeugt werden, zeigt die genetische Verwandtschaft aller hier auftretenden Gesteine vom Biotitdiorit bis zum Granit.

3.2.1.2. Biotitgranodiorite I

3.2.1.2.1. Allgemeines

Als Biotitgranodiorit I bezeichnen wir die im Raume der Neunkircher Höhe (vom Heideberg bis zur Wilde Heid) lokalisierten, mit dem Biotitdiorit im Gelände zusammenhängenden Gesteine. Aufgrund ihrer unterschiedlichen Ausbildung haben wir (vgl. Kap. 2.3.) 3 Typen zu unterscheiden:

1. Typ Wilde Heid: Biotitdiorit mit wechselnden Anteilen nicht porphyrtartig auftretenden Kalifeldspats.

2. Typ Kaiserturm: Biotitdiorit (\pm vom Typ Wilde Heid) mit unregelmäßig eingestreuten Kalifeldspat-Großkristallen.
3. Typ Heideberg: Gestein mit untergeordnetem Biotitdiorit-Gewebe und reichlichem, \pm gleichmäßig verteiltem porphyrtigem Kalifeldspat.

Vergleicht man die Grundmasse der nun zu beschreibenden Biotitgranodiorite mit den Biotitdioriten, so stellt man makroskopisch und mikroskopisch eine große Übereinstimmung im Erscheinungsbild fest. Aus diesem Grunde genügt eine kurze Besprechung der Grundmasse sowie der Kalifeldspat-Führung. Zur Verbreitung der 3 Typen s. Abb. 3.

3.2.1.2.2. Struktur und Textur

Typ Wilde Heid

Hier werden alle Varianten zusammengefaßt, die keine oder nur vereinzelte, porphyrtartig entwickelte Kalifeldspate führen. Die feinkörnigen Abarten gleichen makroskopisch den Biotitdioriten, die mittelkörnigen eher den „Flasergraniten“ (d. h. Flasergranodioriten).

Die letztgenannte, gröberkörnige Entwicklung enthält 0,02—0,8/1,0 cm große Kalifeldspate, wobei die Gesteine bis zu augengneisartiger Ausbildung kommen und wie stärker beanspruchte „Flasergranite“ aussehen. Der Kalifeldspat-Gehalt selbst schwankt zwischen 2 und 21%. Die kalifeldspatfreien Grundmassepartien sind biotitdioritisch entwickelt. Gneisschollen (im cm- bis m-Bereich) sind durchaus häufig vertreten.

Typ Kaiserturm

Im Gegensatz zum Typ Wilde Heid fällt der Kaiserturm-Typ auf durch die unregelmäßig verteilten Kalifeldspat-Großkristalle (von 0,5/1,0 bis max. 3 cm Länge), die in Schnitten quer zu b wie unregelmäßig eingestreut aussehen (Taf. 4 Fig. 4 links).

In den anderen Schnittlagen erkennt man aber die Gebundenheit an die Paralleltextur. Vielfach werden die Gesteine von kalifeldspatreichen Schlieren durchzogen. Obwohl der Kalifeldspat-Anteil bis zu 20 Vol.-% ansteigt, bleibt der Grundmasse-Anteil doch gering (ca. 3—5% Kfs), so daß gleich neben den Kalifeldspat-Einsprenglingen eine mehr oder weniger biotitdioritische Grundmasse entwickelt ist.

Die Kalifeldspat-Einsprenglinge sind isometrisch bis kurzprismatisch, teils kantig, teils rundlich, jedoch nicht ausgeschwänzt. Man hat den Eindruck, daß sie kurz vor einer letzten Durchbewegung gewachsen sind.

Typ Heideberg

In diesem Gestein treten die Kalifeldspat-Großkristalle dicht gedrängt auf. Sie bilden in den typischen Abarten ein schwarmartiges Parallelgefüge aus kantigen, 1,5—2,5 cm langen Individuen (Taf. 4 Fig. 4 rechts). Stellenweise stärkere Durchbewegung äußert sich in einem mehr linsigen Gesamtverband.

Betrachtet man horizontale Anschnitte des saiger einfallenden Gesteins, so zeigt sich einmal ein streng paralleler Zeilenbau, dann wieder eine divergent-fächerige Anordnung wie bei „Fließgefügen“. Vielfach wird in der Anordnung der leistigen Kalifeldspate ein Nebeneinander von zwei Zeilenrichtungen mit einem Divergenz-

winkel von ca. 60° kenntlich. Hierbei ist die gegen E zielende Richtung deutlicher entwickelt und weicht stärker von der mittleren Flaserungsebene ab.

Der Biotit bildet zwischen den Feldspaten und den meist rötlich gefärbten Quarz-Bahnen zusammenhängende Flächen, denen Schieferschmitzen und Biotitdiorit-schollen parallellaufen. Zur Altersfolge ist wichtig, daß sich in den Biotitdiorit-schollen abermals reliktsche Metamorphitschollen finden (Taf. 3 Fig. 3).

Die relativ gleichmäßige Kalifeldspat-Führung unabhängig von den Einschlüssen spricht dafür, daß es sich um einen selbständigen intrusiven Nachschub in die Biotitdiorite hinein handelt, der stark überformt wurde.

3.2.1.2.3. Kennzeichen der Minerale

In den Biotitgranodioriten I sind nun neben Quarz und Biotit Plagioklas und Kalifeldspat Hauptgemengteile. Zu ihnen gesellen sich Orthit, Chlorit, Zirkon, Titanit und Erz. Die Orthite sind hier größer (0,1–1,5 mm \varnothing) als in Biotitdioriten, die Bindung an Biotit tritt zurück, wir finden die Kristalle auch in den hellen Gemengteilen (z. B. als Einschlüsse in Kalifeldspat) und beobachten korrodierte Außensäume.

Im Grundgewebe erkennt man den biotitdioritischen Kornverband wieder (Taf. 5 Fig. 7). In ihm finden sich stark wechselnde Anteile porphyrtiger Kalifeldspate.

Hornblende ist seltener als im Biotitdiorit, Quarz reichlich vertreten. Starke Durchbewegung bewirkt fetzenartige Anordnung der Biotite. Der Plagioklas ist durchaus „biotitdioritisch“ entwickelt und schließt sich im Anorthit-Gehalt an diese Diorite an:

Gestein	Anorthitgehalte
1. Biotitdiorit	(25 –) 32–41 (– 48)
2. Granodiorit I	
Typ Wilde Heid	(23 –) 26–37 (– 46)
Typ Kaiserturm	27–31
Typ Heideberg	26–28

Wie eingangs erwähnt, hatten NICKEL & MAGGETTI (1974) in ihrem Untersuchungsgebiet zu unterscheiden zwischen Metablastiten und Biotitdioriten. Sofern während der Kristallisation Bewegungen stattfinden, können beide Gesteine ähnliche Strukturen entwickeln, obwohl Metablastite Regenerationsprodukte in situ, Biotitdiorite Intrusiva sind.

Man muß sich nun fragen, ob die hier vorliegenden Grundgewebe kinematisch überprägte Blastitgefüge oder kinematisch überprägte Intrusivgefüge darstellen. Alle Beobachtungen sprechen dafür, daß es sich wirklich um biotitdioritische Intrusiva handelt, d. h. um Strukturen, die sich in einem unter Bewegung erstarrten Magma entwickelt haben (vgl. auch Taf. 3 Fig. 1). Das Problem wird später wieder aufgegriffen.

Das Auftreten der Kalifeldspate: die drei Typen zeigen folgende Arten des Auftretens:

1. Typ Wilde Heid: Modalgehalte zwischen 2 und 21%
Größenvariation: 0–1,0 cm
2. Typ Kaiserturm: Kalifeldspate der Grundmasse: 2–5%
Kalifeldspat-Einsprenglinge: 11–16% (unregelmäßig verteilt)
Größenvariation: 0,5/1,0–3 cm
3. Typ Heideberg: Kalifeldspat der Grundmasse: 2–5%
Kalifeldspat-Einsprenglinge: 11–16% (relativ dicht aneinander-grenzend)
Größenvariation: 0,5/1,5–2,5 cm

Abb.8 zeigt unterschiedliche Kalifeldspat-Anteile in zwei verschiedenen Abarten des Kaiserturm-Typs. Diese im dm- bis m-Bereich schwankende Einsprossung ist überaus typisch.

Wo Kalifeldspat auftritt, bildet er gegenüber Plagioklas myrmekitische Reaktionsstrukturen. (In den kalifeldspatarmen Abarten bringt das Auftreten von Myrmekiten oft erste Hinweise für das Erscheinen von Kalifeldspat!)

Die größten Kalifeldspate entwickeln sich in Abarten des Kaiserturmtyps. So treten am Rimdidim 3–5 cm lange, leicht kantengerundete Kalifeldspate auf, die z.T. etwas gebrochen sind.

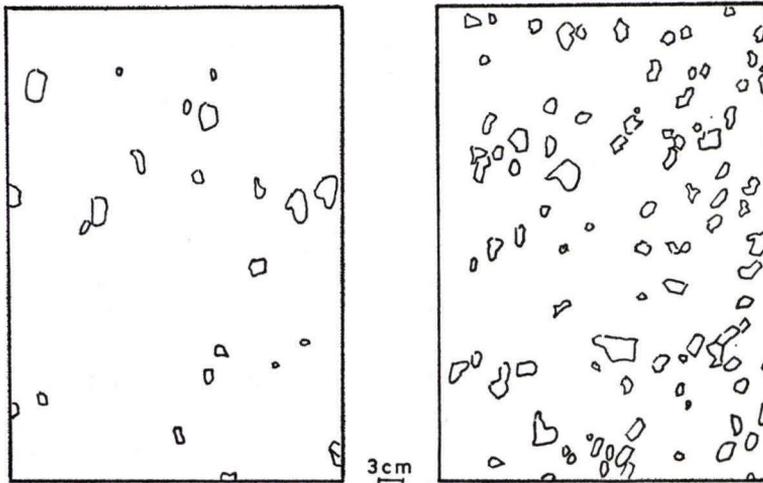


Abb.8. Kalifeldspat-Verteilung in Biotitgranodioriten des Kaiserturmtyps. Solche Unterschiede wiederholen sich unregelmäßig im dm- bis m-Bereich, aber auch über größere Strecken kann die Kfs-Verteilung stark schwanken. Raum Kaiserturm, Bildbreite: je 40 cm.

Nach allem bisher Beschriebenen muß man annehmen, daß der Kalifeldspat eine zusätzliche Komponente relativ zu der biotitdioritischen Gesteinsentwicklung darstellt. Gegen die Vorstellung, daß schon in den Edukten eine unterschiedliche Feldspat-Menge vorgelegen hat, spricht die teils homogene, teils inhomogene Verteilung, die Anreicherung von Kalifeldspat in Schlieren, die große Variationsbreite in der Kristallgröße sowie ein uneinheitlicher Regelungsgrad im Vergleich zur Paralleltexur der Grundmasse.

3.2.2. Biotitgranitische Gruppe

Hauptgestein des Neunkircher Komplexes ist die locker streifige, durch größere Kalifeldspat-Augen gekennzeichnete Ausbildung: der „normale Flasergranit“ von KLEMM (GfJ der geol. Kte.). Diese Abart vertritt für den nicht im Odenwald Spezialisierten die Flasergranitoide überhaupt. Ihre Bildung bleibt aber ein Rätsel, solange man sie nicht im Rahmen der anderen Abarten studiert.

Granodioritisch sind die Gesteine vom Typ Streiterberg, überwiegend ins Granitfeld fallen die noch stärker streifigen Gesteine vom Typ Billings. Auch das nicht-flasrige Gestein von Lichtenberg ist ein Granit. Man darf also keinesfalls alle „Gff“ in Granodiorite umbenennen. Ganz zweifellos handelt es sich bei allen vorgeannten Typen um eine zusammenhängende Gesteinsserie, gleichsam Varianten der gleichen Gesteinsart mit einer größeren Schwankungsbreite im Modalbestand. Abb. 9 zeigt am Beispiel vom Typ Streiterberg, daß man an vielen Lokalitäten sowohl granodioritische wie granitische Abarten finden kann. Erst durch eine sinnvolle Probennahme läßt sich sagen, ob eine bestimmte Zone des „Flasergranits“ als Granodiorit oder Granit anzusprechen ist.

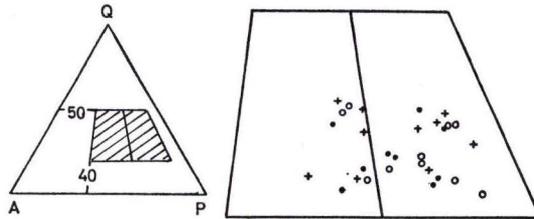


Abb. 9. Analysenwerte der „Granodiorite“ vom Typ Streiterberg. ● Steinbruch Streiterberg; ○ Raum Wildfrauhaus-Altscheuer; + Übriges Gebiet von Biotitgranodiorit II

Alle Abarten sind mittel- bis grobkörnig und enthalten rötliche Kalifeldspataugen von ca. 1 cm in einem gneisigen Verband; bei der Verwitterung der umschließenden Mafite bildet sich eine charakteristische pockenartige „Ausbildung“ (Taf. 4 Fig. 5). Die stärker flaserigen Billings-Typen enthalten mehr Quarz und Kalifeldspat; diese Tendenz haben MAGGETTI & NICKEL (1973) auch an anderen Lokalitäten beobachtet.

3.2.2.1. Biotitgranodiorite II

Typen Streiterberg und Billings

3.2.2.1.1. Allgemeines

Das Normalgestein ist nach dem Material der großen, jetzt auflässigen Steinbrüche von Klein-Bieberau/Webern am Streiterberg definiert. Es steht in gleicher Ausbildung in den umgebenden Höhenrücken an, so z. B. im Raum

Streiterberg — Wildfrauhaus — Mittelwald — Altscheuer
 Rauhestein — Gehrenstein — Westergiebel
 Hahlkopf — Mühlberg — Spitzestein
 Rodensteiner Burgwald — Höllerheck — N Erlau.

Im Gelände treten die Granodiorite als Rippen, Höcker oder Blöcke auf, die sich leicht längs der variscischen Streichrichtung verfolgen lassen. Eingeschlossene Schollen schiefriger Biotit-Plagioklas-Gneise liegen streng in der Paralleltexur und haben scharfe Grenzen gegen ihr Wirtsgestein. Andererseits beschreibt HORN (1965) im Steinbruch Mühlberg Schollen von Hornblende-Diorit, die teilweise aufgelöst und

vom Wirt verdrängt sind. Am NE-Abhang der Rimdidim lassen sich auch Biotitdiorit-Schollen im Granodiorit feststellen. Konsequenzen für die Altersfolge s. Kap. 6.

3.2.2.1.2. Struktur und Textur

Die serial-körnige bis augengneisartige Struktur der durch Eisenglanz immer rötlich gefärbten Gesteine steigert sich in manchen Lokalitäten zu deutlich porphyrtypiger Entwicklung (Streiterberg, Westergiebel, Spitzstein). Häufig sind die Kalifeldspat-Großkristalle in Schwärmen oder länglichen Partien angeordnet. Die durch den Zeilenbau der Kalifeldspate und die welligen Biotitlagen fixierte Paralleltexur ist je nach Anschnitt unterschiedlich deutlich ausgeprägt. Eigentliche Schwänze an Kalifeldspaten werden aber nicht ausgebildet.

Als Mittel kann man für die gängigste Abart dieser „Gff“ rund 40–45% Plagioklas, etwa 25% Quarz, 15–20% Kalifeldspat und 10% Biotit angeben.

Taf. 6 Fig. 8 zeigt ein solches blastoklastisches Gestein; zwischen dem Grobkorn liegt ein aus Feldspat, Quarz und feinsten Mafitpartikeln bestehendes Gewebe, das mehrfach zerbrochen und regeneriert wurde. Besonders an den Rändern der Großkristalle treten feinstkörnige Mörtelzonen des gleichen Materials auf.

Stärker durchbewegt erscheinen die blastomylonitisch entwickelten Gesteine vom Typ Billings (Taf. 6 Fig. 9). Sie sind quarzreicher, wobei breite Quarzbahnen auftreten, durch welche der Feinstmörtel verschleppt wird. Die Quarzphase ist also jünger als die intergranulare Feinstmörtelung, und man kann annehmen, daß der höhere Quarzgehalt dieser Typen auf einer Quarzzufuhr beruht.

In den Steinbrüchen von Billings, wo das Gestein mit 70° gegen N einfällt, sind die Quarzbahnen schon makroskopisch sichtbar. Hier gehen auch konkordante aplitische Adern, einsprenglingsarme Varianten und blastomylonitische Bänder ineinander über, und es erfolgt an unterschiedlich zusammengesetzten Zonen im dm- bis m-Bereich ein selektives Aneinandergleiten. Im Dünnschliff treten Blastomylonitgewebe mit mehr oder weniger großen Strukturinseln älterer Phasen auf.

3.2.2.1.3. Kennzeichen der Minerale

Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat und Biotit, Hornblenden kommen vereinzelt vor. Akzessorisch treten auf: Titanit, Apatit, Zirkon, Chlorit, Serizit, Calcit, Orthit und Epidotsaum sowie Erz (Magnetit und Hämatit). Die Eigenschaften dieser Gemengteile sind in Tab. 5 zusammengefaßt; folgende Unterschiede zu den Biotitdioriten fallen auf:

Kalifeldspat: Entsprechend der Durchbewegung existieren neben den 1,0–1,5/2,0 cm großen Augen (ca. 12–24%) noch kleine, xenomorphzerlappte („flatschige“) Kalifeldspate in der Grundmasse (ca. 3–5%). Einschlüsse aller anderen Gemengteile sind häufig; gelegentlich sind Biotit- und Plagioklas-Leisten orientiert eingelagert.

Plagioklas: Er ist, verglichen mit den Kristallen in Biotitdioriten, weniger idiomorph und anorthitärmer (21–24% An). KNAUER (1968) gibt eine größere Schwankungsbreite an, nämlich 15–33%. Auffallend ist die häufig sehr starke, fleckige Serizitisierung mit Andeutung von Kernen. Diese Serizitisierung, das Auftreten von Kalifeldspat-Flecken in Plagioklasen sowie die Myrmekitstrukturen, aber auch die

Chloritisierung der Biotite weisen auf einen größeren Einfluß pneumatolytischer Agenzien während der Spätphase der blastoklastischen Kristallisation hin.

Quarz erscheint in drei Formen: Ausbildung in Zwickeln, breite, mosaikartig auslöschende Quarzbahnen und Kleinpflaster im Intergranularsymplesit.

Mafite: In Durchbewegungsbahnen lösen sich die Biotitbänder zu „Fetzen“ auf und bilden siebartige „Fäden“ zusammen mit Titanit, Zirkon, Apatit und Erz.

Die Umwandlung von Biotit zu Chlorit ist von Ort zu Ort verschieden; in einigen Schlifflagen lassen sich sehr schöne Prehnite beobachten. Häufig finden sich Hämatitlagen parallel der Biotit-Basis eingelagert.

Orthit, der in Biotitdioriten 1—4 mal pro Schliff auftrat, kann nun 6—8 mal pro Schliff vorkommen; er ist meist idiomorph und manchmal verzwillingt.

3.2.2.2. Homophangranitischer Sonderfall

Typ Lichtenberg

3.2.2.2.1. Allgemeines

Dieses helle, mittel- bis grobkörnige Gestein steht am Schloßberg von Lichtenberg (um das Schloß sowie am Bollwerk) an, sodann im Spitalfeld östlich Niedernhausen (Kiesgrube und Klippen). In der geol. Kte. (Bl. Neunkirchen, 1913) ist die Abart als massiger G (statt Gfl) dargestellt.

3.2.2.2.2. Struktur und Textur

Bis auf die fehlende Flaserung gleicht der Typ Lichtenberg den anderen Granitoiden. Am unfrischen Gestein täuschen späte Durchscherungen manchmal eine Paralleltexur vor. Taf. 7 Fig. 10 zeigt ein typisches Gewebe.

Durchschnittlich 8—10 mm große, meist rundliche, rötliche Kalifeldspate treten neben weißlichen Plagioklasen, rundlichen Quarzknollen und Biotitnestern auf. Unter dem Mikroskop sieht man, daß das Gestein kataklastisch überformt ist. Die verzahnten Großkristalle von Feldspat (z.T. serizitisiert und verbogen) und Quarz (gefördert) schaffen ein unruhiges Bild. Alle Komponenten sind in sehr variablen Größenordnungen vertreten. Poikiloblastische Bildungen werden wieder zerrissen. Quarz- und hämatitbelegte Fugen quer durch das Gewebe deuten auf späte Beanspruchungen.

3.2.2.2.3. Kennzeichen der Minerale

Durch die Angabe der Struktur wurden die wichtigsten Kennzeichen (Tab. 5) schon erwähnt. Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat, Biotit. Manchmal tritt Hornblende auf. Akzessorisch: Apatit, Chlorit, Zirkon, Xenotim, Orthit, Erz. Vergleicht man mit dem Granodiorittyp Streiterberg, so sind folgende Unterschiede zu nennen:

- etwas kleinere Kalifeldspate
- deutlichere Perthitschnüre im Kalifeldspat
- etwas geringerer An-Gehalt der Plagioklase
- sehr feine Albitlamellierung der Plagioklase
- größere Quarzkristalle bzw. -nester, keine Quarzbahnen
- stärkere Hämatitfülle in Biotit
- wenig blastoklastischer Feinstmörtel.

3.2.3. Die Spätphasen

3.2.3.1. Aplitgranitische Gänge

3.2.3.1.1. Allgemeines

In der geologischen Karte ist eine reichliche Durchtrümerung der anstehenden Gesteine durch Apliten dargestellt. Besonders häufig treten sie im Raum Neunkircher Höhe, Ludwigsfelsen, Rodensteiner Hof, Märkerwald, Erlau und Weilerts auf; paralleltexturierte, „Alsbachit“ genannte Abarten gibt es in der G_2 -Zone von Auerbach bis Reinheim.

Hier beziehen wir uns vor allem auf die hellen, konkordanten Gänge in den paralleltexturierten Granodioriten vom Typ Kaiserturm, die besonders reichlich oberhalb der Eleonoren-Heilstätte auftreten. Zu solchen Gesteinen schreibt KNAUER (1968): „Eine eindeutige magmatische Ableitung aufgrund des Schmelzdiagrammes gestatten dagegen die durch magmatische Gefüge gekennzeichneten Aplitgranite. Ihre Projektionspunkte fallen eindeutig auf die kotektische Linie eines bei 2 kb gebildeten Systems.“ Wir halten sie für Nachschübe aus den Flasergranitoiden.

3.2.3.1.2. Struktur und Textur

Die konkordanten Ganggesteine zeigen ein feinkörnig-aplitisches Gewebe mit stark streifiger, durch Biotit markierter Textur. Hierbei gibt es teils Varietäten, bei denen als dominierendes Element bis zu 2,5/3 mm große Plagioklas-Einsprenglinge in einer feinkörnigen Quarz-Feldspat-Grundmasse schwimmen (Schliff 10/64, 10/155), teils solche, bei denen Kalifeldspat-Einsprenglinge (1,2–1,5 mm) überwiegen (Schliff 10/10). Gegenüber den ersten ist hier der Intergranularsymplektit wesentlich bedeutender, macht er doch 6–8% des Gesamtvolumens aus. Als dritte Varietät (Schliff 10/75A) ist ein kalifeldspatreiches Gestein mit geringem Biotit-Anteil zu nennen, das (gleichsam als Zwischenglied zwischen flasrigem Granodiorit und Aplitgranit) korrodierte und zerfetzte Orthite aufweist.

3.2.3.1.3. Kennzeichen der Minerale

Hauptgemengteile sind Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit; Fast ein Drittel nimmt der häufig albitverzwillingte, serizitisierte Plagioklas (15–17–22% An) ein. Im allgemeinen sind die einzelnen Körner (0,1–0,7 mm) xenomorph und meist kleiner als die Kalifeldspate. Zusammen mit Quarz und Kalifeldspat bildet Plagioklas Intergranularsymplektitzonen.

Der Kalifeldspat bildet xenomorphe, rundliche Körner (0,2–0,8 mm), die teils unregelmäßig langgestreckt in der Durchbewegungsebene liegen, teils „ölfleckartig“ verteilt sind und eine buchtig-lappige Begrenzung zeigen. Jene Kalifeldspate, die unter Bildung von Reaktionsgefügen (Myrmekit) aggressiv gegen Plagioklas und Quarz vordringen, weisen oft rundliche Einschlüsse der letztgenannten Minerale auf.

Der teils körnige (0,1–0,4 mm) und zwickelfüllende undulöse Quarz kann auch nesterartig angereichert sein, oder es durchziehen längliche Aggregate schnurartig das Gestein.

Dunkelbrauner Biotit (0,05–0,3 mm) tritt nur untergeordnet auf, kann jedoch 6–8% erreichen. Durch die langen, dünnen Fasern oder die kleinen Schuppen wird das Parallelgefüge gut gekennzeichnet.

3.2.3.2. Granodioritporphyrit

3.2.3.2.1. Allgemeines

CHELIUS (1888, 1901) und KLEMM (1914/18) haben das Gestein als Granitporphyr beschrieben. Aufgrund des Modalbestandes sind die Gesteine als Granodioritporphyrite (RONNER 1963) zu kennzeichnen. Sie treten im Untersuchungsgebiet in zwei Hauptzonen auf:

Laudenau — Neunkirchen — Lützelbach — Klein Bieberau — Ernsthofen
Rodensteiner Burgwald — Rimdidim — Billings — Altscheuer — Asbach

Die bevorzugten Richtungen des Gangsystems sind NW-SE und N-S. Sie stehen also quer zum variscischen Streichen bzw. parallel dem alten, aber bis zum Einbruch des Rheingrabens aktiven N—S-Element. Sie durchschlagen alle kristallinen Gesteine, aber nicht mehr das permotriadische Deckgebirge (KLEMM 1914).

HELLMANN (1971) hebt die unterschiedliche z. T. große Mächtigkeit (50 bzw. 100 m), das Auskeilen sowie die häufige Versetzung der Gänge, z. B. südlich des Rimdidim (postintrusive Tektonik!) hervor. Nach ihm fallen die Gänge generell steil bis saiger ein, was an der N-Wand des Steinbruchs Billings durch einen dort aufsitzenden, ca. 25 m mächtigen Gang bestätigt wird.

3.2.3.2.2. Struktur und Textur

Am frischen Bruch erkennt man eine richtungslose, feinkörnig-dichte Grundmasse mit großen Feldspat-Einsprenglingen: es liegt ein serial- bis porphyrisch entwickeltes Gestein vor. Die Farbskala reicht vom hellen Grau-Rosa über ein fleischiges Rotbraun bis zu einem Gelb-Braun mit grünlichem Stich. Die Größe der Einsprenglinge schwankt zwischen 2 und 3 cm und überschreitet nach HELLMANN (1971) 5 cm nicht, während KLEMM (1914) von Feldspat-Einsprenglingen spricht, die mehr als 10 cm lang und bis 3 cm breit waren.

Als größere Kristalle sind ferner Quarz, Hornblende, Biotit, Titanit, Apatit und Orthit zu nennen, deren Größe 2—3 mm erreichen kann und die sich damit von der Korngröße der Grundmasse abheben, die ca. 0,1 mm große Körner aufweist (Variation zwischen 0,02—0,5 mm).

HELLMANN (1971) beschreibt den Granodioritporphyrit an der Nordwand des Steinbruchs am Mühlberg/Billings näher, der einzigen Lokalität, wo gegenwärtig dieses Gestein im Verband zum Nebengestein aufgeschlossen ist. Der GP zeigt zum Diorit, den er (wie auch den Flasergranit) gangförmig durchschlägt, einen scharfen Kontakt, während er zum Flasergranit hin eine Salbandverdichtung, eine Abnahme der größeren Einsprenglinge, eine Farbvertiefung von Lichtbraunrot nach Dunkelbraun sowie Apophysenbildung aufweist.

3.2.3.2.3. Kennzeichen der Minerale

Hauptgemengteile sind Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende; akzessorisch treten Titanit, Apatit, Zirkon, Erz (Magnetit, Hämatit, Ilmenit), Orthit, Chlorit, Kalzit, Xenotim, Rutil auf. HELLMANN (1971) stellte fest, daß es sich bei den Granodioritporphyriten um zwei verschiedene, durch keinerlei Übergänge miteinander verknüpfte Typen handelt:

1. Granodioritporphyrite i. e. S. sind hornblendeführende, grobkörnige, graue Gesteine (Mühlberg) mit hoher Farbzahl (Hornblende und weitere Mafite). Sie liegen bevorzugt in Gebieten von Dioriten, Gabbros, Amphiboliten, Schiefen (Taf. 7 Fig. 11 links).

2. Aplogranodioritporphyrite sind hornblendefreie, wesentlich feinerkörnige, bräunliche Gesteine (Rimdidim) mit geringer Farbzahl und etwa doppeltem Gehalt an Kalifeldspat. Auftreten: vor allem im Flasergranitgebiet (Taf. 7 Fig. 11 rechts).

Plagioklas ist das häufigste Mineral. Er erscheint in \pm idiomorphen, relativ stark serizitisierten Körnern, die eine Länge von 1—7 mm erreichen können. Die Einsprenglinge treten manchmal einzeln, manchmal aber auch dicht gedrängt in Gruppen auf. Polysynthetische Zwillingslamellierung ist je nach Typ recht unterschiedlich, Karlsbader Zwillinge treten zurück. Oft fällt ein starker Zonarbau auf, wobei in einigen Plagioklasen entlang dieser Zonen eine starke Vererzung sichtbar wird. Auffällig ist eine die meisten Plagioklas-Einsprenglinge umsäumende, nicht serizitisierte Randzone von wenigen Zehntel-Millimetern. Einschlüsse in Plagioklas sind: Biotit, Quarz, Titanit, Zirkon, Apatit und Erz. In der Grundmasse sind die Plagioklase (0,8—1,5 mm) meist xenomorph in enger Verzahnung mit Quarz und Kalifeldspat. Nach HELLMANN (1971) liegt der An-Gehalt der (meist recht zonaren) Grundmasse-Plagioklase bei 16% (Streubreiten 10—15%/16—19%); die Einsprenglinge haben Kerne von 22—29—35%, Hüllen von 10—18—25%. Die Endphase des Einsprenglingswachstums fällt also mit der Grundmassekristallisation zusammen.

Der fast nur unverzwilligt auftretende, \pm idiomorphe Kalifeldspat bildet Einsprenglinge von 2—3 cm Länge. In einigen Kristallen ist ein deutlicher Zonarbau sowie Serizitisierung der Ränder festzustellen; diese Kalifeldspate enthalten viele Plagioklas- und einige Biotitleisten parallel zu den Anwachszonen (Taf. 7 Fig. 11 rechts). Die meisten Orthoklase zeigen Perthitentmischungsschnüre bzw. -Spindeln, und als Reaktion zwischen Kalifeldspat und Plagioklas tritt Myrmekit auf. Einzelne Mikrokline, die bis zu 4 mm groß werden können, sind auf die Grundmasse beschränkt.

Im Kalifeldspat können alle am Gesteinsaufbau beteiligten Mineralien als Einschlüsse auftreten. Dabei sind Biotit und Plagioklas leistungstypisch angeordnet, Orthit-, Titanit-, Zirkon- und Quarzkörner unregelmäßig verstreut, Erzflitter auf Rissen und Anwachszonen angesiedelt.

Xenomorpher Quarz ist der häufigste Bestandteil der Grundmasse, die Körner können einige zehntel Millimeter groß werden. Es kommen jedoch auch Einsprenglinge mit Größen von 0,5—2—5 mm \varnothing vor. Sie zeigen dann entweder eine „flatschige“ Struktur oder sind vollständig rund und von einer besonders feinkörnigen, „myrmekitartigen“ Masse von durchschnittlich 0,03 mm großen Körnern umgeben, womit sich das Ganze von der Umgebung nestartig abhebt. Offenbar hat hier eine Reaktion zum Quarz stattgefunden. Die gefelderten, schwach undulösen Einsprenglinge, wie auch die Quarze der Grundmasse, enthalten neben aufgereihten Tröpfchen viele wirt verteilte, kleinste Pigmente. Größere Einschlüsse sind idiomorphe Biotite, Zirkone, Titanite, Apatite und Erz.

Biotit (0,1—0,3 mm) erscheint einerseits leistungstypisch bis tafelig, mit ausgefranzten Enden, andererseits als xenomorphes, „flatschiges“ Mineral, das in Form zeretzter Schuppen in der Grundmasse liegt. Beide Arten zeigen starken Pleochroismus sowie eine häufig leistenartige Ansammlung von opakem oder blutrotem Erz (v. a. Hämatit) entlang der Spaltbarkeit. Einschlüsse sind Apatit, Titanit und Zirkon.

Zur Chloritisierung (Pleochroismus Blassgrün/Blaugrün) schreibt HELLMANN (1971): „Der Chlorit erstreckt sich häufig längs der Spaltrisse keil- oder tafelförmig in den Biotit hinein, bis zur völligen Umwandlung des Biotits in Chlorit, eine Erscheinung, die z.B. bei der Diaphthorese im Temperaturbereich unter 300°C auftritt.“

Die stengeligen, idiomorphen Hornblenden erreichen als Einsprenglinge 3–5 mm Größe; die Kristalle der Grundmasse dagegen sind kleine, xenomorph-schuppige Fetzen. Der Pleochroismus schwankt von X' = hellgelblichgrün bis Z' = (oliv)-grün. Eine stets gute Spaltbarkeit, einfache Zwillinge oder eingewachsene Zwillinglamellen charakterisieren das Mineral. Neben Quarz-, Biotit-, Orthit-, Titanit- und Zirkoneinschlüssen fällt eine mehr oder weniger starke Einlagerung von Erz in Spaltrisse oder parallel den äußeren Kristallflächen auf.

Akzessorien: Der stets idiomorphe, häufig an Biotit gebundene Apatit zeigt verschiedene Erscheinungsweisen: Einmal finden wir säulige Großkristalle mit durchschnittlich 0,7–0,8 mm \varnothing , die häufig zerbrochen sind (Einschlüsse: Erz, Titanit). Dann sind aber auch grünlich getönte Grundmassekörner bzw. Einschlüsse in Feldspat, Quarz und Biotit vorhanden in Form von säuligen Stäbchen von 0,02–0,03 mm Länge oder als tonnenförmige Quader von derselben Größe.

Titanit tritt ebenso reichlich wie Apatit auf und bildet idiomorphe Kristalle bis maximal 2 mm (Durchschnitt 0,1–1 mm). Manche Titanite sind sehr schlank, andere Fragmente. Magnetit-Ausscheidung führt zur Felderung. Als Einschlüsse finden sich Zirkon und Erz. Zirkon: pro Schliff treten nur wenige, max. 0,25 mm große Körner auf; sie sind idiomorph, zonar gebaut und leuchten bei gekreuzten Nicols bunt auf. Die Körner können Hämatit eingelagert haben. Der spärlich vorhandene Orthit ist unregelmäßig verteilt. Ein Schliff (10/16) zeigte schöne, idiomorphe, zonare, bis 0,4 mm große Orthite. Nach HELLMANN (1971) sind bis zu 2 mm große Orthite möglich. Die orange-braunen bis rotbraunen Kristalle zeigen deutlichen Pleochroismus. Häufig sind als Zeugen ehemaliger Orthite vererzte Nester sichtbar.

Die Erze bestehen nach HORN (1965) aus martitisierten Titanomagnetiten und hämatitgemischten Ilmeniten. Die Titanite führen Relikte von Magnetit.

3.2.3.2.4. Zur Bildung der Granodioritporphyrite

Das Auftreten dieser achstigen Gänge beweist die hohe Mobilität des Raumes: wenn hornblendeführende Abarten bevorzugt in Basiträumen, hornblendefreie aber kalifeldspatreiche Abarten eher in „Flasergraniträumen“ auftreten, so kann man das dahingehend interpretieren, daß im Untergrund dioritische bis granitische Magmen vorhanden waren, die mit dem heute erschlossenen Wirtsgestein zusammenhängen. Dies wiederum spricht dafür, daß auch kein allzugroßer zeitlicher Abstand zwischen der Tiefengesteinskristallisation und jener der Ganggesteine vorlag. Die Einschaltung einer eigenständigen regionalmetamorphen Phase zwischen Dioriten + Granitoiden einerseits und den texturlosen Ganggesteinen andererseits ist daher wenig plausibel. Da dies für die Deutung der „Flaserung“ von Wichtigkeit ist wurde das Gestein ausführlicher beschrieben.

CHELIUS & KLEMM sahen in den Gängen selbstverständlich das Gefolge der „Flasergranite“. Nachdem viele Granite modal eher Granodiorite sind und ebenso die

„Granitporphyre“ nun modal Granodioritporphyrite heißen, bleibt der genetische Zusammenhang bestehen. Nach TROEGER (1955) sind unsere Gänge die „letzte post-tektonische Manifestation des Magmas von Zwingenberg-Reinheim“ und mit diesem Magma identisch. Von NICKEL (1956) und BOSSDORF (1959) wurden sie als Gangfolge eines im Untergrund verborgenen Plutons angesehen, welcher Kalium-Lieferant für die Kalifeldspat-Sprossung der Flasergesteine gewesen sein soll. HORN (1965) betont die große chemische und modale Ähnlichkeit der Granodiorite mit den Granodioritporphyriten. Nach ihm sind sie das Gangfolge eines granodioritischen Magmas, welches durch Vermischung von Schiefen, Dioriten und Granit im Untergrund entstanden sei. Das Magma drang nach HORN zunächst synorogen in das Gebirge ein und schuf die heutigen „Flasergneise“, in einer späteren Phase intrudierte es in Form der jetzigen Granodioritporphyrite, die von tektonischen Vorgängen unbeeinflusst geblieben sind.

4. Röntgenographische Untersuchungen an Kalifeldspat

4.1. Einleitung

Da sich Feldspäte dank ihrer auf pT-Änderungen empfindlichen Struktur vorzüglich eignen, in Kristallgebieten physikalische Parameter abzubilden (WENK 1967), stellt sich in unserem granodioritischen Arbeitsgebiet die Frage, ob etwa eine Typenunterscheidung aufgrund der Kalifeldspat-Triklinitäten möglich ist und wenn ja, ob diese mit derjenigen der Petrographie/Geochemie übereinstimmt. Wir haben uns auf die Untersuchung der Kalifeldspat-Großkristalle beschränkt, und zwar aus zweierlei Gründen:

einerseits, weil sich die Kalifeldspat-Großkristalle in den Abarten makroskopisch deutlich voneinander unterscheiden und weil dies eventuell auch in der Variation der Triklinitätswerte erkennbar sein sollte, andererseits, weil eine Ausdehnung der Untersuchung auf die Kalifeldspäte der Grundmasse (oder auf bestimmte Kornfraktionen) den Rahmen dieser Arbeit gesprengt hätte¹.

Eine genauere Untersuchung über die Verteilung der $2V_x$ -Werte von Kalifeldspäten ist unterblieben, angesichts der Tatsache, daß die regionale Verteilung von $2V_x$ -Werten sehr heterogen sein kann (RIEDERER 1965) und die Größe von $2V_x$ von verschiedenen Faktoren abhängt (HELWLETT 1959). Der strukturelle Zustand des Kristalls, der Entmischungsgrad und die Chemie beeinflussen die Größe des Winkels (TUTTLE 1952), wobei die genannten Einflüsse teilweise entgegengesetzter Art sein können (V. RAUMER 1967). Aussagen sind also nur möglich, wenn einige dieser Faktoren konstant bleiben².

¹ Damit würden für ein Gestein statistisch signifikantere Querschnitte erreicht. So konnte z.B. SCHUBERT (1968) zeigen, daß die Kalifeldspäte der granitischen Grundmasse (\varnothing 5 mm) durchwegs „statistisch fehlgeordnet“ sind und verhältnismäßig kleine Triklinitäten haben ($\Delta = 0,06 - 0,30RD$). Diese konnte er den Triklinitäten der Kalifeldspat-Großkristalle gegenüberstellen, für die er eine durchschnittliche Triklinität von $\Delta = 0,25$ (mit einer Streuung von $0,16 - 0,68$) nachweisen konnte.

² Ergänzend sei erwähnt, daß BOSSDORF (1959), HORN (1965) und andere Autoren für die Kalifeldspat-Großkristalle des Neunkircher Granodiorit-Gebiets einen optischen Wert von $2V \times = 74 - 84^\circ$ (= Mikroklin) angeben, und die Kalifeldspäte der Grundmasse als Orthoklase mit $2V \times = 62 - 65^\circ$ bezeichnen.

4.2. Die Triklinität der Kalifeldspate

Nach GOLDSMITH & LAVES (1954a) ist der strukturelle Zustand der Kalifeldspate durch die Triklinität Δ , also die Abweichung der Gitterwinkel α und β von 90° gegeben. Sie ist ein Maß für den Ordnungsgrad der Si-Al-Verteilung auf den Tetraederpositionen des Gitters und erfaßt somit alle Variationen zwischen den Extremen Sanidin (ungeordnet, monoklin) und Mikroklin (geordnet, triklin).

In den Pulverdiagrammen wird die Triklinität anhand des Abstandes der beiden Linien (131) und ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) direkt bestimmt. Sie ist definiert als $\Delta = 12,5 \cdot (d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}\bar{1}})$. Ein vollkommen geordneter Kalifeldspat erhält so den Wert $\Delta = 1$ (triklin), ein völlig ungeordneter den Wert $\Delta = 0$. Hierbei sind instabile Modifikationen sowie erhaltene Hochtemperaturformen nichts Ungewöhnliches, da die sehr geringen Platzwechselgeschwindigkeiten es meistens verhindern, daß der stabile Gitterzustand erreicht wird (TROEGER 1971).

Der Mechanismus des Ordnungsprozesses ist noch nicht geklärt.

Bei der Deutung von Triklinitäten ist zu beachten, daß es mehrere Faktoren gibt, die die Erreichung des stabilen Gitterzustandes beschleunigen. Darauf haben verschiedene Autoren hingewiesen, unter anderen SMITHSON (1962), MACKENZIE (1957), CROWLEY & ROY (1960), BORDET et al. (1965), WENK (1966/67).

Folgende Gesichtspunkte sind von Bedeutung:

1. Tektonische Beanspruchung beschleunigt den Ordnungsvorgang, fördert also die Triklinisierung. So konnte WENK (1967) nachweisen, daß Kalifeldspate aus Mylonitzonen meist maximal triklin sind. Die Untersuchung der Kalifeldspate in lepontinischen Marmoren (WENK et al. 1966) ergab, daß die sonst monoklinen Kalifeldspate in tektonisch stärker beanspruchten Zonen optisch sichtbare Kreuzgitter-Verzwilligung in bestimmten Domänen aufweisen, die eindeutig auf den Einfluß von Scherung zurückzuführen ist. Zur gleichen Beobachtung an zerscherten Graniten kamen auch BORDET et al. (1965).

Versuche der Universität Karlsruhe bestätigen diese Feststellung. So sind (laut mündl. Mitt. von R. EMMERMANN) reine Orthoklase durch sukzessive Mahlprozesse zu vollkommenem Mikroklin umgebaut worden.

2. Einfluß bei Temperaturänderung

Wird einem Kalifeldspat Energie zugeführt (Aufheizung), so beginnt der Ordnungsprozeß und kann zu einer teilweisen Al/Si-Ordnung oder zum vollständig geordneten Mikroklin weitergehen (Mikroklinsierung!). Der Ordnungsgrad ist hierbei eine Funktion der Dauer der Wirkung (der Zeitfaktor spielt ja bei jedem Ordnungsvorgang eine bedeutende Rolle) sowie der Änderungsgeschwindigkeit. Häufiges Auftreten von R.D-Strukturen würde darauf hinweisen, daß ein kritisches Energieniveau nur teilweise oder nur kurzfristig erreicht wurde.

Für solche Ordnungsvorgänge ist eine Energiezufuhr bei mäßiger Temperatur notwendig, denn bei höherer Temperatur (ca. 500°C , vgl. GOLDSMITH et al. 1954a), d.h. wenn der triklin-monoklin-Umwandlungspunkt überschritten wird, entsteht wieder monokliner Kalifeldspat (Monoklinsierung!). Die Temperatureinflüsse sind somit bedeutsam, weil sie sowohl zur Triklinisierung als auch zur Monoklinsierung führen können, je nachdem wie stark die Temperaturänderung ist.

Bei metamorphen Vorgängen spielt natürlich die Abkühlungsgeschwindigkeit eine bedeutende Rolle. Bei rascher Abkühlung bleiben die „Orthoklase“ erhalten.

Weitere gitterordnende Faktoren sind die folgenden:

3. WENK (1967) weist darauf hin, daß der hydrostatische Druck in regionalmetamorphen Systemen in erster Näherung proportional zum H_2O -Druck ist und möglicherweise primär für die Triklinisierung verantwortlich.

4. Späte Hydrothermalphasen in Begleitung einer allgemeinen Quarz-Rekristallisationsstruktur bewirken eine Triklinisierung infolge Bewegung und erhöhtem chemischem Transport (Anwesenheit von Mineralisatoren).

5. Auch das chemische Milieu hat einen Einfluß auf den Ordnungsprozeß. So hat WENK (1967) gezeigt, daß Kalifeldspate aus Marmoren oft monoklin sind, solche aus direkt angrenzenden Gneisen maximal triklin und daraus gefolgert, daß in karbonatischem Milieu der Ordnungsvorgang sehr reduziert ist.

4.3. Technik und Meßgenauigkeit

Aus 109 Handstücken wurden Bruchstücke von Kfs-Großkristallen herauspräpariert und gemahlen. Dabei wurde der Kalifeldspat im Achatmörser zuerst gemahlen, dann zusammen mit Apiezon-Fett als Paste auf den Objektträger gestrichen (Seitenposition auf dem Film). Darauf wurde zu der verbleibenden Substanz ungefähr 1/10 der Substanzmenge an Silicium-Standard hinzugefügt, das ganze noch einmal im Mörser homogenisiert, um dann in der Mittelposition des Films aufgetragen zu werden. Die Pulveraufnahmen erfolgten mittels einer Doppelguinier-Kamera nach JAGODZINSKI.

Bezüglich der Meßgenauigkeiten muß folgendes festgehalten werden:

1. Anhand mehrfacher Messungen — auch durch verschiedene Personen — zeigte es sich, daß die Meßgenauigkeit für eine Linie ± 100 Einheiten des verwendeten Koinzidenzmaßstabes betrug, was zu einer apparativen Genauigkeit der Daten von $\pm 0,06$ führt. GOLDSMITH & LAVES (1954a) geben eine solche von $\Delta \pm 0,05$ an. Die nachfolgenden Daten sind also in diesem Genauigkeitsrahmen zu beurteilen.

2. Das Präparat der Mittellinie des Films (mit Standard, also zweimal gemahlen) wies häufig eine leichte „Verschmierung“ der Linien auf. Dies ist entweder auf einen Schmier-effekt (zweimaliges Mahlen!) zurückzuführen oder aber auf eine statistische Verteilung verschiedener Ordnungsgrade („randomly disordered“) im Kristall. Mit Hilfe des zweiten Probenstreifens (ohne Standard) konnte dann festgestellt werden, daß es sich in den meisten Fällen um einen „Mahlschmiereffekt“ handelte, doch traten auch eindeutige RD-Strukturen auf.

Im selten beobachteten Extremfalle monoklin ($\Delta \sim 0$) ist 131 eine einzige scharfe Linie. Mit Zunahme der Triklinität erscheinen bei $\Delta = 0,25$ deutlich getrennte Reflexe, bei $\Delta = 0,5$ klar getrennte Linien. Bei gleicher mittlerer Triklinität kann eine zusätzliche „Sanidin-Linie“ (Sa) erscheinen. Schließlich wurde auch der extrem trikline Fall ($\Delta \sim 1$) im Flasergranodiorit-Gebiet von Knoden beobachtet (in Tab. 6 nicht enthalten).

Sogenannte RD-Triklinitäten: „randomly disordered“ im Sinne CHRISTIES (1962) sind statistisch fehlgeordnete Strukturzustände, die sich als diffuse ($d_{131} - d_{1\bar{3}1}$)-Linienverbreiterung ohne saubere Linienaufspaltung äußern. Sie können bei verschiedenen Δ -Werten auftreten. Dies ist an Hand einiger Beispiele auf Taf. 8 Fig. 12 dargestellt.

4.4. Diskussion der gemessenen Daten

Die Liste der 109 Einzelmessungen sowie die Liste der Fundpunkte sind am Mineralogischen Institut der Universität Freiburg/Schweiz deponiert. Eine Zusammenfassung bringen Abb. 10 und Tab. 6; auf Abb. 11 ist die Eintragung der Ergebnisse in die Regionalkarte des Untersuchungsgebietes dargestellt.

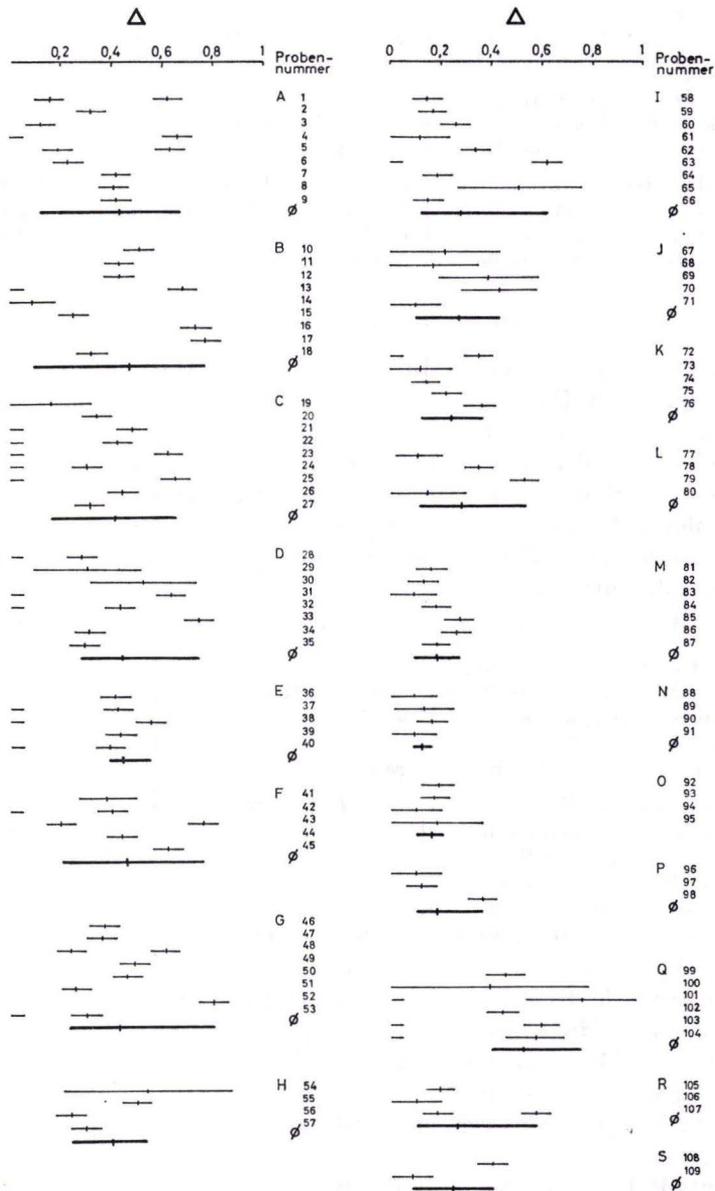


Abb.10. Triaxialität Δ der Kfs-Großkristalle (eine Messung pro Kristall). — deutlich monoklin, bei (131) eine scharfe Linie; ——— deutlich triklin, bei (131/131) zwei scharfe Linien; ——— Bereich für statistisch fehlgeordnet („randomly disordered“) = i.S.v. CHRISTIE (1962); ——— Durchschnittswert und Streubereich der Einzelproben für einen bestimmten Typus bzw. eine Lokalität; A—H: Mittlere Triaxialität $\Delta = 0,40-0,47$; A: Billings/Hahlkopf, B: Märkerwald, C: Heideberg, D: Rimdidim, E: Ludwigsfelsen/Steinkopf, F: NKH, Typ Kaiserturm (mylonit.), G: NKH, Aplitgranit, H: NKH — Lichtenberg, GP. NKH = Neunkircher Höhe; I—L: Mittelkleine Triaxialitäten $\Delta = 0,24-0,28$; I: Kuhirr/Freiheit Laudenau, J: Wildfrauhaus/Altscheuer, K: Rauhestein/Westergiebel, L: Streiterberg; M—P: Kleine Triaxialitäten $\Delta = 0,12-0,18$; M: Kaiserturm, N: Hüttenwald, O: Lichtenberg, P: Rimdidim; Q—S: Zum Vergleich: Q: Knoden/Jenishöhe, R: Heidenberg b. Gadernheim, S: Steinbruch Mandelberg

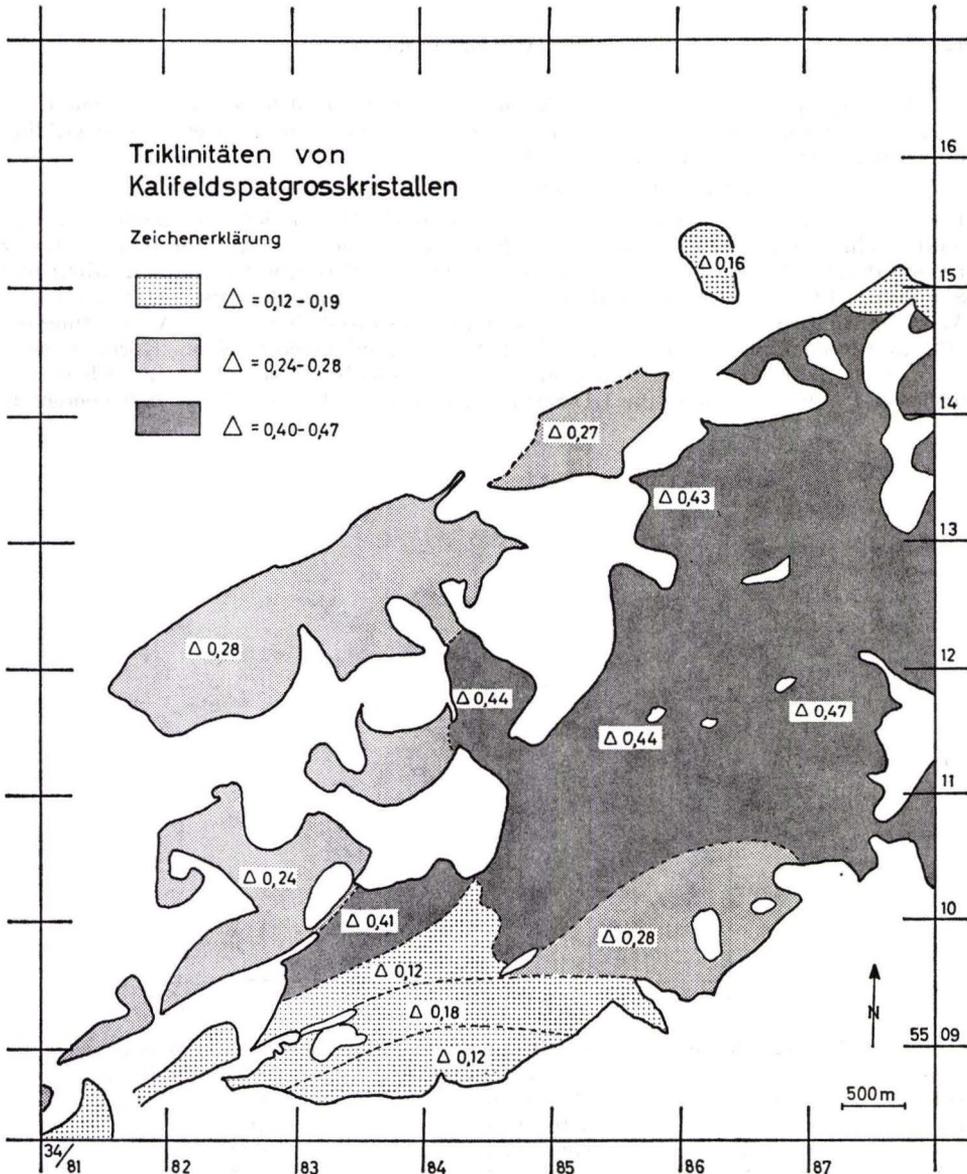


Abb. 11. Geographische Verteilung der durchschnittlichen Triklinitäten von Kalifeldspat-Großkristallen im Raum Neunkircher Höhe — Lichtenberg.

Δ	Typen bzw. Raum
0,12—0,19	Wilde Heid, Kaiserturm, Lichtenberg, Spitalfeld
0,24—0,28	Streiterberg, Westergiebel, Ludwigsfelsen, Wildweibchenstein
0,41—0,47	Steinkopf, Billings, Daumenstein, Märkerwald, Heideberg
Nicht eingetragen:	
0,40	Granodioritporphyrite: Raum Kaiserturm bis Lichtenberg
0,43	Aplitgranite: Raum Neunkircher Höhe
0,52	Granodiorite des Raumes Knoden/Jenishöhe
0,24	Knauersche Gneise des Steinbruchs Mandelberg.

Zur Interpretation der erhaltenen Triklinitäten ist zunächst folgendes zu beachten:

1. Im gleichen Handstück treten an verschiedenen Körnern unterschiedliche Triklinitäten auf: Normale Variation: $\Delta = 0,10$

Extremfall: $\Delta = 0,20$

Diese Variation der Triklinitäten ist nicht erstaunlich, ändert sich doch auch die Triklinität in ein und demselben Kristall, wie dies von verschiedenen Autoren (GOLDSMITH & LAVES 1954b, BARTH, TUTTLE . . .) erwähnt und von EMMERMANN (mündl. Mitt.) und SCHUBERT (1968) für den Odenwald bestätigt wird. So konnte SCHUBERT (1968) in seiner Amphibolit-Arbeit zeigen, daß in einem Individuum sowohl eine saubere Aufspaltung der (131/131)-Reflexe mit beträchtlichen Triklinitätsschwankungen in einem Korn, als auch verbreiterte (131/131)-Bereiche möglich sind. Die Linienbreite schwankte zwischen $\Delta = 0,16$ und $\Delta = 0,68$, während die RD-Strukturen zwischen $\Delta = 0$ und $\Delta = 0,26$ pendelten.

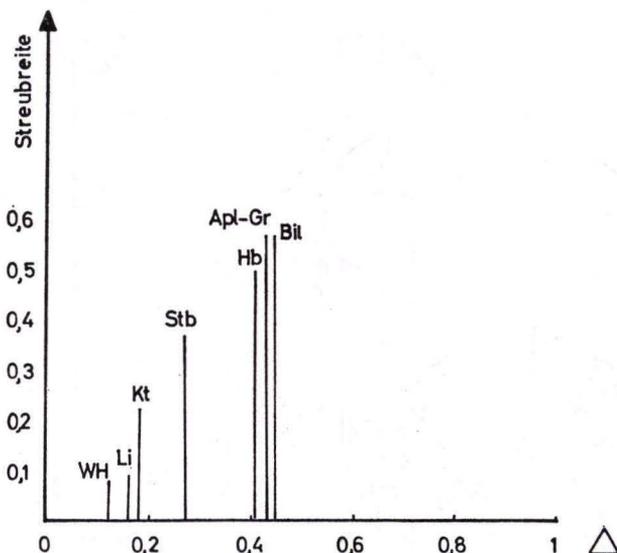


Abb. 12. Durchschnittliche Streuwerte der einzelnen Gesteinstypen.

Typ	Ø	Gesamtstreubreite	Ø Streubreite Δ
WH	0,12	0,09–0,16	0,07
Kt	0,16	0,10–0,19	0,09
Li	0,18	0,09–0,36	0,22
Stb	0,27	0,10–0,62	0,37
Hb	0,41	0,16–0,65	0,49
Apl-Gr	0,43	0,24–0,80	0,56
Bil	0,45	0,12–0,77	0,56

Es kommen somit beide Strukturzustände nebeneinander vor. WENK (1967) hat gezeigt, daß bei relativ rascher Abkühlung eines monoklinen Kristalls sämtliche Triklinitäten als instabile Strukturzustände abgebildet werden können.

2. Es ist daher nicht verwunderlich, daß auch in der gleichen Typuslokalität die Triklinität beträchtlich schwanken kann:

Normale Variation: $\Delta = 0,20$

Extremfall: $\Delta = 0,45$

Unter diesen Umständen muß eine stichhaltige Beweisführung auf Durchschnittswerten aufbauen, da die Streubreiten in verschiedenen Handstücken und hierbei auch in unterschiedlichen Körnern relativ groß sind.

Tab. 6. Durchschnittliche Triklinitäts-Messdaten von Kalifeldspat-Grosskristallen des Raumes Neunkirchen (CuK α -Doppelguinier-Kamera nach JAGODZINSKI)

Lokalität/Raum	Typ	Anzahl Mess.	ϕ . Trikl.	Streubreite der Trikl.
Billings/Hahlkopf	Bil	9	0,43	0,12 - 0,66 = 0,54
Märkerwald	Bil	9	0,47	0,12 - 0,77 = 0,65
Heideberg	Hb	9	0,41	0,16 - 0,65 = 0,49
Rimdidim	Bil	8	0,44	0,28 - 0,74 = 0,46
Ludwigsfelsen/ Steinkopf	Hb/ Stb	5	0,44	0,39 - 0,55 = 0,16
Kaiserturm	myl. Kt	5	0,46	0,20 - 0,76 = 0,56
Kaiserturm	Apl- Gr	8	0,43	0,24 - 0,80 = 0,56
Gesamtgebiet	GP	4	0,40	0,24 - 0,54 = 0,30
Kuhirr/Freiheit Laudenau	Stb	9	0,28	0,12 - 0,62 = 0,50
Wildfrauhaus/ Altscheuer	Stb	5	0,27	0,10 - 0,43 = 0,33
Rauhstein/ Westergiebel	Stb	5	0,24	0,12 - 0,36 = 0,24
Streiterberg	Stb	4	0,28	0,11 - 0,53 = 0,42
Kaiserturm	Kt	7	0,18	0,09 - 0,27 = 0,18
Hüttenwald	WH	4	0,12	0,09 - 0,16 = 0,07
Lichtenberg/ Spitalfeld	Li	4	0,16	0,10 - 0,19 = 0,09
Rimdidim	Kt	3	0,19	0,10 - 0,36 = 0,26
<u>Zum Vergleich:</u>				
Knoten/Jenishöhe	Stb/ Bil	6	0,52	0,39 - 0,75 = 0,36
Heidenberg (Gad.)	Stb	3	0,26	0,10 - 0,57 = 0,47
Mandelberg	Gneis	2	0,24	0,08 - 0,40 = 0,32

Dies berücksichtigend, kann man folgendes feststellen:

1. Die Triklinitäten der Granitoide sowie der Granodioritporphyrite sind intermediär (Durchschnitt $\Delta = 0,33$).
2. Die Schwankungsbreiten in den verschiedenen Typen sind groß, es spricht also nichts für eine egalisierende Regionalmetamorphose an den Granitoiden, durch welche deren Paralleltexur (Flaserung) entstanden sein könnte.
3. Da im Tieftemperaturbereich Einstellung auf volle Triklinität erfolgen sollte, sind intermediäre Zustände instabil, es ist also ungewiß, ob der Zwischenzustand auf dem Wege triklin \rightarrow monoklin oder monoklin \rightarrow triklin erreicht wurde. Sowohl mäßige Erhitzung, wie regionale Mylonitisierung, wie hydrothermale Nachphasen fördern die Triklinisierung.
4. Niedere Triklinitäten zeigen einmal die Abarten der biotitdioritischen Gruppe (Biotitgranodiorite I mit $\Delta = 0,12-0,18$), zum andern der massige Lichtenberggranit ($\Delta = 0,16$). Hohe Triklinitäten weisen die stärker flasrigen Biotitgranodiorite II auf, die ja unter Zunahme der Quarzphase bis zu Blastomyloniten kommen: 0,27 (Streiterberg) bis 0,43 (Heideberg, Billings, Aplitgranit). — Auch die Streubreiten nehmen im gleichen Sinne zu, wie Abb. 12 zeigt.
5. Gesamthaft ergibt sich folgendes Bild: Das älteste und das jüngste Gestein des Gesamtkomplexes haben niedere Triklinitäten. Bei den Gesteinen dazwischen geht die Zunahme der Triklinität parallel der Streifigkeit und der Zunahme der Kalifeldspat- und Quarzführung. Dies läßt sich am einfachsten so verstehen, daß (abgesehen von der mit der Kalifeldspat- und Quarzzuführung verbundenen Durchbewegung) alle Gesteine einen Kalifeldspat mit niederer Triklinität führen würden. Dadurch erklärt sich auch das Auftreten von reliktschen Sanidinlinien in Typen Heideberg, Billings, Aplitgranit.

Der Lichtenberg-Granit würde demnach seine niedere Triklinität behalten haben, weil er erst nach der Durchbewegungsphase an seinen Platz kam. Wenn nun die Flasergranitoide mit der Abart Lichtenberg genetisch zusammengehören, läßt sich die der Lichtenberg-Platznahme vorangehende Durchbewegung nicht als regional-metamorphes Geschehen verstehen, sondern nur als ein besonderes Ereignis, das gerade diejenigen Substrate überformte, die im Begriffe waren aufzudringen.

5. Geochemische Untersuchungen im Neunkircher Komplex

5.1. Einleitung

Aufgrund makro- und mikroskopischer Untersuchungen haben wir in unserem Raum biotitdioritische bis granitische Gesteinstypen unterschieden. Von den besten Aufschlüssen jeden Typs wurden nun die wichtigsten Oxide quantitativ erfaßt. Die Bestimmung erfolgte röntgenspektralanalytisch, mit Ausnahme von MgO, das mit der Atomabsorption gemessen wurde, und dem flammenphotometrisch bestimmten Na₂O.

Erfaßt wurden die Hauptelemente Si, Ti, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, sowie einige Spurenelemente (Ba, Rb, Sr, Zr), soweit uns dies zur Charakterisierung der Typen

nützlich schien; dies im Sinne von NOCKHOLDS & ALLEN (1953), wonach Korrelationen zwischen Spurenelementen oder zwischen Hauptelementen und sie vertretenden Spurenelementen genetisch aufschlußreich sind.

Die Art unserer Typencharakterisierung zeigt, daß wir nicht in der Weise statistisch gearbeitet haben, wie es zur Ausarbeitung regionaler Verteilungspläne (Isotelementebereiche) notwendig gewesen wäre. Dies muß einer eigenen Arbeit überlassen bleiben. Ebenso sollten in einer speziellen Studie die Kalifeldspat-Einsprenglinge getrennt von den Grundmasse-Kristallen erfaßt werden. Man würde so Hinweise über Stoffverschiebungen während der synorogenen Platznahme und Konsolidierung erhalten.

5.2. Analytisches Vorgehen

Um eine Übersicht über die Variabilität zwischen den einzelnen Typen zu erhalten, wurden 30 Proben qualitativ auf Haupt- und Spurenelemente untersucht. Hierbei zeigte sich, daß innerhalb des gleichen Typs in der Tat die Reflexintensitäten für die Elemente \pm gleich sind, daß sie sich aber von einem Typ zum nächsten deutlich verändern. So nimmt (vom Biotitdiorit zum Aplitgranit) die Intensität der Peaks von Ti, Al, Fe, Mg, Ca deutlich ab, jene von Si und K ebenso deutlich zu.

Die Homogenität innerhalb jedes Typs erlaubte uns, je eine Probe pro Typ zur quantitativen Bestimmung herauszuziehen. Die Bestimmung erfolgte an unserem Siemens-Sequenz-Röntgenspektrometer SRS 1 mit einer Cr-Röhre.

5.3. Untersuchungsmethodik

Die näheren Unterlagen, analytische Vorschriften, Konzentrationsempfehlungen für die Standardgesteine usw. sind am Mineralogischen Institut einsehbar. Dort findet sich auch das Protokoll der Fehlerbetrachtung (gesamter „präparativer Fehler“-apparativer und zählstatistischer- von ca. 1,5% rel). — Referenzproben: G-2; GSP-1; AGV-1; BCR-1; GA; GH; DR-N; IG 1.

5.3.1. Probennahme

An den Typuslokalitäten wurden jeweils zwei bis fünf frische, verwitterungsfreie Proben zu 10–15 kg genommen. Die relativ große Menge pro Probe war bedingt durch die Forderung, eine gute statistische Verteilung der einzelnen Komponenten zu gewährleisten, vor allem auch in Hinblick auf die Kalifeldspat-Großkristalle.

5.3.2. Probenzerkleinerung

Das Probengut wurde zunächst mit dem Hammer grob zerkleinert, dann in einem Labor-Backenbrecher auf 2–5 mm Korndurchmesser heruntergebrochen. Nach wiederholter Viertelung bis auf 200 g wurde diese Menge in einer Scheibenschwingmühle (Wolframkarbid-Mahlscheiben: 96% WC + 4% Co) feingemahlen. Nach 20 min ist die für RFA-Methodik erforderliche mittlere Korngröße von 40μ erreicht.

5.3.3. Glühverlustbestimmung

Etwa 2 g jeder Probe wurden in einem Porzellan-Tiegel auf Tiegelschuhen 1 Stunde bei 1050°C geglüht und anschließend eine Stunde im Exsikkator abgekühlt; die Wägedifferenz wurde in Prozente umgerechnet.

5.3.4. Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

5.3.4.1. Vorbereitung zur qualitativen Übersichtsanalyse (sowie zur Spurenelementbestimmung).

Hierzu werden etwa 4 g des Gesteinspulvers mit 5–6 Tropfen 2,5%iger Mowiolösung (Bindemittel) versetzt und mit einem Gesamtdruck von 5–6 t zu Tabletten ($\varnothing = 27$ mm) gepreßt.

5.3.4.2. Vorbereitung zur quantitativen Analyse der Hauptelemente

Die Bestimmung der Hauptelemente erfolgte nach dem Schmelzgießverfahren nach EMMERMANN/OBI (1971), wo man die Vorteile näher dargestellt findet. — Nach Herstellung der Lithiumtetraborat-Vorschmelze wurden Glasscheibchen gegossen. Das Protokoll der analytischen Vorschrift ist am Mineralogischen Institut deponiert.

5.3.4.3. Messung der Proben, Herstellung von Eichkurven

Für die Hauptelemente werden die unter 5.3.4.2. genannten $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ -Schmelztabletten mit La_2O_3 -Zusatz verwendet, für die Spurenelemente hingegen werden die unter 5.3.4.1 erwähnten Preßtabletten benützt. Bei der Messung am SRS 1 sind die verschiedenen Hauptelement-Konzentrationen jeweils in einem Arbeitsgang (mit Einschaltung der Blindprobe, also unter gleichen Gerätebedingungen wie Spannung, Stromstärke. . .) ermittelt worden.

Zu den Hauptelementen:

Untersuchungsmaterial und Referenzproben werden in gleicher Weise behandelt. Aus letzteren konnte ohne weiteres eine gerade Eichkurve für jedes zu untersuchende Element hergestellt werden. Eine Blindprobe (Zusammensetzung: 4 g Vorschmelze, 720 mg SiO_2 , 80 mg MgO) zur Untergrundbestimmung ist bei jeder Messung mitbenutzt worden. Nur bei Si und Al ist der Untergrund seitlich des Reflexes an störungsfreier Stelle gemessen worden.

Zu den Spurenelementen:

Die quantitativen Bestimmungen erfolgten mit den Pulverpreßlingen, da eine Verdünnung der Proben im Schmelzgießverfahren die Bestimmung der schon geringen Konzentrationen dieser Elemente erschweren würde. Die Aufzeichnung des Schreibers wurde durch Ausmessen der Reflexhöhe ausgewertet. Auch in diesem Fall waren die Eichkurven (nach Verwertung der Untergrundkorrektur) recht gute Geraden.

5.3.5. Bestimmung von Na und Mg

Na_2O ist flammenphotometrisch, MgO dagegen mit der Atomabsorption gemessen worden.

5.3.5.1. Vorbereitung für beide Messungen

Je 100 mg der getrockneten Probe wird mit HF/HClO_4 in PT-Schalen 3 mal aufgeschlossen. Der Trockenrückstand wird mit HCl 0,1 n gelöst, anschließend in 100 ml Kolben mit H_2O bis zur Marke aufgefüllt. Da keine Doppelbestimmung durchgeführt wurde, sind zur Kontrolle der Güte der Messungen die zwei Standards AGV und BCR mitbestimmt worden. Eine Blindlösung diente der Messung des Untergrundes.

Aus der Analyselösung (1000 ppm) sind jeweils 10 ml abpipettiert und nach Zugabe geeigneter Zusätze (s. unten) — um die Matrixeffekte auszuschalten — mit H_2O in Meßkolben auf 100 ml aufgefüllt worden. In dieser Weise ist die Konzentration an Ausgangssubstanz 100 ppm, d.h. die in ppm bestimmten Konzentrationen für Na und Mg geben den Gehalt der Substanz an den betreffenden Elementen in Prozenten an.

5.3.5.2. Mg-Bestimmung (Perkin-Elmer-Atomabsorptionsspektrometer 303)

Zur Eliminierung der Störungen sind je 5 ml La_2O_3 und CsCl zu den Proben zugegeben worden. Für die Herstellung der Eichkurve ist eine MgO -Lösung (1000 ppm) nötig; durch Verdünnung und Zugabe der obengenannten Zusätze sowie 10 ml Al -Lösung (100 ppm) wurden 10 Eichpunkte im Bereich 0,1–3 ppm aufgetragen.

5.3.5.3. Na-Bestimmung (Beckmann-Flammenphotometer)

Hier wurden für die Beseitigung der Störungen 10 ml einer $\text{CsCl}/\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ -Lösung zur Aufschlußsubstanz zugegeben. Für die Eichkurve sind aus einer 1000 ppm Na_2O -Lösung 7 Konzentrationen im Bereiche 1–8 ppm ausgewählt worden.

5.4. Analytische Ergebnisse

In Tab. 7 sind die eigenen Gesteinsanalysen, in Tab. 8 entsprechende Analysen aus der Literatur zusammengestellt. Die Fundorte für die eigenen Analysen ergeben sich aus folgender Liste:

Nr. auf Tab. 7	Typ	Koordinaten	Anzahl der Übersichtsanalysen
1	Biotitdiorit (Hüttenwald)	83990/09570	2
2	Granodiorite und Granite: Typ Wilde Heid	83235/08750	2
3	Typ Kaiserturm	84360/09340	3
4	Typ Heideberg	84125/10410	4
5	Typ Streiterberg	82500/12250	3
6	Typ Billings	85900/13200	5
7	Typ Lichtenberg	86330/15140	6
8	Aplitgranit (Kaiserturm)	83910/09190	2
<i>Vergleichsanalysen</i> (teils außerhalb des Kartierungsgebietes)			
0	Hornblendeführender Biotitdiorit (Eck-Berg)	82770/08750	1
Granodiorite und Granite:			
—	Typ Streiterberg (Knoten)	80050/06450	1
—	Typ Billings (Herrenwald)	87800/13375	1

Tab. 7. Elementkonzentrationen in Biotitdioriten, Biotitgranodioriten und Biotitgraniten im Raume Neunkircher Höhe - Lichtenberg, angeordnet nach steigendem SiO₂-Gehalt

Typ Gew.-%	(0)	(1)	(2)	(3)	(5)	(4)	(7)	(6)	(8)
	Ho-BiDr	BiDr	WH	Kt	Stb	Hb	Li	Bil	Apl-Gr
SiO ₂	54,65	58,15	65,40	66,38	68,75	71,90	71,91	73,25	75,05
TiO ₂	1,10	0,99	0,54	0,48	0,32	0,24	0,23	0,17	0,12
Al ₂ O ₃	18,50	18,35	16,40	16,55	15,40	14,42	14,35	13,32	13,07
Fe ₂ O ₃	8,85	7,93	4,75	4,27	3,48	2,76	2,71	2,07	1,85
MgO	2,69	2,19	1,21	1,26	0,69	0,71	0,65	0,41	0,34
CaO	6,24	5,67	3,10	3,25	2,09	1,80	1,32	1,03	0,78
Na ₂ O	3,86	3,76	4,16	4,35	4,59	3,66	4,15	3,97	3,20
K ₂ O	1,55	2,67	3,15	2,57	3,67	4,25	4,17	4,50	5,27
H ₂ O	1,46	0,95	1,0	1,21	0,97	0,82	0,99	0,73	0,86
Total	98,90	100,67	99,71	100,32	99,96	100,56	100,48	99,27	100,54
ppm									
Ba	620	1430	1280	1140	1510	1240	1220	970	930
Rb	45	82	104	115	85	125	125	135	156
Sr	472	532	295	222	220	195	155	135	107
Zr	195	228	195	155	185	120	142	110	95

Verhältnisse:

K/Rb	287	270	252	185	358	282	277	277	281
Ca/Sr	94,49	76,13	75,25	104,50	67,73	66,15	60,65	54,81	52,33
Sr/Ca	10,58	13,14	13,29	9,57	14,77	15,12	16,49	18,24	19,11
Rb/Sr	0,095	0,154	0,284	0,518	0,386	0,641	0,806	1,00	1,457

Tab. 8. Geochemische Gesteinsanalysen (Raum Neunkirchen)
verschiedener AutorenI Einzelanalysen:

- 1 CHELIUS (1901), Typ Stb/Bil (Steinbruch Billings)
- 2 CHELIUS (1901), GP (Rimdidim)
- 3 KNAUER (1968), Nr. 98, Aplitgranit (Kaiserturm)
- 4 KNAUER (1968), Nr. 123, Aplitgranit (Kaiserturm)
- 5 KNAUER (1968), Nr. 199, Typ Lichtenberg (Lichtenberg)
- 6 KNAUER (1968), Nr. 202, Typ Streiterberg (Stbr. Streiterberg)
- 7 HORN (1966), Nr. 1, Typ Streiterberg (Stbr. Streiterberg)
- 8 HORN (1966), Nr. 66, GP (Steinbruch Billings)

II Durchschnittliche Analysenwerte:

- 9 KLEMM & WEBER-DIEFENBACH (1974): \emptyset von 9 Ho-BiDr
- 10 KLEMM & WEBER-DIEFENBACH (1974): \emptyset von 25 BiDr
- 11 KNAUER (1968): \emptyset von 7 Bi-Gneis I
- 12 KNAUER (1968): \emptyset von 7 Bi-Gneis II
- 13 KNAUER (1968): \emptyset von 13 Bi-Gneis III
- 14 KNAUER (1968): \emptyset von 9 Flasergneisen
- 15 KNAUER (1968): \emptyset von 5 Aplitgraniten
- 16 HELLMANN (1971): \emptyset von 41 GP Typ Rimdidim
- 17 HELLMANN (1971): \emptyset von 21 GP Typ Mühlberg

Nr.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	68,11	0,07	15,80	4,05	0,96	2,43	4,41	2,80
2	67,43	0,07	14,75	3,0	1,30	2,41	4,54	3,67
3	70,10	0,09	15,10	1,44	0,47	1,0	2,40	5,44
4	68,20	0,01	15,60	1,71	0,42	1,48	2,63	5,58
5	71,20	0,23	15,20	2,12	0,73	1,52	4,61	3,87
6	69,0	0,38	15,50	3,90	1,25	2,51	4,93	2,55
7	69,31	0,32	16,79	3,97	0,49	2,87	4,05	3,01
8	66,32	0,37	17,51	3,74	2,35	3,39	2,43	3,35
9	55,0	0,76	17,20	7,90*	5,70	7,60	2,70	1,58
10	58,90	0,75	18,20	6,40*	2,20	5,10	4,0	2,04
11	67,0	0,41	15,80	2,59	1,90	3,05	4,83	2,72
12	68,46	0,29	16,08	2,11	1,23	2,01	4,68	3,30
13	67,08	0,35	16,66	2,53	1,65	2,40	5,26	2,55
14	67,61	0,35	16,39	3,35	1,0	2,38	4,67	2,93
15	70,68	0,12	15,26	1,39	0,57	1,19	3,37	5,46
16	67,76	0,44	16,43	2,45	-	1,94	-	4,18
17	63,01	0,71	16,20	3,83	-	3,32	-	3,98

* Gesamteisen als FeO

5.4.1. Allgemeine Bemerkungen

Der Vergleich mit den übrigen Resultaten ergibt folgendes:

a. Die Typeneinteilung der petrographischen Untersuchung wird bestätigt: die einzelnen Abarten unterscheiden sich im Gehalt an einzelnen Elementen (bzw. Oxiden) signifikant voneinander.

b. Betrachtet man die einzelnen Typen, so fallen zwei Tatsachen auf:

1. die starke geochemische Verwandtschaft zwischen den Typen Heideberg und Lichtenberg,

2. das Flasergestein Typ Billings ist „granitischer“ als der homophane Granit Typ Lichtenberg.

c. Hinsichtlich der untersuchten Elemente ist zu bemerken:

1. Es zeigt sich eine stetige SiO_2 -Zunahme von den Biotitdioriten bis zum Aplitgranit (58,15—75,05 Gew.-%).

2. Fe und Ti sind geochemisch eng miteinander verknüpft; sie kommen (abgesehen von den Akzessorien Rutil, Titanit, Erze) in Biotit und Hornblende vor. Das Verhalten von Fe und Ti entspricht somit der Farbzahl: der TiO_2 -Gehalt sinkt stetig gegen die granitischen Typen (von 0,99—0,12 Gew.-%), während Fe_{tot} als Fe_2O_3 von 7,93 auf 1,85 abnimmt.

3. Al_2O_3 ist in den BiDr mit 18,35 Gew.-% vertreten und nimmt gegen die Aplitgranite ab (13,07 Gew.-%).

4. Ca, vertreten in Plagioklas, Hornblende und Apatit, sinkt von 5,67 Gew.-% CaO bei den BiDr auf 0,78 Gew.-% bei den Aplitgraniten.

5. Der K_2O -Anteil steigt gegen die granitischen Typen. Er verteilt sich auf Biotit und Kalifeldspat. (Ein Vergleich dieser Daten mit den betreffenden Modalanalysen zeigt, daß nicht etwa die größeren Kalifeldspat-Anteile im Gestein durch das Verschwinden des Biotits erklärt werden können.)

6. MgO nimmt von 2,19 Gew.-% bis 0,34 Gew.-% ab, während Na_2O in allen Typen etwa um $3,95 \pm 0,7$ Gew.-% schwankt.

7. Bei den Spurenelementen zeigt sich (entsprechend der Diadochie von Rb/K und Sr/Ca) eine Rb-Anreicherung (von 85—156 ppm) in der „sauren Restschmelze“ sowie die stetige Abnahme der Sr-Werte von 532 (bei den BiDr) auf 107 ppm (bei den Apl-Gr). Die Zr-Gehalte sinken gegen die Granite (etwas schwankend) von ca. 230 auf 100 ppm, während Ba zwischen 930 und 1510 ppm pendelt mit einem deutlichen Mittel um 1200 ppm.

5.4.2. Elementepaare (Korrelationsdiskussion)

Im folgenden werden nun einige Ergebnisse der geochemischen Analyse elementenpaarweise diskutiert. Dazu eine Vorbemerkung:

Im Verlaufe der Kristallisation — sei es magmatische Erstarrung oder Metamorphose — werden die verschiedenen Elemente unterschiedlich verteilt, angereichert oder verdrängt. Kontamination verändert abermals. Nach HEIER (1962) hängt bei gegebenen Konzentrationen das Ausmaß der Aufnahme von Spurenelementen in Minerale

1. von den Ioneneigenschaften (Größe, Ladung, Polarisationsvermögen), Angaben — nach AHRENS und NOCKHOLDS — siehe bei EMMERMANN 1968,

2. von der Kristallstruktur und Zusammensetzung (Art der chemischen Bindung, Koordinationsverhältnisse) und

3. von physiko-chemischen Bedingungen der Umgebung (p, T, x) ab.

5.4.2.1. Kalium und Rubidium (Abb.13)

Die bezüglich Ionenradius und Elektronegativität eng miteinander verwandten Elemente Kalium und Rubidium bilden ein kohärentes Paar und vertreten einander im Kristallgitter. Wegen des etwas größeren Radius und seiner geringeren Bindungsenergie (NOCKOLDS 1956) kommt es zu einer Rb-Anreicherung in den spät-kristallisierenden K-Mineralien (der sauren Restschmelze). Mit zunehmender Differentiation ändert sich somit das K/Rb-Verhältnis ($R = x/1$) zugunsten des Rb. Der etwas größere Ionenradius führt auf der anderen Seite dazu, daß Rb gegenüber K bevorzugt in Gitterplätze mit Zwölferkoordination (Glimmer) und erst in zweiter Linie in Gitterplätze mit Achterkoordination (Feldspäte) eingebaut werden.

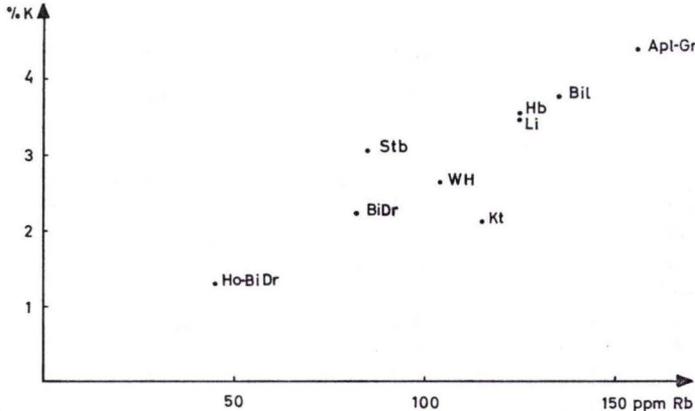


Abb. 13. Variationsdiagramm K/Rb.

AHRENS et al. (1952) hatten für das K/Rb-Verhältnis für Magmatite einen konstanten Wert postuliert, nämlich $R = 90$. SHAW (1968) zeigte, daß diese Hypothese nicht aufrechterhalten werden kann, sondern daß dieses Verhältnis mit der Differentiation des Magmas abnimmt. Er begründete diese Änderung mit der Zunahme der Rb-Konzentration bei der Differentiation des Magmas, wobei das K relativ konstant bleibt. Für die nachstehenden Minerale gibt er folgende R-Werte an:

Biotit	80
Muskovit, Kalifeldspat, Olivin, Pyroxen	200—300
Plagioklas	300—?
Amphibol	1100

Dies würde beweisen, daß Biotite (bezogen auf den K-Gehalt) hohe Rb-Konzentrationen aufweisen. Wie aus den R-Werten ersichtlich ist, ist die Schwankung von R in Magmatiten zur Hauptsache von den Konzentrationen an Biotit und Hornblende abhängig.

SCHROLL & GROHMANN (1965) besprechen nach einer kritischen Durchsicht der modernen Literatur rund 210 neue R-Werte mittel- und südeuropäischer Gesteine. Sie folgern, daß unterschiedliche K/Rb-Werte in Granitoiden verschiedenen Stockwerken der Kruste und/oder auch einer zeitlichen Abfolge entsprechen. Als Maß für das Intrusionsniveau haben nach den Autoren die K/Rb-Werte für das österreichische Moldanubikum und das Alpenkristallin zu folgender Einteilung geführt: Während Aplite, Pegmatite, Migmatite, Diapirgranite, saure Enddifferentiate (also diskordante Granodiorite und Granite) meist R-Werte von 100—150 haben, zeigen konkordante granitoide Gesteine des Grundgebirges K/Rb-Werte über 150/250. Hochplutone mit deuterischer Mineralisation sowie Pegmatite haben nach den Autoren R-Werte unter 100, während Sedimente (Tongesteine und Sandsteine) sowie Paragneise meist über 200 liegen bezüglich dem R-Verhältnis.

Von besonderem Interesse erscheint in diesem Zusammenhang der K/Rb -Wert unserer Gesteinstypen. Eine Verschiebung in der Relation der chemisch kohärenten Elemente weist auf geochemische (d.h. magmatische) Fraktionierungsprozesse hin. Die R -Werte der verschiedenen Typen sind in Tab.7 eingetragen und in Abb.13 dargestellt.

Dabei zeigt sich folgendes:

1. Die Zweiteilung in unserem Arbeitsgebiet ist erkennbar: die biotitgranitische Gruppe hat einen deutlich höheren Kaligehalt, und gegen die Aplitgranite hin zeigt sich eine Rb -Zunahme (Rb -Anreicherung in der sauren Restschmelze!).

2. Es ergibt sich ein mittlerer R -Wert von 274. Die Ergebnisse von SCHROLL & GROHMANN (1965) treffen damit auch für das Gebiet der Neunkircher Höhe zu. Die Intrusionsabfolge wird durch das K/Rb -Verhältnis gut gezeigt.

3. Die Frage Para-/Orthogesteine läßt sich in unserem Arbeitsgebiet durch die R -Werte nicht entscheiden. Das ähnliche Verhalten der R -Werte bei den Granodioritporphyriten weist jedoch auf die „magmatische Natur“ der granodioritischen Gesteine des Neunkircher Komplexes hin.

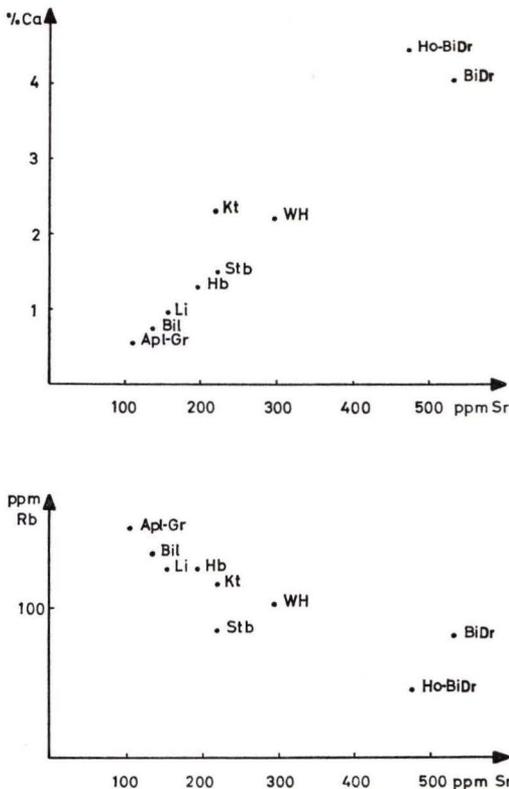


Abb.14a u. b. Gegenläufiges Verhalten in den Variationsdiagrammen Ca/Sr und Rb/Sr .

5.4.2.2. Calcium und Strontium (Abb.14a)

Dieses Elementepaar hat im allgemeinen eine positive Korrelation, Ca-reiche Gesteine enthalten auch viel Sr. Der Einbau erfolgt in Feldspat, und zwar (wegen des mittleren Ionenradius von Sr) sowohl in Plagioklas als auch in Kalifeldspat: $\text{Ca}^{2+} r = 1,01 \text{ \AA}$; $\text{Sr}^{2+} r = 1,18 \text{ \AA}$; $\text{K}^{1+} r = 1,33 \text{ \AA}$.

In granitischen Gesteinen verkleinert sich mit fortschreitender Differentiation (Abnahme des Ca, Zunahme des K) das Ca/Sr-Verhältnis, weil sich Sr bevorzugt an die Stelle des K setzt.

Nach VLASOV (1966) und MADEL (1968) ist Sr in granitoiden Gesteinen zu ca. 50–60% an Plagioklas gebunden und zu 30–40% an Kalifeldspat. In den Tabellen von TUREKIAN & KULP (1956) sind die Gehalte an Ca und Sr in verschiedenen Gesteinen angegeben. Bei den nachfolgenden Gesteinen sind die niedrigsten und höchsten Werte und die Mittelwerte sowie die Sr-Ca-Verhältnisse aus diesen Tabellen angegeben:

Gestein	% Ca	Mittelwert	ppm Sr	Mittelwert	$\frac{\% \text{Sr}}{\% \text{Ca}} \cdot 10^3$
85 Granodiorite	1,0–5,0	1,9	47–856	440	23,0
85 Granite	0,1–1,0	0,6	6–980	100	16,7
1 Granophyr	1,6	—	137	—	8,6
1 Granitporphyr	0,87	—	23	—	2,7

In Bezug auf die Neunkircher Gesteine ergibt sich folgendes:

1. Das Ca/Sr-Verhältnis ist für alle Gesteine des Raumes sehr konstant, es beträgt durchschnittlich 64; es ergibt sich eine sehr gute positive Korrelation. Nach den Untersuchungen von GROHMANN (1965) kommen bei granitoiden Gesteinen Ca/Sr-Werte von 6–2000 vor, jedoch liegt das Mittel bei 52, was durchaus mit unseren Resultaten übereinstimmt.

2. Nach den Richtwerten von TUREKIAN & KULP (1956) sind die Typen Wilde Heid, Kaiserturm und Streiterberg bezügl. der Ca-Sr-Gehalte zu den Granodioriten zu zählen, während die Typen Lichtenberg, Billings und Aplitgranit Granite sind.

3. Die biotitdioritischen Gesteine (\pm Ho-Führung) sind von den anderen abgesetzt und zeigen so ihre relative Eigenständigkeit.

4. Das Diagramm zeigt, daß die Typen Wilde Heid und Kaiserturm in bezug auf das Ca/Sr-Verhältnis zu den kalireicheren Gesteinen vermitteln, entsprechend unserer allgemeinen Vorstellung von der Abfolge: Biotitdiorit \rightarrow Biotitgranodiorit \rightarrow Biotitgranit.

5.4.2.3. Rubidium und Strontium (Abb. 14b)

Da — wie oben gesehen — das Rubidium sich gegen die Granite hin anreichert und der Sr-Gehalt wegen der Abnahme des Ca abnimmt, ergibt sich eine negative Korrelation, also eine inverse Beziehung zwischen Rubidium und Strontium.

5.4.2.4. Barium und Strontium (Abb. 15a)

Barium nimmt aufgrund seines Ionenradius von $1,34 \text{ \AA}$ (HEIER & TAYLOR 1959) bevorzugt die Gitterplätze des Kaliums ein ($\text{K}^{1+} r = 1,33 \text{ \AA}$). Daher wird Ba in Biotit und Kalifeldspat eingebaut, wobei nach HAHN-WEINHEIMER & ACKERMANN (1967) und EMMERMANN (1968) der Ba-Gehalt der frühgebildeten Kalifeldspate beträchtlich höher ist als bei den Restdifferentiaten. In pegmatitischen Feldspaten ist Sr relativ zu Barium angereichert, wobei das Ba/Sr-Verhältnis bei zunehmender Fraktionierung fällt (TAYLOR 1965). Somit kann das Ba/Sr-Verhältnis als empfindlicher Indikator für die Abfolge der

Feldspatkristallisation angesehen werden. Eine spezielle Untersuchung der Kalifeldspat-Einsprenglinge gäbe weitere Hinweise.

Unser Variationsdiagramm zeigt die durchschnittlichen Gehalte der Spurenelemente Ba und Sr in den 8 Typen. Die Korrelation im Gesamten ist nicht sehr gut; unterscheidet man jedoch zwischen der biotitdioritischen und der biotitgranitischen Gruppe, so zeigt es sich, daß einerseits die Typen Biotitdiorit, Wilde Heid, Kaiserturm (+ Heideberg) in einer sehr guten Korrelation stehen, andererseits die Typen Streiterberg, Lichtenberg, Billings und der Aplitgranit. Dies unterstreicht nicht nur die „Eigenständigkeit“ des „Gfl“-Magmas, sondern erlaubt es auch, die Gesteine der biotitdioritische Gruppe als Übergangstypen zu betrachten.

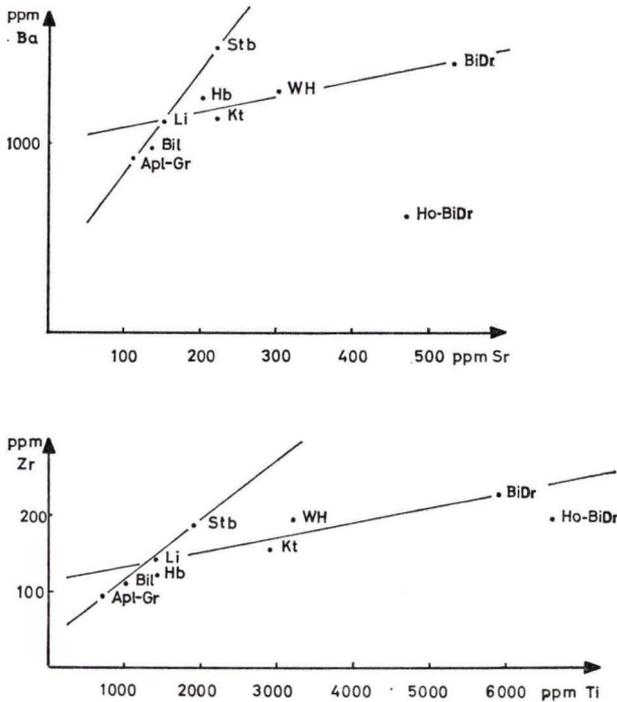


Abb. 15a u. b. Deutlich verschiedener Trend für die biotitdioritische und biotitgranitische Gruppe: Variationsdiagramme Ba/Sr und Zr/Ti.

5.4.2.5. Strontium und Titan (Abb. 16)

Die Abhängigkeit der Sr-Werte von der Differentiation ist deutlich. Wir stellen eine positive Korrelation mit relativ geringer Streuung fest. Es ist dabei zu bemerken, daß auch hier der Hornblende-Biotitdiorit als selbständiger Typ aus der Betrachtung fällt.

5.4.2.6. Eisen und Titan (Abb. 17a)

Zwischen Titan und Eisen bestehen enge geochemische Beziehungen. Nach MARIN (1966) kommt Ti (abgesehen von Rutil, Titanit, Ilmenit, Magnetit und Hämatit) vor allem in Biotit und Hornblende vor, weshalb der Gehalt gegen die sauren Gesteine ab-

nimmt. EMMERMANN (1968) wies im Albitgranit den Biotit als Hauptträger der beiden Elemente nach (2% Ti und 14% Fe).

Das Verhältnis $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$ zeigt eine gute positive Korrelation zwischen den beiden Oxiden.

5.4.2.7. Silizium und Titan (Abb.17b)

Nach MARIN (1966) ist eine negative lineare Korrelation zwischen Ti und Si für granitische Gesteine typisch; allerdings stellen POPOLITOV et al. (1966) fest, daß die Korrelation nur bei Si-reichen Gesteinen gut definiert sei.

Für den Raum Neunkirchen ergibt sich, wie das Diagramm zeigt, eine sehr gute negative Korrelation, was eher auf magmatische Bildungsprozesse hinweist.

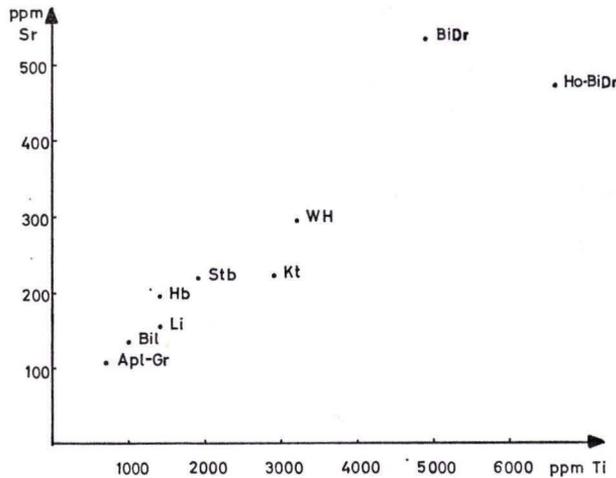


Abb.16. Variationsdiagramm Sr/Ti.

5.4.2.8. Zirkon und Titan (Abb.15b)

Das Mineral Zirkon gehört bei der Differentiation eines normalgranitischen Magmas zu den Frühausscheidungen und kann als Leitmineral für den unverfälschten Primärbauplan eines Plutonkörpers gelten, da er sich gegenüber sekundären chemischen und physikalischen Veränderungen sehr widerstandsfähig verhält. Nach GROHMANN (1965) ist Zr in Graniten zu 50% an Zirkon gebunden, Plagioklase enthalten max. 30 ppm Zr, Glimmer 40 ppm, Augit und Hornblende bis zu 140 ppm. Titanit hat eine merkliche Zr-Konzentration, da es gegen Ti austauschbar ist (DEGENHARDT 1956).

Aus Tab.7 ist ersichtlich, daß der Gehalt an Zr mehr oder weniger kontinuierlich abnimmt, und zwar in der Reihenfolge: Biotitdiorit → Flasergranodiorit → Granit, was den modalen Tatsachen entspricht. MADEL (1968) hat in seiner Dissertation durch Vergleich verschiedener Granittypen folgendes nachgewiesen:

1. Bei magmatisch differenzierten Graniten sind die Gehalte von Zr und Ti sehr eng miteinander gekoppelt.
2. Der Differentiationstrend strebt, von hohen Ti- und Zr-Werten ausgehend, geradlinig einem sehr nahe am Nullpunkt liegenden Bereich zu, d.h. es bleibt trotz

wechselnder pT-Bedingungen im Laufe der Kristallisationsgeschichte ein konstantes Ti/Zr-Verhältnis bestehen.

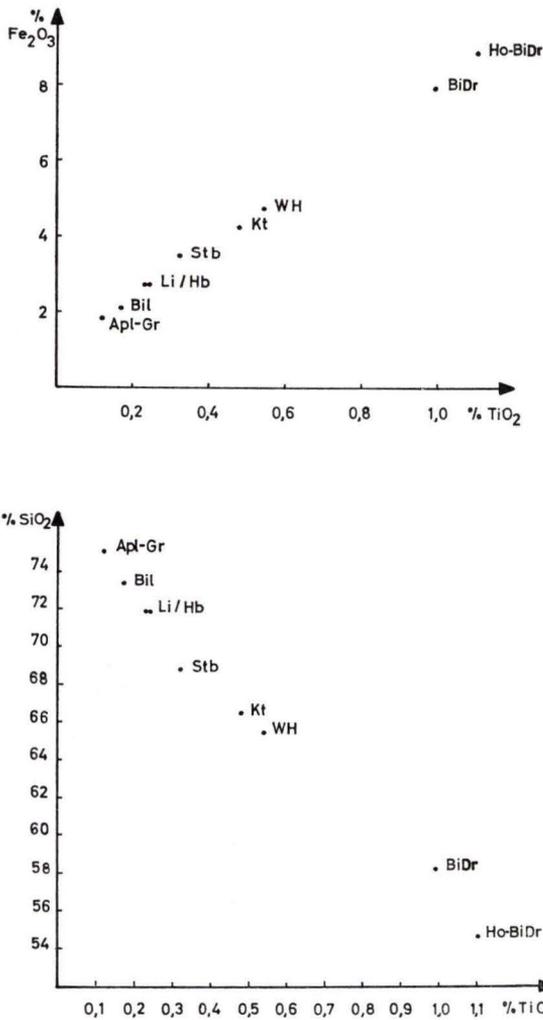


Abb. 17a u. b. Gegenläufiges Verhalten in den Variationsdiagrammen $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ und $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$.

Diese Feststellung trifft auch für unsere Gesteine zu und ist deutlich trotz der kleinen Anzahl von Analysen. Die gleiche Steigung des Ti/Zr-Differentiationstrends der Typen Aplitgranit, Billings, Lichtenberg und Streiterberg ist genetisch so zu deuten, daß die 4 Typen sich von einem gemeinsamen Ausgangsmagma herleiten lassen. Es zeigt sich hier das gleiche Phänomen, das wir schon bei den Elementen Ba und Sr besprochen haben: das Variationsdiagramm enthält zwei Korrelationskoeffizienten.

6. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

6.1. Zusammenstellung der Ergebnisse

6.1.1. Feldbeobachtung und mikroskopischer Befund

Im Untersuchungsgebiet der Neunkircher Höhe lassen sich bei den „Flasergraniten“ mehrere Gesteinstypen unterscheiden, die aufgrund der makroskopischen Ansprache, des unterschiedlichen Modalgehaltes, aber auch der Führung von Fremdgesteinseinschlüssen und des Gefüges folgende Gruppierung erlauben:

Vorgefundene Fremdgesteinseinschlüsse	Typ	Ausbildung
Metamorphite (Schollen von Ho-Dioriten im Raum westlich nachgewiesen)	Biotitdiorit	Konstruktiv-kristalloblastisches Gewebe aus idiomorphen bis gerundeten Plag, zwischen denen Bi-Scheiter liegen, während Qz zwickelfüllend ist; Mörtelzonen mit pflasterartigem Plag, Qz, Bi und Ho.
	Biotitgranodiorit I	Das Grundgewebe entspricht den Biotitdioriten; die Kfs-Führung ist unterschiedlich:
Metamorphite	Typ Wilde Heid	Biotitdioritisches Grundgewebe mit geringem und wechselndem Kfs-Gehalt
Metamorphite	Typ Kaiserturm	Biotitdioritisches Grundgewebe mit unregelmäßig eingestreuten großen Kfs
Metamorphite, Biotitdiorite	Typ Heideberg	Untergeordnetes Biotitdioritgewebe; reichlich und gleichmäßig verteilte Kfs-Einsprenglinge, starke Qz-Phase
	Biotitgranodiorit II (und Granit)	Unterschiedlich paralleltexturierte Gesteine mit starker Mörtelphase und jüngerer Quarzphase:
Metamorphite, Ho-Diorite, Bi-Diorite wie vor	Typ Streiterberg	blastoklastisches „Augengneisgefüge“
	Typ Billings	wie vor, stark blastomylonitisch
Metamorphite	Typ Lichtenberg	homophangranitisch
nicht beobachtet	Jüngere Magmatite: Konkordante Aplitgranitgänge	durchbewegt
Amphibolite, Ho-Diorite	Diskordante Granodioritporphyritgänge	serial bis porphyrisch

Diese Aufstellung gibt zugleich die zeitliche Abfolge wieder. Sie basiert auf der Schollenführung und auf der von MAGGETTI & NICKEL (1973) sichergestellten Altersfolge, wonach die Biotitdiorite jünger sind als die Hornblendediorite und Gabbros. Demnach sind:

a. Metamorphite und Hornblendediorite älter als die Biotitdiorite, Biotitgranodiorite und Granite.

b. Aufgrund der Lage im Gelände, der makroskopischen und mikroskopischen Übereinstimmung der Grundmasse der Biotitgranodiorite I mit den Biotitdioriten gehören diese Typen genetisch zusammen und bilden die „biotitdioritische Gruppe“. Bei diesen Biotitgranodioriten I gehören Typ Wilde Heid und Kaiserturm enger zum Biotitdiorit; hingegen ist Typ Heideberg in Biotitdiorit eingedrungen, denn er führt Biotitdiorit-Schollen.

c. Der „biotitdioritischen Gruppe“ steht, wie auch der Vergleich der An-Gehalte (Tab. 4, S. 100) zeigt, die „biotitgranitische Gruppe“ gegenüber. Die Biotitgranodiorite II sind jünger als die Biotitgranodiorite I; sie gehen in Granite über (Abb. 18).

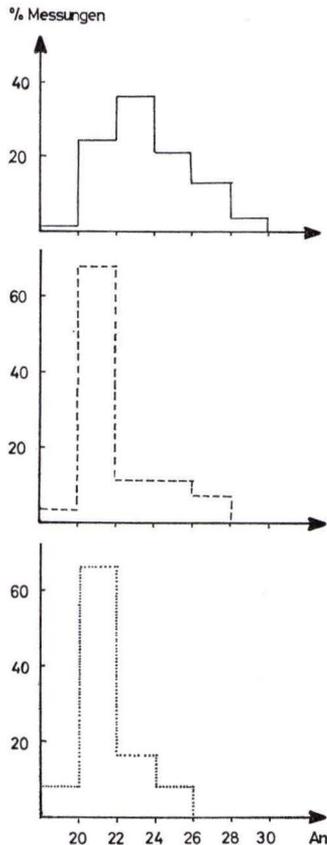


Abb. 18. Histogramme der Anorthitgehalte in der Biotitgranitischen Gruppe.
 — Typ Streiterberg; - - - Typ Billings; ···· Typ Lichtenberg.

d. Die Ganggesteine sind jünger als alle vorgenannten Typen.

Aus der petrographischen Analyse ist im Einzelnen festzuhalten:

a. Die Polemik gegen die von KLEMM eingeführte Bezeichnung „Granit“ ist überspitzt, denn aufgrund der Klassifikation der Gesteinstypen im QAP-Dreieck reichen die paralleltexturierten Biotitgranodiorite II in das Granitfeld hinein. Der Typ Lichtenberg ist ohnehin granitisch: von den 7 Analysen fallen 6 in das Granitfeld und eine in das Monzonitfeld. Es gehören also nicht nur der Lichtenberger Typ, sondern auch die „stärker paralleltexturierten, hellen Anteile“ des Biotitgranodiorit II zu den Graniten.

b. Als „Biotit-Granite“ treten also sehr verschiedene Typen auf. So ist der Lichtenberger Typ relativ granitisch strukturiert, führt Quarznester und zeigt eine xenoblastische Tendenz der Kalifeldspate. Mörtelbahnen können dieses Gefüge nicht verwischen. — Die Gesteine vom Typ Streiterberg zeigen dagegen eine mehr blastische Anordnung der Komponenten (vor allem der Feldspate). Sind in diesem Gefüge mylonitische Zonen stärker ausgebildet, so läßt sich nicht mehr erkennen, ob das prämylonitische Gefüge eher blastisch oder eher granitisch ausgesehen hat. Granitisch sind schließlich auch die konkordanten Einschaltungen, die am ehesten KLEMM's „G₂“ entsprechen.

6.1.2. Triklinität der Kalifeldspate und geochemischer Befund

Es zeigt sich, daß die petrographische Aufgliederung einer geochemischen Gruppierung der Abarten parallel geht. Insbesondere bestätigt sich die Zweiteilung in eine biotitdioritische und biotitgranitische Gruppe. Die Korrelationen zwischen den Elementen entsprechen dem Verhalten bei magmatisch differenzierten Gesteinen.

Aber auch die je nach Typ charakteristische, stark schwankende Triklinität der Kalifeldspate verträgt sich schlecht mit einer eigenständigen Regionalmetamorphose bereits am Platz vorhandener Gesteine.

Da die Trends bei der Elementverteilung keine bloße Mobilisation im Sinne einer einfachen ortsständigen Umwandlung von Metamorphiten in Ultrametamorphite und schließlich in Anatexite anzeigen, lassen sich die Indizien am besten so verstehen, daß vorliegende biotitdioritische Magmatite von — ihnen verwandten — biotitgranitischen Magmen durchdrungen und gleichsam verdünnt werden.

6.2. Schlußfolgerungen

6.2.1. Die Flaserung als Amplatzgefüge

Das Problem der Paralleltextur ist seit jeher ein Hauptthema der Odenwaldforschung gewesen. Durch die Arbeiten von NICKEL & MAGGETTI (1974) und MAGGETTI & NICKEL (1973) wurde festgestellt, daß im mittleren Odenwald synorogen gebildete Paralleltexturen zu charakteristischer Ausbildung gekommen sind. Nicht alles, was Paralleltextur hat, ist demnach auch ein Gneis, wenn man diesen Begriff auf Produkte regionalmetamorpher Prägung (an schon vorliegenden Gesteinen) anwendet. Ebensovienig sind alle homophanen Gesteine Magmatite im Sinne von diskordanten Intrusionskörpern. Besonders die Gesteine der Neunkircher Höhe verdienen in diesem

Zusammenhang Interesse, da sich hier Abarten finden, die weder in ein normal-metamorphes Schema passen, noch als einfache Magmatite zu deuten sind. Wie MAGGETTI & NICKEL (1973) ferner gezeigt haben, können sowohl metablastisch erholte Gneise wie während der Intrusion durchbewegte Magmatite vergleichbare Strukturen entwickeln. Das Problem ist also nicht einfach.

Erinnern wir uns an die Ausgangssituation: KLEMM (1918) hat die Gesteine der Neunkircher Höhe als Flasergranit kartiert, wobei die Flaserung (maserige PT) durch das Eindringen in die Schiefer entstanden sein soll. ERDMANNSDOERFFER (1949) unterstrich die „syntektonische Texturierung“, NICKEL (1956) bespricht sie im Sinne einer synorogenen Konsolidierung.

Ohne Rücksicht darauf, daß NICKEL mehrfach darauf hinwies, daß auch die synorogene Phase Amplatzgefüge erzeugt, schloß BOSSDORF (1959) aus seinen Gefügestudien auf eine „normale Metamorphose“: „Die überall deutliche Regelung liefert vor allem Bilder von S-Tektoniten, doch treten ebenso Gürteltektonite auf. Die Regelungssymmetrie ist vorherrschend monoklin. Die Lage der ac-Ebene zeigt nun aber, daß einheitliche variscische Richtungen dominieren und mit denjenigen der Schieferzone übereinstimmen.“ Das Resultat der 7 untersuchten Proben interpretiert er folgendermaßen (S. 77): „Unsere Ergebnisse machen die von KLEMM und ERDMANNSDOERFFER vertretene Auffassung über die Genese der Flaserung als lineares Einfließgefüge eines synorogenen Plutons recht unwahrscheinlich“, wobei er sich vor allem auf die über große Erstreckung gleiche Orientierung der B-Tektonite stützt, aber doch einschränkt: „Es gibt allerdings keine Möglichkeit, eine Unterscheidung zwischen einer primären Überprägung während der Intrusion und einer Sekundärüberprägung als Folge einer späteren regionalen Metamorphose zu treffen, wenn nicht eine deutliche spätere Umkristallisation erkennbar ist.“

Einer regionalmetamorphen Deutung stimmte auch TABORSZKY (1962/68) zu, der geochemische (an Apatit) und erzmikroskopische Untersuchungen (an Martit) durchführte. KNAUER (1968) hingegen betonte mehr die Konvergenzerscheinungen metamorph/magmatisch.

Unsere eigenen Untersuchungen liefern eher Argumente gegen die „regionalmetamorphe Interpretation“:

1. Die Paralleltextur sollte im Falle einer Regionalmetamorphose „durchgreifend“ sein. Sie äußert sich aber für die verschiedenen Gesteinstypen und -arten in sehr unterschiedlicher Weise. Im Raume Lichtenberg-Spitalfeld steht ein mit den paralleltexturierten Gesteinen genetisch zusammenhängender Granit ohne Flaserung an. Man kann diesen Granit nicht als einen nach der regionalmetamorphen Vergneisung eingedrungenen „posttektonischen“ Pluton ansehen, denn er entwickelt weder Kontaktzonen noch geben die absoluten Altersdatierungen Hinweise auf zeitliche Unterschiede³. Schließlich gibt es im ganzen „Gf“-Gebiet immer wieder Stellen, wo noch primäre Intrusionsstrukturen erhalten sind.

³ Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an GP des Odenwaldes: Mineraldatierungen von drei GP, zwei Biotitdioriten und einem Flasergranodiorit (Altscheuer/Rimdidim) zeigen keine signifikanten Altersunterschiede zwischen den als spätvariscisch angesehenen GP und den intrusiven Dioriten und Flasergneisen. Die gefundenen Alter werden als Abkühlungsalter interpretiert (HELLMANN et al. 1972).

2. Soll es sich um eine Regionalmetamorphose an Orthogesteinen handeln? Dann müßte der prämetamorphe Zustand schon eine sehr komplexe Geschichte gehabt haben. — Paragesteine kommen (wegen der Schollenführung) als Edukt nicht in Frage, es sei denn, man macht die Schollen zu Tonschmitzen in Grauwacken; dies jedoch kann man kaum mit den Resultaten der Geochemie in Übereinstimmung bringen.

3. Von der relativen Schollenführung her wissen wir die Reihenfolge der Platznahme. Dies alles müßte sich vor der Regionalmetamorphose abgespielt haben. Dies wiederum würde bedeuten, daß man die Platznahme der homophanen Variante des gleichen Gesteins (Lichtenberg-Granit) um eine geologische Phase hinausschieben müßte. In diesem Falle ist es wirklich einfacher, die Abfolge der Texturen

- biotitdioritisch (konstruktiv rekristallisiert)
- granodioritisch (blastoklastisch)
- granitisch-flasrig (extrem durchbewegt)
- granitisch-homogen (ohne Durchbewegung)

als Zeitmarke eines synorogenen Geschehens anzusehen.

4. Auch die Triklinitätsuntersuchungen an Kalifeldspaten haben gezeigt, daß eine uneinheitliche Einstellung der Feldspat-Gitter stattgefunden hat; von einer egalisierenden Regionalmetamorphose kann man nicht sprechen.

Wenn nun die „Flasergesteine“ als syntektonisch konsolidierte Magmen zu verstehen sind, muß man sich fragen, nach welchem Mechanismus sie platzgenommen haben: es lagen ja, abgesehen vom Altbestand (Gneise, Basite) schon Biotitdiorite vor, und die jeweils jüngere Abart erweist sich granitischer als die vorige. Eine Schlüsselstellung nimmt hier die Kalifeldspat-Führung ein. In welchem Sinne liegt autochthone Bildung oder Zufuhr dieser Komponente vor?

Die sehr unregelmäßige Kalifeldspat-Führung im Gesamtbereich hatte uns erste Kriterien zur Unterscheidung von Typen an die Hand gegeben. Wir beobachteten Gesteine mit porphyrtartigem Kalifeldspat, solche mit kleinen Kalifeldspat-Individuen (die sich in der Größenordnung den Plagioklasen anpassen) und kalifeldspatfreie Abarten, und wir mußten feststellen, daß kalifeldspatfreie Gesteine als Schollen im „Flasergranodiorit“ auftreten. Damit war gesichert, daß es auch in unserem Raum — unabhängig von den kalifeldspatführenden Gesteinen — ein selbständiges biotitdioritisches Substrat gibt. Nach dem bisher Zusammengefaßten ist es ganz ausgeschlossen, alle diese Abarten auf eine Kalifeldspatisierung von Biotitdiorit zurückzuführen. Vielmehr zeigt sich, daß es (sich ständig näher an die Gfl-Zusammensetzung heranschiebende) Vorläufermischungen gibt, wobei nicht klar abzugrenzen ist, was diffuse Imbition, was umschriebene Injektion ist. Offenbar eilt manchmal die Substanz schon metasomatisch voraus, ehe der nachdringende Schmelzbrei die Vorläufergesteine „verdünnt“.

6.2.2. Die Genese des Neunkircher Komplexes

Es gibt im Bergsträßer Odenwald biotitdioritische Gesteine; sie sind jünger als die Hornblende-Diorite und finden sich westlich des von uns bearbeiteten Raumes in selbständigen Körpern, aber charakteristischerweise immer dort, wo Flasergranit

nachfolgt. In der Arbeit von NICKEL & MAGGETTI (1974) wird der dortige Biotitdiorit als anatektisches Produkt aus den schiefrig/gneisigen Altbeständen gedeutet. Im eigenen Arbeitsgebiet findet sich solcher Biotitdiorit nur im Raume des Hüttenwaldes/Wilde Heid, gleichsam als Restbestand zwischen kalifeldspätführenden Abarten.

Wo Biotitdiorit kalifeldspatfrei und quarzarm ansteht, zeigt er das typische Gefüge einer konstruktiv-kristalloblastischen Entwicklung. Diese wird von NICKEL & MAGGETTI (1974) so gedeutet, daß die Erstarrung des Gesteins in einem bewegten Rahmen vonstatten ging und sich retrograd eine metamorphe Struktur bildete.

Von diesen Biotitdioriten leiten sich ganz offensichtlich alle jene Gesteine ab, die noch Biotitdiorit-Strukturen gleichsam reliktsch enthalten: mit dem Auftreten des Kalifeldspats und mit der Zunahme des Quarzes werden größere Durchbewegungen kenntlich, und der ursprüngliche Biotitdiorit-Charakter geht mehr und mehr verloren. Phänotypisch werden diese Gesteine immer ähnlicher den „Flasergraniten“, doch ist zu beachten, daß die An-Gehalte hier immer noch deutlich höher liegen als bei den eigentlichen Flasergraniten: Es handelt sich um die Typen der Granodiorite I, für welche man annehmen muß, daß metasomatische oder durchtränkende Stoffzufuhr erfolgte.

Dann erst folgen jene Typen, die saure Plagioklase haben und einen gleichmäßigeren Kalifeldspat-Anteil: dies ist nun das Material der Granodiorite II und der Granite, welches unter intensiver Verscherung seinen Platz einnimmt. Wir erhalten somit ein Schema der Gesteinsbildung (Abb. 19), welches wir noch kommentieren wollen⁴.

Das Schema zeigt, daß wir die in größerer Tiefe aus Biotit-Plagioklasgneis lithogen gebildeten Biotitdiorite als vorgegebene Gesteine voraussetzen. In die Biotitdiorite dringt granitisches Material, symbolisiert durch die gestrichelten Pfeile, die den Biotitdiorit-Bereich durchsetzen; in dem Maße wie Biotitdiorit verarbeitet wird, entstehen die Typen Wilde Heid, Kaiserturm und Heideberg, wobei der Vermischungsgrad durch den sich nach rechts zu mehr und mehr auflösenden Biotitdiorit-Block angedeutet ist. Das granitische Material bildet — sofern nicht kontaminiert — Gesteine der biotitgranitischen Gruppe, d. h. Granodiorite II und Granite.

Der Mechanismus der Zufuhr von (granodioritischen)/granitischen Substraten in die Biotitdiorite ist deswegen schwer zu bestimmen, weil Bewegungen nach der Platznahme den ursprünglichen Zuwanderungsprozeß verschleiern. Wo größere Anteile von Kalifeldspat vorliegen, möchten wir eher an eine Durchtränkung glauben. Auf jeden Fall ist beim Typ Heideberg die Vermischung schon vor der Platznahme im heutigen Stockwerk erfolgt, obwohl auch hier noch Anteile von biotitdioritischem Grundgewebe auftreten und ein höherer An-Gehalt, der dieses Gestein in die biotitdioritische Gruppe (und nicht in die biotitgranitische Gruppe) verweist.

⁴ Zuvor sei noch vermerkt, daß unser Problem dort anfängt, wo es schon Biotitdiorite und biotitgranitische Magmen gibt. Wir sprechen nicht über eventuelle anatektische Vorstadien (vgl. TABORSZKY's Hinweise auf die Sulfatgehalte in Apatiten der Gneise, wonach ursprünglich paragenes Material vorliege!). Wir nehmen die Existenz lamprophyrer, aplitischer und pegmatitischer Ganggesteine als Beweis, daß unser Raum in der Synorogenphase unter „magmatischen Bedingungen“ stand und daß die Platznahme als ein Aufdringen der mobilisierten Massen zwischen steilen, nicht mobilisierten Kulissen zu beschreiben ist.

Anders steht es bei der biotitgranitischen Gruppe. Hier ist der Plagioklas von vorneherein saurer, die Kristallisation wird von starker Durchbewegung eingeholt und der reichliche Quarz auf Bahnen angeordnet, die noch später entwickelt sind als der blastomylonitische Mörtel.

Es bleibt bei diesem Schema unentschieden, wie sich das „granitische Magma“ selber gebildet hat. Nachdem die Biotitdiorite lithogen verstanden werden, liegt es nahe, die ihnen nachfolgenden saureren Intrusionen ebenfalls so zu verstehen. Die von KNAUER (1968) näher beschriebenen Gneise weisen uns vermutlich auf die Edukte.

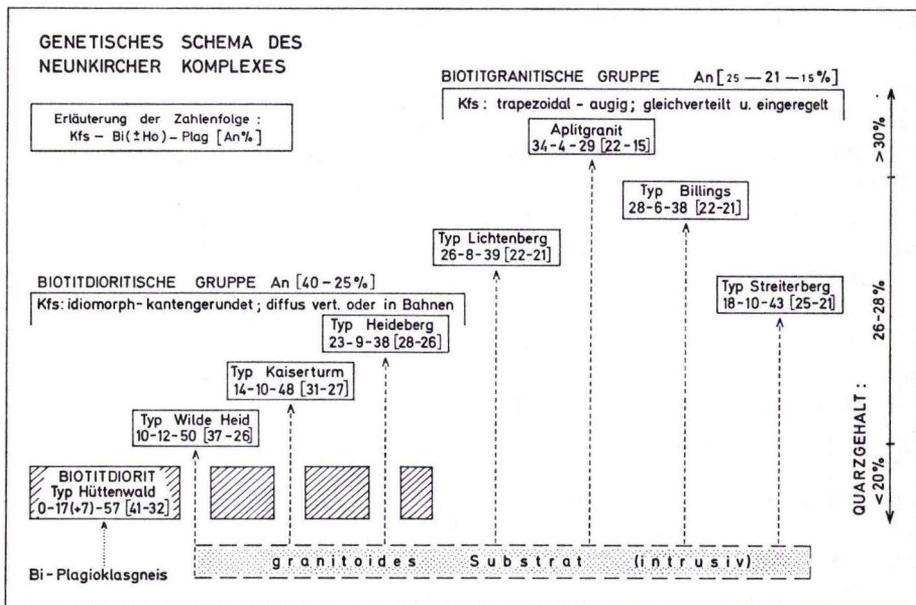


Abb. 19. Entwicklungsschema des Neunkircher Komplexes.

Offensichtlich ist in den größeren Granitarealen ein kompletter Durchbruch des granitischen Materials erfolgt; in den randlich liegenden, von Biotitdiorit besetzten Zonen hat aber eine diffuse Überwältigung des Biotitdiorit-Bestandes mit allen Übergängen von der Metasomatose über die Durchtränkung bis zur lagenweisen Injektion stattgefunden. Dies macht auch verständlich, weshalb die granitischen Typen scharfe Grenzen gegen Altbestände entwickeln. Auch der in der Flaserung konkordant eingeschaltete Aplitgranit ist scharf vom Wirt abgesetzt.

Wie weiter oben dargelegt, finden sich Biotitdiorit-Schollen abgegrenzt erst in den späteren Abarten: auch dies beweist, daß sich mit zunehmender „Verdünnung“ des Biotitdiorit-Anteils eine „echte Intrusivmasse“ entwickelt. Normalerweise führt unter den gegebenen Synorogen-Bedingungen das granitische Endstadium zum stark streifigen Typ (wie im Steinbruch Billings); wie der gleiche Granit aussehen würde, wenn die Kristallisation nicht blastomylonitisch endet, zeigt die Abart Lichtenberg. Hier ist entweder die Intrusion erst erfolgt, als die Durchbewegungen aufgehört

hatten, oder es waren dort die Wärmebedingungen so, daß die Schmelzphase erhalten blieb, bis die Durchbewegungen aufhörten. Eine solche Wärmequelle wäre bei Annahme eines unregelmäßig aufgeheizten und magmendurchtränkten Raumes ohne weiteres denkbar.

7. Schriftenverzeichnis

- AHRENS, L. H. et al. (1952): The use of ionization potentials, Part I. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **2**: 155—169; Oxford.
- BARTH, H. (1970): Quarzdiorit und Granodiorit des Felsberg-Zuges im Bergsträßer Odenwald. Ihre geologischen und petrologischen Beziehungen zu Marmor und Amphibolit Gabbro und Diorit. — Diss. Univ. Heidelberg, 144 S.; Heidelberg.
- (1972): Geologische Kartierung im Felsberg-Zug, Bergsträßer Odenwald. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **140**: 255—305; Stuttgart.
- (1972): Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **66**, 85 S.; Wiesbaden.
- BARTH, T. F. W. (1951): *Theoretical Petrology*. — 387 S.; New York (Wiley & Sons), London (Chapman & Hall).
- BAUER, G. (1969): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Bergsträßer Odenwaldes im Raume Lichtenberg-Billings. — Unveröffentl. Dipl.-Arb., Univ. München.
- BORDET, P. & CHAURIS, L. (1965): Triclinisme lié à une zone d'écrasement dans les feldspaths potassiques de granite de l'Aber-Ildut (Finistère). — *Bull. Soc. franç. Minéral. Crist.*, **88**: 527—528; Paris.
- BOSSDORF, R. (1961): Das Kristallin im Raume Gadernheim und Laudenu (Odenwald). — *N. Jb. Miner., Abh.*, **95** (3): 370—419; Stuttgart.
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. — 334 S.; Basel: (Birkhäuser).
- CHELIUS, C. (1888): Die lamprophyrischen und granitporphyrischen Ganggesteine im Grundgebirge des Spessarts und des Odenwaldes. — *N. Jb. Miner., II, briefl. Mitt.*: 78—79; Stuttgart.
- (1901): Erläuterungen zur geologischen Karte Hessen 1:25000, Bl. Neunkirchen, 40 S.; Darmstadt.
- CHRISTIE, O. H. J. (1962): Observations on natural feldspars: randomly disordered structures and a preliminary suggestion to an plagioclase thermometer. — *Norsk. Geol. Tidsskr.*, **42**: 383—388 (feldspar volume); Oslo.
- CROWLEY, M. S. & ROY, R. (1960): The effect of formation pressure on sheet structures — a possible case of Al-Si ordering. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **18**: 94—100; Oxford.
- DAUSCHEK, H. (1969): Bericht über die Kartierung im Bergsträßer Odenwald um Neunkirchen. — Unveröffentl. Dipl.-Arb., Univ. München.
- DEGENHARD, H. (1957): Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **11**: 279—309; Oxford.
- EMMERMANN, R. (1968): Differentiation und Metasomatose des Albtalgranits (Südschwarzwald). — *N. Jb. Miner., Abh.*, **109**: 94—130; Stuttgart.
- (1970): Geochemische Untersuchungen am Granit von St. Blasien (Südschwarzwald). — *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **12**: 227—248; Freiburg i. Br.
- & OBI, D. V. C. (1971): Röntgenspektroanalytische Bestimmung von Fe, Ti, Ca, K, Si und Al in silicatischen Gesteinen unter Verwendung von Lithiumborat-Glasplättchen. — *Z. anal. Chem.*, **254**: 1—6 Berlin: (Springer).
- ERDMANNSDOERFFER, O. H. (1947): Metasomatische Vorgänge bei der Granitbildung. — *Fortschr. Miner.*, **26**: 61—64; Stuttgart.
- (1949): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes, III. Über Flasergranit und Böllsteinergneis. — *Sitz.-Ber. Heidelberg Akad. Wiss. math.-nat. Kl.*, **2**. Abh.; Heidelberg.
- FLECKENSTEIN, W. (1966): Geologische Untersuchungen im Bergsträßer Odenwald westlich Lindenfels. — Unveröffentl. Dipl.-Arb., Univ. München.

- GOLDSMITH, J. R. & LAVES, F. (1954a): The microcline-sanidine stability relations. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **5**: 1—19; Oxford.
- (1954b): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **6**: 100—118; Oxford.
- GROHMANN, H. (1965): Beitrag zur Geochemie österreichischer Granite. — *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.*, **10**: 436—474; Wien.
- HAHN-WEINHEIMER, P. & ACKERMANN, H. (1967): Geochemical investigation of differentiated granite plutons of the Southern Black Forest, Part II. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**: 2197—2218; Oxford.
- HEIER, K. S. (1962): Trace elements in feldspars — a review. — *Norsk geol Tidsskr.*, **42**: 415—454 (feldspar volume); Oslo.
- & TAYLOR, S. R. (1959): Distribution of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian pre-Cambrian alkalic feldspars. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **17**: 286—304; Oxford.
- HELLMANN, K. (1971): Die Granodioritporphyrite des Odenwaldes. — *Dipl.-Arb.*, Univ. Heidelberg.
- HELLMANN, R. et al. (1972): Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Odenwäldner Granodioritporphyriten. — *Fortschr. Miner.*, **50**, Beih. 1; Stuttgart.
- HELWLETT, C. G. (1959): Optical properties of potassic feldspars. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**: 511—538; New York.
- HORN, P. (1965): Versuch einer petrographischen Stoffbilanz im nördlichen Odenwald. — *Diss. Univ. Heidelberg*, 130 S.; Heidelberg.
- & BARTH, H. (1966): Geologisches Gutachten über die Abbausituation des Steinbruch am Mühlberg bei Billings im Odenwald. — Heidelberg.
- KLEMM, G. (1908): Beobachtungen über die Gliederung des Odenwaldes. — *Notizbl. Ver. Erdk.*, (IV) **29**: 35—54; Darmstadt.
- (1911): Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes 1:100 000. — 2. Aufl.; Darmstadt.
- (1913): Bericht über die Geologische Aufnahme des Blattes Neunkirchen. — *Notizbl. Ver. Erdk.*, (IV) **34**: 4—21; Darmstadt.
- (1914): Die Granitporphyre und Alsbachite des Odenwaldes. — *Notizbl. Ver. Erdk.*, (IV) **35**: 10—50; Darmstadt.
- (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Bl. Neunkirchen. — 2. Aufl., 81 S.; Darmstadt.
- (1919): Der Granatfels von Gadernheim im Odenwald und seine Nebengesteine. — *Notizbl. Ver. Erdk.*, (V) **4**: 3—32; Darmstadt.
- (1933): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Bl. Lindenfels. — 2. Aufl., 55 S.; Darmstadt.
- KNAUER, E. (1969): Konvergenzerscheinungen granitoider Gesteine im Raum Hoxhohl und ihr Vergleich mit Flasergneisen des Gebietes Brandau-Neunkirchen/Odenwald. — *N. Jb. Miner., Abh.*, **110**: 287—328; Stuttgart.
- MACKENZIE, W. S. (1957): The crystalline modifications of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. — *Amer. J. Sci.*, **255**: 481—516; New Haven, Connecticut.
- MADEL, J. (1968): Magmatische Entwicklung des Massivgranits der nördlichen Oberpfalz. — *Diss. Univ. München*.
- MAGGETTI, M. & NICKEL, E. (1973): Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. — *N. Jb. Miner., Abh.*, **119**: 232—265; Stuttgart.
- MARIN, Y. B. (1966): Certain Features of the distribution and behaviour of Titanium in the Caledonian intrusive complexes of Northern Kazakhstan. — *Geochemistry International*, **3**: 55—63; Washington.
- NICKEL, E. (1948): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. IV. Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schieferen im westlichen Odenwald. — *Heidelberger Beitr. Miner. Petr.*, **1**, (4): 427—470; Berlin-Heidelberg.
- (1953): Beitrag zur Petrographie des Odenwaldes, VI. Die petrogenetische Stellung der Tromm zwischen Bergstraße und Böllsteiner Odenwald. — *Sitz.-Ber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl.*, **3** (1952): 1—121; Heidelberg.

- (1954): Texturen zwischen „magmatisch“ und „metamorph“. — *Fortschr. Miner.*, **32**: 78—80; Stuttgart.
- (1955): Das Odenwälder Grundgebirge. — In: *Neue Beiträge zur Mineral- und Gesteinswelt des Odenwaldes*. — 2. Sonderh. Aufschluß: 19—32; Darmstadt.
- (1956): Phasenablauf und Tektogenese im Raume Knoden (Odenwald). — *N. Jb. Mineral., Abh.*, **89**: 302—366; Stuttgart.
- (1975): Geologische Position und Petrogenese des kristallinen Odenwaldes. — Erscheint in: „der Aufschluß“, Sonderheft Odenwald; Heidelberg.
- & MAGGETTI, M. (1974): Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträßer Odenwaldes. — *Geol. Rdsch.*, **63**(2): 618—654; Stuttgart.
- & ZURBRIGGEN, B. (1975): Die Entwicklung der Neunkircher Flasergranitoide. — Erscheint in: „der Aufschluß“, Sonderheft Odenwald; Heidelberg.
- NOCKOLDS, R. S. & ALLEN, R. (1953): The geochemistry of some igneous rock series. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**: 105—142; Oxford.
- — (1956): The geochemistry of some igneous rock series. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **9**: 34—77; Oxford.
- POPOLITOV, E. I., KOVALENKO, V. I. & ZNAMENSKIY, E. B. (1966): Geochemistry of Titanium in the middle Paleozoic Intrusives of Northeastern Tura. — *Transform. Geokhimiya*, **3**: 332—339.
- RAUMER, J. v. (1967): Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit. — *SMPM* 47, H. 2; Zürich.
- RIEDERER, J. (1965): Die Kalifeldspäte der moldanubischen Granite. — *N. Jb. Miner., Abh.*, **102**: 291—339; Stuttgart.
- RONNER, F. (1963): Systematische Klassifikation der Massengesteine. — 380 S.; Wien (Springer).
- SCHROLL, E. (1966): Zur Geochemie der seltenen Elemente in granitoiden Gesteinen. — *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.*, **11**; Wien.
- & GROHMANN, H. (1965): Beitrag zur Kenntnis des K-Rb-Verhältnisses in magmatischen Gesteinen. — *Geol. Rdsch.*, **55**: 261—274; Stuttgart.
- SCHUBERT, W. (1968): Die Amphibolite des prävaristischen Schieferrahmens im Bergsträßer Odenwald. — *N. Jb. Miner., Abh.*, **108**: 69—110; Stuttgart.
- SHAW, D. M. (1968): A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**: 573—601; Oxford.
- SMITHSON, S. B. (1962): Symmetry relations in Alkali feldspars of some amphibolite-facies rocks from the southern Norwegian Precambrian. — *Norsk geol. Tidsskr.*, **42** (feldspar volume), 586—599; Oslo.
- STRECKEISEN, A. (1973): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. — *N. Jb. Miner., Mh.*: 149—164; Stuttgart.
- TABORSZKY, F. K. (1962): Geochemie des Apatits in Tiefengesteinen am Beispiel des Odenwaldes. — *Beitr. Miner. Petr.*, **8**: 354—392; Berlin-Heidelberg.
- (1964): Beiträge zur Petrogenese der Neunkircher Höhe (Odenwald). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 212—215; Wiesbaden.
- (1968): Petrographisch-mikroskopische Untersuchungen im Odenwaldkristallin. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**: 197—213; Wiesbaden.
- TAYLOR, S. R. (1965): The application of trace element data to problems in petrology. — *Physics and Chemistry of the Earth*, **6**: 133—214; London.
- TROEGER, E. (1955): Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes. — *Aufschluß, Sonderh.* 2: 4—19; Darmstadt.
- (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien, Tl. 1 u. 2 — Stuttgart (Schweizerbart).
- TUREKIAN, K. K. & KULP, J. L. (1956): The geochemistry of Strontium. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **10**: 245—296; Oxford.
- TUTTLE, O. F. (1952): Optical studies on alkali feldspars. — *Amer. J. Sci., Bowen Vol.*: 553—567; New Haven, Connecticut.

- VLASOV, K. A. (1966): Geochemistry of rare elements. — Israel Program for Scientific translations; Jerusalem.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1974): Geochemische Untersuchungen an Biotit-Diorite, Hornblende-Diorite und Metamorphite des mittleren kristallinen Odenwaldes. — N. Jb. Miner., Abh., **120**: 119—146; Stuttgart.
- WENK, E. (1967): Triklinität der Alkalifeldspäte in Iepontinischen Gneissen, — SMPM 47, H. 1; Zürich.
- et al. (1966): Monokliner Kalifeldspat aus Silikatmarmor von Cevo (Val Masino) und anderen Fundpunkten der südlichen Zentralalpen. — SMPM 46: 312—420, Zürich.

Manuskript eingegangen am 28. 1. 1975

Konvergenzen zwischen Metamorphiten und Magmatiten

(Beispiele aus dem Problemkreis basischer und intermediärer Gesteine)

Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwaldgneisen VIII

Von

MARINO MAGGETTI und ERWIN NICKEL *

Mit 2 Abbildungen und den Tafeln 9-16

Inhalt

1. Übergänge und Konvergenzen	147
1.1. Was ist eine Konvergenz?	147
1.2. Ein Beziehungsschema	148
1.3. Strukturangleichung	150
2. Amphibolit/Hornblendediorit: Übergang oder Konvergenz?	151
3. Konvergenzen durch ophitische Strukturen	152
3.1. Orthoamphibolite	152
3.2. Struktur der Mikrogabbros	152
3.3. Orthoamphibolit neben Mikrogabbro	153
4. Konvergenzen bei Hornblendebleckengesteinen	153
5. Konvergenzen zwischen Plagioklasblastiten und Biotitdioriten	154
5.1. Altbestand	154
5.2. Plagioklasblastite	154
5.3. Biotitdiorite	155
6. Ultrametamorphose: ein hilfreicher Begriff	155
7. Zusammenfassung, Summary, Résumé	157
8. Schriftenverzeichnis	158

1. Übergänge und Konvergenzen

1.1. Was ist eine Konvergenz?

Nachfolgend sind einige Fragen behandelt, die dem Petrographen begegnen, wenn er im tieferen Grundgebirge zu entscheiden hat, ob Magmatite, Metamorphite oder Metablastite vorliegen. So leicht es ist, im oberen Stockwerk ein Sedimentgestein von einem Intrusivgestein zu unterscheiden, so schwer kann es z. B. sein, im unteren Stockwerk einen (am Ort verbliebenen) metablastisch veränderten Gneis von einem (intrusiven) Granitoid zu unterscheiden.

* Dr. M. MAGGETTI, Prof. Dr. E. NICKEL, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Freiburg, CH-1700 Fribourg, Pérolles.

Zwar erfolgt unsere Besprechung von Konvergenzen an Gesteinen des Odenwaldes, doch stellen sich solche Fragen weltweit, und man möge daher die hier mitgeteilten und durch Bilder belegten Fälle als Beispiele zur petrographischen Problematik des Grundgebirges ganz allgemein ansehen.

Konvergenzen liegen vor, wenn zwei unterschiedlich entstandene Gesteine sich so ähnlich (geworden) sind, daß man aus dem Handstück oder Dünnschliff allein nicht mehr entscheiden kann, auf welchem von mehreren möglichen Wegen das vorliegende Gesteinsgewebe entstanden ist.

Da im Grundgebirge solche Konvergenzen zusätzlich zu zahlreichen Übergängen anderer Art (Variationen, Differentiationen, Assimilationen) vorhanden sind, muß jeweils gefragt werden, was ist Übergang, was ist Konvergenz.

Übergänge gibt es nicht nur innerhalb der gleichen Gesteinsgruppe (magmatisch: Granodiorit/Granit; sedimentär: Ton/Mergel/Kalk; metamorph: Gneis/Glimmerschiefer), sondern zwischen verschiedenen Gesteinsgruppen. So z.B. die Übergänge zwischen Sedimentiten und Metamorphiten, ebenso zwischen Magmatiten und Metamorphiten. Man denke hier auch an Probleme, inwieweit ein „gepreßter Granit“ schon ein „Gneis“ ist, oder an die Verhältnisse in Ophiolithzonen, wo sich alle Zwischenstufen zwischen intrusiven und extrusiven Gesteinen finden.

Konvergenzen hingegen sind etwas anderes. Sie beziehen sich auf Gesteine, die durch unterschiedliche Mechanismen einander ähnlich wurden. Solche Konvergenzen können mehr zufällig sein, etwa dort, wo sich Lamprophyrgänge schlecht von Amphibolitlagen unterscheiden lassen, und wo Amphibolitlinsen wiederum Mylonitzonen ähnlich werden. Bei den nachfolgend besprochenen Beispielen handelt es sich um noch weitergehende Übereinstimmungen, die so weit gehen, daß die zueinander konvergenten Gesteine im Schliffbild ähnlicher sind als im Handstück.

Diese merkwürdige Situation ist im Kristallin des Bergsträßer Odenwaldes an verschiedenen Gesteinsgruppen beispielhaft entwickelt.

Der Bergsträßer Odenwald liegt in der saxothuringischen Zone des variscischen Gebirges, wo zwischen (hauptsächlich paragenem) Altkristallin Magmatite aller Aziditäten aufgestiegen sind und hierbei das Altkristallin auf trennende Zonen reduziert haben. Diese Rahmengesteine stehen steil und bilden gleichsam Kulissen zwischen den Magmatiten. Während der magmatogenen Phasen (beginnend mit Basiten) wurde ein Teil des Altkristallins metablastisch regeneriert. Lithogene Magmen drangen unter Durchbewegung nach, es bildete sich ein Lagenbau mit einheitlich ausgerichteter Paralleltextur. Diese Art synorogener Konsolidierung erzeugte keine diskordanten Intrusivkontakte, dafür aber zahlreiche Konvergenzen.

1.2. Ein Beziehungsschema

Das Schema (Abb. 1) zeigt die genetischen Zusammenhänge, deren einige nun näher besprochen werden. Oben im Schema stehen die Altbestände, darunter die Magmatite mit ihren möglichen „Ähnlichkeiten“, die z. T. als Übergänge, als Assimilationen bzw. als Konvergenzen zu deuten sind.

Die linke Seite erläutert dies für die Basite, die rechte für die intermediären bis sauren Gesteine. Das Schema endet mit dem Hinweis „→ Granodiorit“. Hier beginnt eine besondere, bis zu Biotitgraniten führende Entwicklung, die im Einzelnen nicht hier, sondern in der Arbeit von ZURBRIGGEN (1976) besprochen wird.

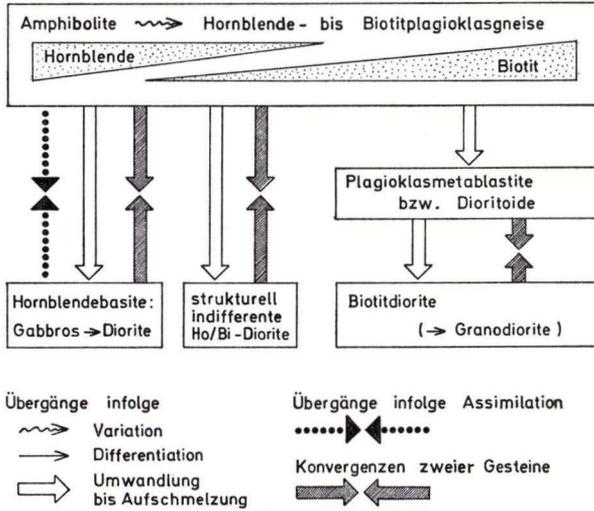


Abb. 1. Schema der Ähnlichkeiten.

In der Zeichnung oben sind die Altbestände, unten die Produkte der jüngeren Orogenese eingetragen. Die Altbestände variieren zwischen Amphibolit und Biotitschiefer, die Magmatite zwischen Basiten und Granodioriten (die Biotitgranite bleiben hier außer Betracht). Durch die eindringenden Magmatite werden die Altbestände zu Rahmengesteinen (sog. „Schieferkulissen“).

Variation bei den Altbeständen: Diese bilden eine „bunte Serie“ aller Abarten von Hornblende/Biotitgneisen mit Glimmerschiefern, Kalksilikaten, Marmoren, Amphiboliten usw.

Differentiation: Sie betrifft die Abfolge von Gabbro/Gabbrodiorit/Diorit – wegen Wasserreichtum hier als Hornblende-Basite entwickelt; ebenso die Abfolge bei den Granitoiden.

Assimilation von Nebengestein im Magma: Die aufgenommenen Schollen „tarnen“ sich strukturell im Wirtsgestein; z.B. Amphibolite in Hornblendebasit; z.B. Steinbruch Ober-Ramstadt: MAGGETTI & NICKEL 1973: 241.

Umwandlung bis Aufschmelzung: Annahme einer Gabbroidisierung und Dioritisierung isochem aus Amphiboliten (NICKEL 1948, 1952, D. KLEMM 1966). Als Aufschmelzung ist diese Umwandlung aber erst in einem tieferen Niveau denkbar (ERDMANNSDÖRFFER 1947, KLEMM & WEBER-DIEFENBACH 1971, 1972, 1974, MAGGETTI & NICKEL 1973: 242). – Die Umwandlung von Gneisen in strukturell indifferente Hornblende-Biotit-Diorite wird bei NICKEL (1948, 1954, 1956) und NICKEL & MAGGETTI (1974) diskutiert.

Die genetische Kette Gneis → Metablastit → Biotitdiorit im rechten Teil des Schemas besagt, daß im erschlossenen Niveau Metablastese erfolgt. Durch die ortsgebundenen Regenerate hindurch drängen die Anatexite des tieferen Stockwerks (MAGGETTI & NICKEL 1973, NICKEL & MAGGETTI 1974: 645, WEBER-DIEFENBACH 1974).

Konvergenzen treten neben die Übergänge: Im basischen Bereich entregeln einerseits Amphibolite zu „magmatischen Geweben“, nehmen andererseits Gabbros ein amphibolitisches Aussehen an. Im intermediären Bereich ähneln Biotit/Hornblendegneise mit gelockertem Gefüge flaserdioritischen Intrusiva gleicher Zusammensetzung. Im granitoiden Bereich gleichen die Metablastite den intrusiven Biotitdioriten (MAGGETTI & NICKEL 1973).

Die Beziehungen der Amphibolite zu den Basiten sind z. T. noch umstritten, oder richtiger: es ist noch nicht in allen Fällen klar, welchen Grad von Wichtigkeit die drei im Schema genannten Beziehungsarten haben. — Entsprechendes gilt für die indifferenten Diorite, wo es sicher Umwandlungen und Konvergenzen gibt. Auf der rechten Seite ist schließlich die lithogene Bildung der Biotitdiorite vermerkt. Die Blastite bilden hierbei eine Zwischenstufe und es stellt sich die Frage der Konvergenz zwischen Bildungen am Ort und Intrusionen.

1.3. Strukturangleichung

Der Petrograph hat es leicht, Typen auseinander zu halten und ihre genetische Abfolge zu rekonstruieren, wenn die Grenzen scharf sind und Diskordanzen auftreten. Taf. 9 Fig. 1—3 soll zeigen, daß diese Hilfen im hier besprochenen Grundgebirge fehlen.

Konkordante Abfolge bis zur Streifigkeit einerseits und Strukturangleichungen der benachbarten Gesteine bestimmen das Bild. Sind also in einem Lagenbau (Dezimeter- bis 50-m-Bereich) „magmatisch struierte“ Zonen intrusiv zu deuten, oder sind sie nur Ausdruck einer selektiven Strukturholung im Gesamtverband? Bilden sich solche Strukturen am Ort oder sind die Substrate gewandert? — Schon bei (Ho-)Gabbros, die ja doch wohl als genetisch unproblematisch gelten, kann z. B. das Auftreten einer Ophitstruktur viererlei bedeuten: es liegt 1) ein normaler Gabbro vor; oder 2) ein Diabasamphibolit; oder 3) ein Assimilat im Gabbro; oder 4) ein Gabbro reliktsch nach Amphibolit.

Bei den Dioriten stellt sich das genetische Problem noch allgemeiner und analoge Fragen treten auch in anderen Orogenen auf. Wir möchten daher zeigen, wie wir im Laufe unserer Untersuchungen den Begriff der Dioritisierung schärfer zu fassen lernten. Daß mehrere Prozesse diesen Namen verdienen, zeigten u. a. schon MEHNERT & BÜSCH (1966). — Im Odenwald führte der Begriff zu einer Kontroverse, die z. T. dadurch bedingt war, daß man sich auf unterschiedliche Edukte bezog. Strukturumstellungen (in Richtung Diorit) erfolgten ganz zweifellos an geeigneten Edukten. Konvergenzen dieser Gesteine mit „echten“ Dioriten gibt es zweifellos auch. Jeder Fall muß einzeln beurteilt werden; dies gilt um so mehr, als einem breiten Spektrum von Dioriten eine große Variation der Edukte parallel geht. Taf. 9 Fig. 1 stammt aus einer konkordanten Abfolge streifiger Gesteine, bei denen nur sicher ist, daß die im Foto grobkörnige Partie ein Diorit (Hornblende-Gabbrodiorit) ist. Den Streifen mit dem siebartigen Gewebe (links im Bild) kann man als Scholle im Diorit ansehen, was aber stellt der breite Bereich in der Mitte (mit amphibolitoidem Gewebe) dar? Da im selben Gestein auch biotitgneisige Streifen auftreten, kann man fragen, ob etwa die ganze Abfolge ein tuffitisches Paket mit selektiver Dioritisierung — je nach dem Chemismus — darstellt, oder ob hier eine Injektion des Gabbrodiorites in dünn-schichtige Altbestände vorliegt.

Taf. 9 Fig. 2 zeigt einen Biotitdiorit (rechts), angrenzend an eine Biotitgneisscholle. Der intrusive Charakter ist vom Gelände her gesichert. Ohne Kenntnis der geologischen Situation könnte man sich zweifellos fragen, ob etwa ein Blastit gegen noch erhaltenen Altbestand grenzt. Weder das grobkörnige Gestein noch die mittelkörnige Grenzzone zeigen magmatische Gewebe.

Taf.9 Fig.3 schließlich zeigt einen typischen Vertreter jener amphibolitischen Gesteine (msh), die das konservative Element in den „Schieferkulissen“ bilden.

Da sich im Odenwald die ersten Zweifel an der magmatischen Natur mancher „Tiefengesteine“ bei der Unterscheidung von Amphibolit und hornblendeführenden Dioriten ergaben (LEINZ 1931; dort wird auch zum ersten Male von Konvergenz gesprochen!), soll zunächst dieser Teilaspekt besprochen werden: Kap. 2. Es folgen (in Kap. 3 und 4) Erweiterungen dieses Konvergenzprinzips zu den mehr basischen Gesteinen: Ein Teil der früher Diorit genannten Gesteine sind ja Gabbros! — Erst dann wird in Kap. 5 erneut zu den intermediären Gesteinen zurückgekehrt. Dem seinerzeitigen „Verdacht auf Dioritisierung“ lagen hornblendeführende Diorite zugrunde, gerade dort aber ließ sich bis heute nicht alles abklären, während sich an den erst später abgetrennten Biotitdioriten die Vorstadien zeigen lassen.

2. Amphibolit/Hornblendediorit: Übergang oder Konvergenz?

Wie eben gezeigt (Taf.9 Fig.3), wurden schieferige Hornblende-Plagioklas-Gesteine im Odenwald als „msh“ (= Amphibolit) auskartiert. Von solchen Amphiboliten im weiteren Sinne ist hier die Rede; sie gehen durch Änderung des Ho/Bi-Quotienten über in schieferige Biotitgneise (= Schiefer der seinerzeitigen Kartierung). Diese Metamorphite ähneln sehr den eingeschalteten „Flaserdioriten“, was Übergänge (NICKEL 1948) wahrscheinlich macht. In wie weit diese Annahme nahe liegt, veranschaulicht Taf.10 Fig.4—6.

Taf.10 Fig.4 zeigt einen Gneis ähnlich wie Taf.9 Fig.3, nun aber mit gelockertem Gefüge, also ein Edukt mit metablastischer Regeneration.

Taf.10 Fig.5 ist ebenfalls als Glied der Gneisserie kartiert und wäre — nach NICKEL — ein Produkt der weitergehenden Regeneration: d.h. einer „wirklichen Dioritisierung“. Taf.10 Fig.6 schließlich zeigt als Vergleich dazu einen sicher intrusiven Diorit, bei dem die synorogene Strukturfixierung das „magmatische Gefüge“ verwischt hat.

Es bleibt die Frage des Zusammenhanges zwischen Gesteinen von Taf.10 Fig.4—6, denn man kann die Konvergenz entweder zwischen 5 und 6 oder 4 und 5 legen; somit ergeben sich zwei Interpretationsmöglichkeiten:

Fig.3	Fig.4	Fig.5	Fig.6
1) „Amphibolit“	————→ dto. gelockert	————→ Dioritoid	Flaserdiorit
2) „Amphibolit“	————→ dto. gelockert	Flaserdiorit Flaserdiorit

Da nach dem Gelände Typen gemäß Fig.3, 4 und 5 enger zusammengehören, wird die erstgenannte Möglichkeit für wahrscheinlich gehalten. In diesem Falle wäre das Gestein der Fig.5 ein „Dioritoid II“ gemäß dem Schema von NICKEL & MAGGETTI (1974) und die Konvergenz bezieht sich auf Dioritoid II gegen Flaserdiorit. — Wo man biotitführende Hornblendediorite lagen- und linsenartig zwischen analog zusammengesetzten Gneisen findet, muß man immer damit rechnen, daß Übergänge von der Art zwischen Fig.4 und 5 eine Dioritisierung in situ anzeigen.

Zur Zeit hat man sich mit diesem Stand der Diagnose zu begnügen. Die Probleme müssen überall dort offen bleiben, wo (wie hier) sowohl die intrusiven Diorite wie die homogenisierten Altbestände konkordant lagig in Schiefergneisen auftreten und wo sich die Feldspate und Hornblenden in allen diesen Gesteinen ähneln.

3. Konvergenzen durch ophitische Strukturen (Amphibolite: Hornblendemikrogabbros)

3.1. Orthoamphibolite

Orthoamphibolite haben häufig die Struktur ihrer primären magmatischen Erstarrung konserviert: eine mehr oder weniger gut erhalten gebliebene „Diabasstruktur“ dient als wichtiger Hinweis zur Abtrennung orthogener von paragenen Gesteinen. Die Orthoamphibolite des Odenwaldes zeigen einen unruhigen Lagenbau; die ophitisch entwickelten Zonen sind meist nur Bänder zwischen Amphiboliten mit „neutralem Gesteinsgewebe“. (Vermutlich liegt eine Wechselfolge von Laven, Tuffen, Tuffiten vor.)

Den zuletzt genannten neutralen Normaltyp geben die Fig.7 (Taf.11) bzw. 10 (Taf.12) wieder, die selteneren ophitischen Typen Fig.8 (Taf.11) bzw. 11 (Taf.12). Alle diese Abarten gehören zum Altbestand des Odenwaldkristallins, der erst in der Folge magmatisch durchtränkt wurde.

Als echte metamorphe Gesteine bestehen diese Amphibolite aus umkristallisierten Mineralen, es liegen also keine mehr oder weniger erhaltenen Diabase vor: Die „Diabasstruktur“ ist metamorphosiert und muß als blastophtisch bezeichnet werden. — Die Amphibolite mit neutralem Gesteinsgewebe (Taf.11 Fig.7) gehen in Gneise vom Typ der Fig.3 (Taf.9) über; mehr und mehr stellt sich also Biotit ein: hier verschwinden dann gänzlich Hinweise auf eventuelle (ophitische) Altstrukturen. — Diese Klarstellung erlaubt nun die Gegenüberstellung von Orthoamphibolit und Mikrogabbro.

3.2. Struktur der Mikrogabbros

Sofern die unter 3.1 genannten Amphibolite in Basiten auftreten, liegen sie als kantige, gutbegrenzte Schollen im Magmatit. Das gleiche Muttergestein kann aber auch diffusere Einlagerungen enthalten; in diesen Fällen handelt es sich meist nicht um Amphibolite, sondern um Mikrogabbros. (Näheres hierzu bei MAGGETTI & NICKEL 1973.)

Strukturen solcher Gesteine zeigen Taf.11 Fig.9 und Taf.12 Fig.12. Sie sind magmatisch und vom Typ her als subophtisch zu kennzeichnen. Die Ähnlichkeit mit den blastophtischen Amphiboliten ist nicht zu leugnen! Während aber die Amphibolite eine auf die Fazies eingestellte Kombination von einheitlich aufgebauten Hornblenden und Plagioklasen aufweisen, sind hier diese Komponenten zonar entwickelt (Plagioklase mit basischem Kern und saurer Hülle; Hornblenden mit olivem Kern und grüner Hülle), so wie dies ganz allgemein bei den hiesigen Differenzialen der Hornblendebasite der Fall ist. Außerdem ist bei den Mikrogabbros die Außengrenze der Plagioklase etwas gradliniger als in den Amphiboliten entwickelt; die Hornblenden bilden keine feinkörnigen Aggregate sondern umschließen als Großkörner die Plagioklase.

Anderseits ist eine Verwechslungsmöglichkeit dieser Basitkörper mit Amphibolit-zonen dadurch gegeben, daß die subophtisch ausgebildeten Mikrogabbros stets in kleinen Körpern oder dünnen Lagen auftreten, wo offenbar die schnelle Abkühlung zur besagten Struktur geführt hat (MAGGETTI 1971).

Das Gestein vom Krehberg (Taf. 11 Fig. 9, Taf. 12 Fig. 12) läßt keine Zweifel an der Interpretation als Gabbro. Das Gestein von Ober-Ramstadt (Taf. 13 Fig. 13) hingegen ist insofern problematischer, als außerdem Typen wie Taf. 13 Fig. 14 und Taf. 14 Fig. 16 auftreten, die wir nachfolgend besprechen.

3.3. Orthoamphibolit neben Mikrogabbro

Der Steinbruch Ober-Ramstadt erschließt als magmatisches Hauptgestein einen Hornblende-Gabbrodiorit; dieser enthält gleich drei verwechselbare Einschaltungen: Schollen blastophitischer Amphibolite, Schollen subophitischer Mikrogabbros und schließlich Lamprophyre, die in Form zerrissener Bänder im Wirtsgestein auftreten, wobei jeder einzelne Fetzen wie ein Amphibolit aussieht. Nach dem Alter geordnet, ergibt sich folgende Abfolge der zueinander strukturkonvergenten Gesteine (MAGGETTI & NICKEL 1973: 240):

Altbestand (vor den Intrusionen)	Vorläufer der Intrusionen	Hauptgestein	Gangfolge (Lamprophyr)
Amphibolit	Mikrogabbro	GABBRODIORIT	Malchit

Wenn schon die reinliche Zuweisung der drei im Gabbrodiorit steckenden Gesteine nicht leicht ist, wie soll man dann urteilen, wenn noch die grundsätzliche Frage auftaucht, ob etwa der Gabbro (bzw. hier der Gabbrodiorit) durch Regeneration aus amphibolitischen Altbeständen entstanden ist?

Hierzu betrachte man Taf. 13 Fig. 14. In einem Teil des Fotos erkennt man das durch große Hornblenden gekennzeichnete subophitische Gewebe der Mikrogabbros. Daneben tritt jedoch ein eher pflasterartiges Aggregat von Hornblende und Plagioklas auf, das sich durchaus mit den „unruhigen Strukturen“ der Taf. 13 Fig. 13 vergleichen läßt. Vermutlich liegen hier halbverdaute Reste des blastophitischen Amphibolits im subophitischen Mikrogabbro vor.

Prinzipiell wäre es aber auch möglich, in solchen Strukturen restitische Amphibolitgewebe einer anatektischen Entstehung der Mikrogabbros zu sehen. (Näheres hierzu vgl. MAGGETTI & NICKEL 1973: 241, 242.)

4. Konvergenzen bei Hornblendefleckengesteinen

Dioritische Gesteine des Odenwaldes enthalten oft Anhäufungen von Hornblenden allein oder Hornblenden mit Biotiten. Dies führt zu einem fleckigen Aussehen. Wo man eine Dioritisierung durch Anatexis annehmen kann, liegt es nahe, die Flecken als zusammengeschwemmte Restite anzusehen. Dies trifft für die Biotitdiorite zu, die zwar im angeschnittenen Niveau intrusiv sind, vermutlich aber mit nur geringem Anstiegsweg (sie drangen in ihre metablastisch veränderten Edukte ein).

Bei Dioriten hingegen, die im Rahmen einer magmatischen Differentiation gedeutet werden, muß man die Mafitanhäufungen als nicht zerteilte Kornhaufen einer mafitreicheren Frühphase verstehen.

Davon zu unterscheiden sind Flecken, die schon in den Metamorphiten auftreten. Manche hornblendeführenden Biotitgneise enthalten fleckenartige Kleinstlinsen von Mafit. Die Kerne bestehen aus Hornblende, die Hüllen häufig aus Biotit. Ebenso gibt es Hornblendeflecken-Amphibolite. Hier fehlt Biotit, dafür treten neben der hell-

grünen Hornblende Quarzwürmer auf; diese Mafitnester sitzen an Stellen ehemaliger Groß-Pyroxene. Die Flecken bilden das in unserem Raume charakteristische SW-NE Linear ab, das mit 20° SW abtaucht.

Taf. 13 Fig. 15 und Taf. 14 Fig. 16—18 zeigen nun solche Flecken verschiedener Genese:

a) In Hornblendebasiten und Amphiboliten

Fig. 15. Mikrogabbro: Frühmagmatische Mafitschlieren

Fig. 16. Amphibolit: Ersatz alter Pyroxen-Großkristalle

b) In hornblendeführenden Biotitgneisen und in Biotitdioriten

Fig. 17. Metablastischer Gneis: Flecken bedingt durch primäre Inhomogenität des Eduktes (Metatuffit?)

Fig. 18. Biotitdiorit: Restitballung von der Anatexis her.

Es liegen also mehrfache Konvergenzen vor. — Die Flecken in den Anatexiten (Biotitdiorit, Taf. 14 Fig. 18) können natürlich ihre Anlage von den Flecken in den Edukten (Amphiboliten, Gneisen, Taf. 14 Fig. 16, 17) her beziehen. Dann lägen — statt Konvergenzen — teilweise Übergänge vor. Diese Unsicherheit bei den intermediären Gesteinen entfällt für die Basite: Sofern man keine Gabbroidisierung annimmt, können die Flecken (in Amphibolit einerseits und Gabbro andererseits) nur als Konvergenz gedeutet werden. Dies zugrundegelegt, ist die Ähnlichkeit beider Gesteine — man vergleiche Taf. 13 Fig. 15 und Taf. 14 Fig. 16! — wirklich frappierend.

5. Konvergenzen zwischen Plagioklasblastiten und Biotitdioriten

5.1. Altbestand

Wie erwähnt, sind die Altbestände des kristallinen Odenwaldes auf den seinerzeitigen Geologischen Karten von G. KLEMM als „ms“, d. h. metamorphe Schiefer, zusammengefaßt. Wir zeigten solche biotit- und hornblendeführenden „Schiefer“ (wegen des Feldspatanteils richtiger Gneise) auf Taf. 9 Fig. 3 und Taf. 10 Fig. 4, 5. Die gleichen, aber überwiegend oder ausschließlich hornblendeführenden Abarten heißen „msh“, d. h. Amphibolit: Taf. 11 Fig. 7, 8 und Taf. 14 Fig. 16. Daß alle Übergänge bestehen, wurde ebenfalls erwähnt.

Der Kontakt dieses Altbestandes mit den intrusiven Biotitdioriten ist manchmal scharf entwickelt. Häufiger aber sind beide Gesteine „angeglichen“, wie Taf. 9 Fig. 2 zeigt. Solange die „Schiefer“ so strukturiert sind wie auf Taf. 9 Fig. 3 oder Taf. 11 Fig. 7, bzw. Taf. 15 Fig. 19, gibt es keine Schwierigkeiten der Interpretation. Anders aber verhält es sich, wenn die Strukturen gelockert sind. Hiervon ist nun nachfolgend noch die Rede.

5.2. Plagioklasblastite

Der Übergang von schiefrig-gneisigen zu dioritischen Strukturen wurde im Kap. 2 Amphibolit/Hornblendediorit besprochen. Mit Taf. 15 Fig. 19—21 und Taf. 16 Fig. 22—24 wird das gleiche Thema noch einmal aufgenommen, nun aber in spezieller Hinsicht der Stellung von Plagioklasblastiten als „missing link“ zwischen Gneisen und intrusiven Biotitdioriten: Hier hat eine Homophanisierung Gesteine geschaffen, die zwar noch am Ort anstehen, aber deutlich mit den intrusiven Biotitdioriten zusammenhängen. Wir (MAGGETTI & NICKEL 1973, NICKEL & MAGGETTI

1974) haben diese Plagioklasblastite als Vorstadien jener Anatexis angesehen, durch welche dann die Biotitdiorite entstanden sind.

Das spezielle Problem liegt darin, daß wir in einzelnen Fällen sicher im Gelände erkennen können, daß die Biotitdiorite in die Blastite eingedrungen sind, daß wir in anderen Fällen aber keine Sicherheit haben, ob und inwieweit ein Gestein „noch Blastit“ oder „schon Biotitdiorit“ ist. Es gibt keine metatektischen Zwischenstadien, die als auffällige Bildungen das Aufschmelzen anzeigen.

Als einfachste Erklärung des Neben- und Ineinanders der Typen haben wir angenommen, daß die Biotitdiorite in ihr eigenes Vorfeld eindringen und daß sich das anatektische Geschehen kurz unterhalb des erschlossenen Niveaus abgespielt hat. Zwischen Plagioklasblastit und Biotitdiorit läge also eine Konvergenz vor.

Man könnte sich aber auch vorstellen, daß sich die Schmelzung unmerklich an die Blastese angeschlossen hat, so daß nicht eine Konvergenz, sondern ein Übergang vorliegt. Die Tarnung solcher Schmelzprozesse im erschlossenen Niveau könnte dadurch gefördert sein, daß infolge der gleichzeitigen Durchbewegung das Gestein jeweils mit einer metamorphen Struktur fixiert wird. Diese Einschlichtung müßte also sowohl Metablastite wie Biotitdiorite erfaßt haben, und zwar zu einer Zeit, da sich an der einen Stelle gerade Metablastese, an der anderen Stelle Anatexis abspielte.

Allerdings machen es die Untersuchungen von MATTHES et al. (1972) und OKRUSCH et al. (1975) sowie von v. RAUMER (1973) wahrscheinlich, daß das Aufschmelzungsniveau noch nicht allgemein erschlossen ist, so daß also die Ähnlichkeit eher auf Konvergenz — und nicht auf einem Übergang — beruht.

5.3. Biotitdiorite

Wir haben das Notwendige schon beim Vergleich dieser Gesteine mit den Metablastiten gesagt: Die infolge der Schollenführung sicher intrusiven Biotitdiorite liegen konkordant zwischen Gneis und Metablastit. Das gneisige Gefüge wurde ihnen infolge Durchbewegung bei der Erstarrung aufgeprägt: „Prototektonite“ oder „Primärgneise“. Fehlen aber Schollen, so sind Gesteine mit Strukturen wie sie Taf. 15 Fig. 21 und Taf. 16 Fig. 22 zeigen, nicht auseinanderzuhalten; es ist dann unmöglich zu entscheiden, ob metablastisches oder primärgneisiges Gefüge vorliegt.

In MAGGETTI & NICKEL (1973) sind zwar Indizien dafür gegeben worden, wie man (bei fehlenden Kenntnissen der Verbandsverhältnisse) dennoch die Metablastite von den Intrusiva unterscheiden kann, z. B. durch die Art des Auftretens von Orthit. Sieht man aber von solchen speziellen Merkmalen ab, so muß man sich damit abfinden, die Genese der Gesteine offen zu lassen.

6. Ultrametamorphose: ein hilfreicher Begriff

Metablastese ist eine besondere Art metamorpher Umwandlung; sie findet sich in Migmatitzonen, und man tut gut, sie von „normaler Metamorphose“ abzutrennen. In Metablastiten stellen sich remobilisierte Schlieren ein. Diese können anatektischer Bildung sein. Anstelle von Aufschmelzungen können sich aber auch andere Prozesse (bedingt durch die überkritische Gasphase) abgespielt haben. Der Übergang von einer metablastischen Kristallisation zu einer Kristallisation bei noch höherer Mobilität ist

oft unmerklich. Es scheint uns daher sinnvoll, allgemein von Ultrametamorphose zu sprechen.

Vergleicht man Taf.15 Fig.21 (Metablastit) und Taf.16 Fig.24 (Biotitdiorit), so zeigt sich, daß der Metablastit „magmatischer“ aussieht als der Biotitdiorit, weil bei letzterem die Kristallisation von der Deformation eingeholt wurde. Wie also soll man, wenn die näheren Umstände nicht bekannt sind, ein Gestein richtig ansprechen? Offenbar überschneiden sich gerade in jenen Kristallzonen, die wir das „Synorogen“ genannt haben (NICKEL & MAGGETTI 1974), Übergänge und Konvergenzen. Im intermediären Feld kann man das mit folgendem Schema (Abb.2) verdeutlichen: Die Diagonale nach links hoch (in Hohlschrift) veranschaulicht die synorogene Kristallisation „echter Schmelzen“. Die Diagonale nach rechts hoch zeigt, daß aus Gneisen indifferente flasrige aber auch „holoblastische“, porphyrtartig entwickelte Dioritoide entstehen. Wobei diese Dioritoide homophaner aussehen als die „echten“, aber durchbewegten Diorite!

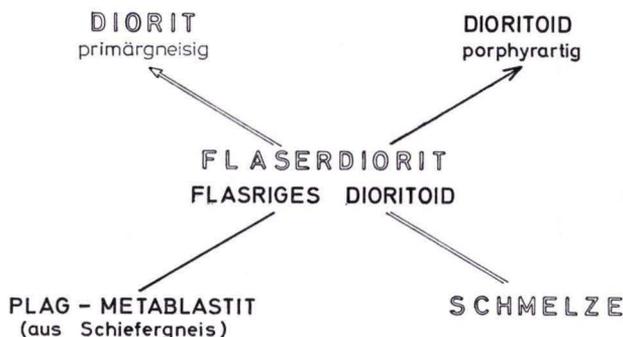


Abb. 2. Konvergenzschema der Diorite und Dioritoide.

Sowohl aus der Schmelze wie durch Strukturumwandlung entstehen im Odenwald „Diorite“, die sich trotz unterschiedlicher Genese sehr ähnlich sind und im Grenzfalle nicht unterschieden werden können.

Die Dioritisierung kann bis zu porphyrtartig „eudioritischen“ Strukturen führen; umgekehrt können die durchbewegten Diorite bis zu gneisiger Entwicklung kommen: Flaserdiorit — Dioritgneis.

Die Gesteine im Kreuzungspunkt der Diagonalen aber sind vieldeutig: Es kann extreme Metablastese vorliegen oder Erstarrung nach Teilschmelzung oder Erstarrung aus totaler Schmelze. Da sich alle diese Gesteine in Richtung der Pfeilspitzen weiterentwickeln können, gibt weder die Korngröße noch die relative Idiomorphie der Komponenten Auskunft über den Werdegang.

Die gewählten Beispiele stammen aus einer Grundgebirgsregion, wo die Durchbewegung an noch mobilen Substanzen stattgefunden hat. Unsere üblichen Begriffe werden diesem Zustand wenig gerecht, weshalb man einstweilen den Begriff der Ultrametamorphose beibehalten sollte; solange jedenfalls, bis man besser weiß, welcher Art die Prozesse sind, die sich in diesem „Grenzgebiet magmatisch/metamorph“ (ERDMANNSDÖRFFER 1948) zusätzlich zur Anatexis abspielen.

7. Zusammenfassung

Das Kristallin des Bergsträßer Odenwaldes enthält Gesteine, die trotz unterschiedlicher Genese sehr ähnliche Strukturen zeigen; bei modaler Gleichheit liegen typische Konvergenzen vor. Solche bestehen z. B. zwischen den am Ort gebildeten Plagioklasmetablastiten und einer Anzahl von intrusiven Flaserdioriten. Ebenso auch zwischen Hornblende/Biotit-Plagioklasgneisen und entsprechenden Dioriten.

Wo die Genese der jeweiligen Typen nicht im Einzelnen geklärt ist, kann eine globale Beurteilung konvergenter Gesteine zu falschen Schlüssen führen: Unklarheiten über die Art der magmatischen Tätigkeit, falsche Einschätzung der Metamorphose, Unter- oder Überbewertung der Anatexis. Die petrographische Fehleinschätzung wiederum führt zu falschen Annahmen über die geologisch-tektonische Abfolge der Phasen.

Da solche Unsicherheiten nicht nur für den engeren Raum des Bergsträßer Odenwaldes gelten, sondern für alle Kristallingebiete des gleichen Typs („Synorogen“ nach NICKEL & MAGGETTI 1974), werden in dieser Arbeit solche Konvergenzen durch Dünnschliffotos belegt und im Zusammenhang mit „anderen Ähnlichkeiten“ diskutiert.

Solche sind: a) einfache Variationen innerhalb eines Gesteins (Übergang von Amphibolit zu Hornblende-Plagioklasgneisen), b) modale Änderung infolge Differentiation, c) strukturelle Änderung durch Metamorphose bis Anatexis. Hinzu tritt die Angleichung eines magmatischen und metamorphen Gesteins durch Assimilation. Gäbe es nur diese Ähnlichkeiten, dann wäre es unnötig, die vorliegende Arbeit zu schreiben, denn der Petrograph ist darauf gefaßt. Tritt nun aber noch die Konvergenz dazu, so beginnt die geschilderte Unsicherheit in Bezug auf die Abschätzung aller genannten Ähnlichkeiten.

Es werden besprochen: normaler Gabbro konvergent zu Diabasamphibolit (mögliche Komplikation: Gabbro anatektisch aus Diabasamphibolit); flasriger Diorit konvergent zu Hornblende-Plagioklasgneisen (Komplikation: Diorit anatektisch aus solchen Gneisen); diverse intrusive Diorite konvergent zu Plagioklasmetablastiten (Komplikation: Metablastite als Vorstadien der Diorite).

Diese Konvergenzen sind deswegen so schwer zu durchschauen, weil der Bildungsraum „synorogen“ geprägt ist, d. h., daß die Magmatite dieser Periode schon primär eine dem Rahmen symmetriekonforme Paralleltexur erhalten.

Summary: The crystalline basement of the Bergsträßer Odenwald contains rocks of different origin, but of the same structural aspect; this phenomenon is named structural convergence. The so possible erroneous genetic interpretation of these structures can lead to false geologic-tektonic deductions.

Structural convergence is not limited to the Bergsträßer Odenwald, but is a characteristic in basement rocks of the synorogenic type (NICKEL & MAGGETTI 1974); for that reason, a detailed discussion of the structural convergence and other similarities is presented in this paper and illustrated with many fotos.

The other similarities are: variations in rock series (e. g. amphibolite — hornblende-gneiss), modal variations due to differentiation, structural variation by metamorphosis and anatexis, structural resemblance between igneous rocks and xenoliths by assimilation.

The detailed discussion reports: hornblende-gabbro convergent to amphibolite (meta-dabase) with possible complication: gabbro formed by anatexis of this meta-dabase. Textured diorite convergent to hornblende-plagioclase-gneiss (complication: diorite formed by anatexis of this gneiss). Intrusive diorite convergent to plagioclase-metablastite (complication: metablastesis prior to anatexis).

Résumé: Les roches du socle cristallin du Bergsträßer Odenwald (montagne de l'épaule droite du Rheingraben) montrent des phénomènes dites de «convergence». Celle-ci se manifeste dans l'aspect structural comparable entre deux types de roche considérés, mais d'origine différente.

Ce phénomène est réalisé p.ex. entre les metablastites à plagioclase et quelques diorites intrusives, mais aussi entre des gneiss et des diorites texturées, en tant que le quotient amphibole/biotite soit comparable.

Tant que la genèse des roches affectées par une telle convergence structurale n'est pas résolue, l'importance relative des actions magmatiques, métamorphiques et anatectiques reste difficile à évaluer. L'interprétation pétrographique (peut-être faussée par une convergence!) à son tour a des conséquences géologiques et peut conduire à une fausse interprétation des phases magmatiques-tectoniques successives.

Ce danger existe pour chaque région cristalline du type «synorogénique» (NICKEL & MAGGETTI 1974); il nous semble donc utile d'illustrer un peu plus en détail ce phénomène nommé convergence, en le comparant avec d'autres ressemblances entre différentes roches comme a) variation de série — p.ex. chez les métamorphites —, b) variation modale par une différenciation magmatique, c) variation structurale par métamorphose et anatexie et d) ressemblance par assimilation. Tous ces phénomènes, se superposant à l'action de la convergence, engendrent l'incertitude mentionnée de l'interprétation génétique de la structure d'une roche.

De ce fait il sera discuté: la convergence gabbro à hornblende-amphibolite (méta-dabase) avec complication: gabbro dérivant d'une méta-dabase; convergence diorite/gneiss (complication: diorite dérivant de l'anatexie du même gneiss) ou convergence diorite/métablastite (complication: metablastèse précédant l'anatexie dont dérivent les diorites).

Les convergences sont abondantes surtout dans des régions où cristallisent des magmas synorogéniques, c.à.d. où les roches développent une structure parallèle primaire, conforme aux roches encaissantes.

8. Schriftenverzeichnis

- BARTH, H. (1968): Geochemische Fronten im Innern von Granitmassiven. — Aufschluß, **19** (12): 316—322; Göttingen.
- BUESCH, W. (1970): Dioritbildung durch Remobilisation II. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **112** (2): 219—238, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1946): Über unausgereifte Magmatite. — Nachr. wiss. Akad. Göttingen, math.-naturwiss. Kl., **1**: 1 Seite.
- (1947): Die Diorite des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Entstehungsweise. — Heidelberger Beitr. Mineral. Petr., **1** (1): 37—85, 24 Abb.
- (1948): Aus dem Grenzgebiete magmatisch-metamorph; mit Beispielen aus Schwarzwald, Odenwald und Alpen. — Z. dt. geol. Ges., **100**: 204—212, 2 Abb.; Stuttgart.

- KLEMM, D. D. (1966): „Gabbroidisation“ und „Dioritisation“ am Beispiel einiger Odenwälder Gabbro- und Dioritgebiete. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **104** (3): 259—282; Stuttgart.
- & WEBER-DIEFENBACH, K. (1971): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **116** (1): 80—111, 13 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1972): Ein Beitrag zur Geochemie basischer Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **118** (1): 43—73, 13 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- KLEMM, G. (1906): Beobachtungen über die genetischen Beziehungen der Odenwälder Gabbros und Diorite. — Notizbl. Ver. Erdkde., (IV) **27**: 4—26; Darmstadt.
- (1913): Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Neunkirchen. — Notizbl. Ver. Erdkde., (IV) **34**: 4—21; Darmstadt.
- KNAUER, E. (1969): Konvergenzerscheinungen granitoider Gesteine im Raum Hoxhohl und ihr Vergleich mit Flasergneisen des Gebietes Brandau-Neunkirchen (Odenwald). — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **110** (3): 287—328, 20 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- LEINZ, V. (1931/32): Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Dioriten und Graniten. — Z. Krist., Abt. B, N.F., **42** (2): 81—135, 7 Abb., 1 Taf.; Leipzig.
- MAGGETTI, M. (1971): Die basischen Intrusiva des Heppenheim-Lindenfelser Zuges Teil I und II. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., T. I: **115** (2): 192—228, 15 Abb., 4 Tab.; T. II: **115** (3): 229—251, 7 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- (1974): Zur Dioritbildung im kristallinen Odenwald. — Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., **54** (1): 39—57, 9 Fig., 2 Tab.; Zürich.
- & NICKEL, E. (1973): Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **119** (3): 232—265, 16 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- MATTHES, S., OKRUSCH, M., & RICHTER, P. (1972): Zur Migmatit-Bildung im Odenwald. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **116** (3): 225—267, 18 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- MEHNERT, K. R., & BUESCH, W. (1966): Dioritbildung durch Remobilisation. — Tscherm. Mineral. Petr. Mitt., **11** (3—4): 246—265, 11 Abb.; Wien.
- NICKEL, E. (1948): Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefen im westlichen Odenwald. — Heidelberger Beitr. Mineral. Petr., **1** (4): 427—470, 28 Abb., 1 Kt.
- (1952): Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim-Lindenfels. — Heidelberger Beitr. Mineral. Petr., **3**: 97—123, 17 Abb.
- (1953): Texturen zwischen „magmatisch“ und „metamorph“. — Fortschr. Mineral., **32**: 78—80; Stuttgart.
- (1954): Grenzfazies und Angleichgefüge der varistischen Elemente im kristallinen Odenwalde. — Opus. Mineral. Geol., **35** S., 12 Abb., 2 Taf.; Kettwig (Feller-Verlag).
- (1956): Phasenablauf der Tektonogenese im Raume Knoden. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **89** (3): 302—366, 23 Abb., 7 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- (1965): Das Intrusionsniveau des Odenwaldes. — N. Jb. Mineral. Petr., Mh., **2**: 43—53; Stuttgart.
- (1975): Geologische Positionen und Petrogenese im Odenwald. — Aufschluß, Sonderband **27** (Odenwald): 1—25, 11 Abb., 3 Tab.; Göttingen.
- & MAGGETTI, M. (1974): Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträßer Odenwaldes. — Geol. Rdsch., **63** (2): 618 bis 654, 11 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- & ZURBRIGGEN, B. (1975): Die Entwicklung der Neunkircher Flasergranitoide. — Aufschluß, Sonderband **27** (Odenwald): 159—174, 9 Abb.; Göttingen.
- OKRUSCH, M. (1963): Bestandsaufnahme und Deutung dioritartiger Gesteine im südlichen Vorspessart. — Geologica Bavarica, **51**: 1—106, 34 Abb., 28 Tab., 3 Beil.; München.
- & RICHTER, P. (1969): Zur Geochemie der Diorit-Gruppe. — Contr. Mineral. Petrol., **21**: 75—110, 14 Abb., 5 Tab.; Heidelberg-Berlin.

- VON RAUMER, J., MATHES, S., & SCHUBERT, W. (1975): Mineralfazies und Stellung der Metamorphite im kristallinen Odenwald. — Aufschluß, Sonderband **27** (Odenwald): 109–134, 2 Abb., 1 Tab.; Göttingen.
- VON RAUMER, J. F. (1973): Die mineralfazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **118** (3): 313–336, 13 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHUBERT, W. (1968): Die Amphibolite des prävaristischen Schieferrahmens im Bergsträßer Odenwald. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **108** (1): 69–110, 16 Abb., 8 Tab., 1 Kt.; Stuttgart.
- TABORSZKY, F. (1964): Beiträge zur Petrogenese der Neunkircher Höhe (Odenwald). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 212–215, 1 Taf.; Wiesbaden.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1970): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. — Diss. Univ. München, 97 S., 33 Abb., 5 Tab.
- (1974): Geochemische Untersuchungen an Biotit-Dioriten, Hornblende-Dioriten und Metamorphiten des mittleren kristallinen Odenwaldes. — N. Jb. Mineral. Petr., Abh., **120** (2): 119–146, 12 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- ZURBRIGGEN, B. (1976): Synorogene Gesteinsbildung im Raume der Neunkircher Höhe. — Geol. Jb. Hessen, **104**: 87–146, 19 Abb., 8 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 4. 9. 1975

Gesichtspunkte zur Petrogenese des Odenwaldes

Von

FRANZ KARL TABORSZKY*

Mit 1 Abbildung

Kurzfassung: Die absoluten Altersbestimmungen ergaben innerhalb der Bestimmungsfehlergrenze gleiche Werte für den ganzen Bergsträsser Odenwald. Danach muß man einen einheitlichen Abkühlungsplan für dieses Gebiet annehmen. Als Folgerung davon ist eine einheitliche gemeinsame Petrogenese zwingend. Zur Erklärung petrogenetischer Vorgänge wird die „Fläche gleicher Mobilität“, hier als „Isomobil“-Fläche bezeichnet, eingeführt. Damit kann man die sehr komplexen petrographischen Verhältnisse leichter erklären.

Abstract: Within the limits of analytical error, the radiometric age determinations gave the same values for all samples from the Bergsträsser Odenwald. This indicates a uniform cooling and petrogenetic history for the entire region.

To explain petrogenetic processes, the concept of a level of equal mobility, or „isomobile-level“, is introduced. This concept helps to explain more easily the rather complicated petrological relationships.

Die Klärung der Petrographie und Petrogenese des Bergstäßer Odenwaldes gestaltete sich zunächst als ein sehr schwieriges Problem. Das lag daran, daß im Odenwald auf engstem Raum sehr oft verschiedene Gesteine nebeneinander und durcheinander auftreten. Solange man sich im Bereich der saureren Gesteine bewegt, sind die Verhältnisse im allgemeinen noch einigermaßen überschaubar. Aber auch hier kann man gegen die Randgebiete eine Zunahme von Flaserungen, Schlieren und Fremdschollen beobachten. Die Lage wird aber viel verworrener, falls man in Gebiete von basischeren Komplexen kommt, wo magmatoide und metamorphe Gesteine im Meter-, Dezimeter- oder sogar Zentimeter-Bereich wechseln.

Diese Verhältnisse haben einerseits dazu geführt, daß über die Entstehung des Odenwaldes bis in die jüngste Zeit sehr verschiedene Ansichten vertreten wurden. Andererseits hat gerade diese Verwirrung viele Petrographen, Geochemiker, Tektoniker und Geochronologen in den letzten 15 Jahren dazu veranlaßt, den Odenwald genauer zu untersuchen. Diesen Bemühungen ist es auch zu verdanken, daß heute die genetischen Deutungen wesentlich an Klarheit und Einheitlichkeit gewonnen haben. Die vorliegende Arbeit soll auch einen Beitrag dazu leisten.

* Dr. F. K. TABORSZKY, Mineralogisches Institut der Universität, Hebelstraße 40 7800 Freiburg i. Br.

Die absoluten Altersbestimmungen, durchgeführt nach der K-Ar-Methode, an Biotiten und Hornblenden, ergaben für die Biotite 314–325 Ma, für die Hornblenden 329–336 Ma (KREUZER, TABORSZKY & HARRE 1969). Diese Schwankung liegt praktisch innerhalb der Bestimmungsfehlergrenze von ca. $\pm 2\%$, also ± 6 Ma. Statistisch gesehen kann man zwar eine allg. Verjüngung der Werte von NW nach SE feststellen, aber geologische Schlüsse aus diesen kleinen Schwankungen müssen vorläufig nur Spekulation bleiben. Bemerkenswert ist allerdings, daß die Altersbestimmungen an Apatiten derselben Proben nach der „Fission track“-Methode, dieselben Tendenzen ergeben haben (WAGNER 1969).

Der gesamte vordere Odenwald unterliegt demnach einem einheitlichen Abkühlungsplan (eine Ausnahme bildet der Gabbro des Frankensteins, der Werte von 360 Ma ergibt, die aber noch unsicher sind).

Diese Ergebnisse zwingen uns, eine einheitliche und gleichzeitige Genese des gesamten vorderen Odenwaldes anzunehmen. Wie wir sehen werden, kann man mit dieser Annahme auch alle petrogenetischen Vorgänge erklären.

Gleiches Alter bedeutet, daß bei der letzten Abkühlung die Isothermen mehr oder minder parallel zu der heutigen tangentialen Erdoberfläche verlaufen sind. Dies gilt zumindest für die Tiefen, in denen die radioaktive Uhr anfang zu ticken. Das wäre, nach dem heutigen Stand der Kenntnisse, für Hornblenden eine Temperatur von 4–500°C und für Biotite 2–300°C. Bei einem mittleren geothermischen Gradienten von 30 m/°C wären das Tiefen von ca. 15 bzw 10 km. Dazu müssen wir weiterhin annehmen, daß inzwischen bis heute keine größeren tektonischen Verschiebungen oder Verkippungen stattgefunden haben. Dafür gibt es im vorderen Odenwald auch keine Anhaltspunkte.

Der mehr oder minder waagerechte Verlauf der Isothermen bedeutet aber selbstverständlich nicht gleiche Mobilität in gleichem Niveau der betroffenen Gesteine. Die Mobilität hängt in erster Linie von Chemismusschwankungen der Ausgangsgesteine ab. Die Fläche gleicher Mobilität, wir wollen sie hier als „Isomobil“-Fläche bezeichnen, ist eine stark auf- und abtauchende Fläche je nach Zusammensetzung des Materials.

Bevor wir uns unter diesen Voraussetzungen mit der Petrogenese befassen, müssen wir noch eine andere augenfällige Erscheinung im Odenwald feststellen. Alle Odenwälder Gesteinsmassive haben variscische Streichrichtung. Das zwingt zu der Annahme, daß heute die einzelnen Massive die Schenkel eines variscischen Faltengebirges darstellen. Es wurde versucht, nach petrographischen Kriterien ein Faltengebirgsmodell zu entwerfen (Abb. 1; s. a. TABORSZKY 1968, TABORSZKY et al. 1969), und dann durch variscische Abtauch-Mobilisation mit Hilfe der „Isomobil“-Fläche die petrogenetischen Vorgänge zu erklären. Sicherer Ausgangspunkt des Faltenmodells ist die basische Mulde von Lindenfels-Gadernheim, in die das Massiv der Neunkircher Höhe eingebettet ist. Wenn man von hier aus die petrographisch verwandten Massivzüge verbindet, kommt man zu dem Profil der Abb. 1.

Wenn wir den gesamten vorderen Odenwald betrachten, stellen wir fest, daß die saureren Gesteine in weiten Bereichen magmatische Strukturen zeigen. Demgegenüber zeigen die basischeren Gesteine in kleinen Bereichen abwechselnd magmatische und metamorphe Strukturen. Die „Isomobil“-Fläche des vollständigen Schmelzens

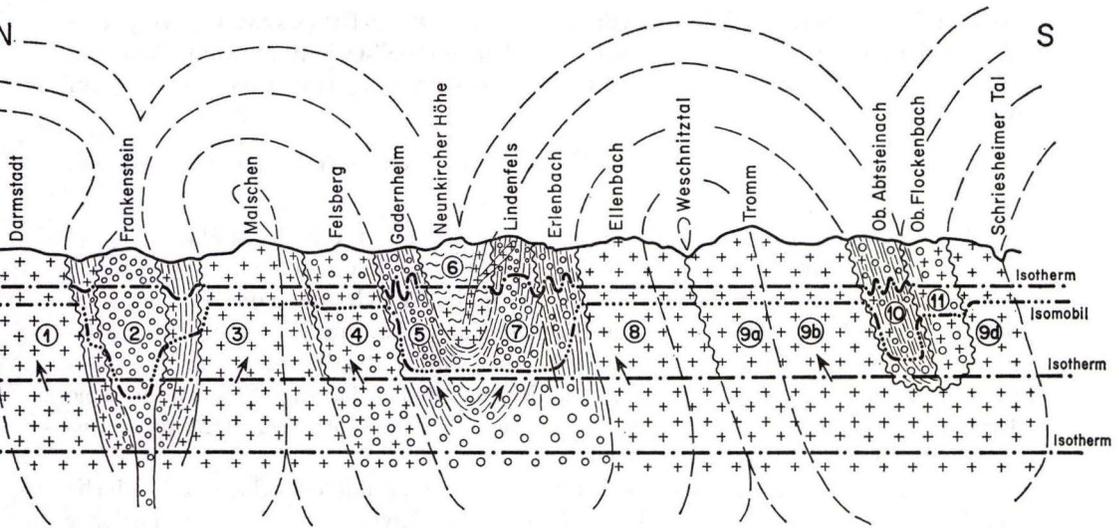


Abb. 1. N-S-Prinzipalskizze des Odenwaldes und theoretische Rekonstruktion (gestrichelte Linien) der möglichen Verhältnisse zur variscischen Zeit.

Petrographische Einheiten:

- | | |
|--------------------------------|--|
| 1) Granodiorit von Darmstadt | 7) Diorit-Gabbro-Zug von Lindenfels |
| 2) Gabbro vom Frankenstein | 8) Granodiorit des Weschnitz-Massivs |
| 3) Granodiorit vom Malschen | 9a) und 9b) Granite bis Granodiorite des Tromm-Massivs |
| 4) Granodiorit vom Felsberg | 9d) Granit von Heidelberg |
| 5) Dioritzug von Gadernheim | 10) Diorit von Ober-Abtsteinach |
| 6) Gneise der Neunkircher Höhe | 11) Granodiorit von Ober-Flockenbach |

liegt demnach für saure Gesteine ungefähr im Niveau des heutigen Oberflächenanschnitts. Für basische Gesteine liegt die gleiche „Isomobil“-Fläche viel tiefer, so daß wir nur Dachanschnitte der vollständig mobilisierten Wurzelzonen haben. Von hier aus sind die oberen Teile dieser Serien intrudiert, injiziert und z.T. resorbiert worden. Solche Modelle sind auch schon von STILLE (1939) angenommen worden. NICKEL & MAGGETTI (1974) sprechen treffend von „synorogenen Sandwich“, wo Altbestand und Schmelze sich lagenweise abwechseln. Da die ganzen Prozesse synorogen erfolgen, wie das auch NICKEL & MAGGETTI (1974) annehmen, ist in allen Bereichen eine Bewegung der Schmelzen zu beobachten, die auch zu scheinbar echten Intrusionen und Injektionen führt. Dadurch erklärt sich das Nebeneinander magmatischer und Rahmen-Bereiche von gleichem Chemismus, weil die Mobilisate ihre eigenen Serien intrudiert und injiziert haben. Man braucht nicht unbedingt eine Mobilisation in situ anzunehmen (KLEMM 1966), obwohl diese Vorstellung lokal in der Übergangszone sicher auch zutrifft.

Die verschiedenen Diorittypen, Biotit-Diorit und Hornblende-Diorit, kommen nur durch die abweichenden Chemismen und H_2O -Gehalte der Ausgangsgesteine zustande. Vielleicht spielen kleine Niveauunterschiede auch eine gewisse Rolle. Eine tiefenmagmatische Genese der Hornblende-Diorite aus Mantelmateriale ist nach den

geochemischen Untersuchungen von KLEMM & WEBER-DIEFENBACH (1972) und WEBER-DIEFENBACH (1974) u. a. durch die kleinen Cr-Ni-Gehalte unwahrscheinlich. Auch die sog. τ -Werte nach GRASSO (1968) und RITTMANN (1967) passen nicht auf Mantelgesteine.

Dieser $\tau = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}}{\text{TiO}_2}$ soll für Mantelgesteine einen Wert von ca. 4–5 und für Krustengesteine einen Wert von 11–12 haben.

Die τ -Werte der Odenwälder Gabbros und Diorite liegen mit einem Maximum bei ca. 11, für den Durchschnitt aller Odenwälder Gesteine noch viel höher.

Im Bereich saurerer Gesteine liegt die „Isomobil“-Fläche der vollständigen Migmatisierung, also Bildung granodioritischer Eutektika, im heutigen Anschnittsniveau. Auch hier entstehen im Randbereich durch Restitschlieren und Restitschollen, aber auch durch das synorogene Magmenfließen faserige Strukturen. Eine Druckeinregelung von Mafiten kann man sich in einem plastischen Material aus physikalischen Gründen nicht vorstellen.

Die relativen Altersunterschiede kann man ebenfalls mit der „Isomobil“-Fläche erklären. Infolge dieser Fläche liegen in gleichem Niveau Gesteine verschiedener Mobilität. Dadurch werden Gesteine mit kleinerer Mobilität früher erstarren und von länger mobilen injiziert. Somit entstehen die verschiedenen relativen Alter. Diese Altersunterschiede liegen innerhalb der Bestimmungsfehlergrenze und sind auch schon darum mit den heutigen Methoden nicht erfaßbar, weil auch die Abkühlungszeiten in diese Grenzen von ± 6 Ma fallen. Dies kann man aus den Altersunterschieden der Biotite und Hornblenden ableiten. Die Hornblenden haben ein max. Alter von rund 335 Ma und eine Zählbeginn-Temperatur von max. 500°C. Die Biotite haben ein max. Alter von rund 325 Ma und eine Zählbeginn-Temperatur von max. 300°C. Die 200° Abkühlung hat also 10 Ma gedauert. Schmelzversuche haben gezeigt, daß Gabbros bei 800°C und 2 kb $p_{\text{H}_2\text{O}}$ (WEBER-DIEFENBACH 1974), Granite dagegen bei 650°C und 2,5 kb $p_{\text{H}_2\text{O}}$ (PIWINSKI 1973) zu schmelzen beginnen. Dies würde bedeuten, daß die Erstarungsprozesse auch innerhalb der kritischen 10 Ma liegen müssen und nach dem heutigen Stand der Altersbestimmungsmethoden sich einer Erfäßbarkeit entziehen.

Zusammenfassend kann man sagen, daß der Odenwald ein Rumpfteil eines früh-variscischen Faltengebirges darstellt, das bei der variscischen Orogenese versenkt und synorogen mobilisiert wurde, worauf der Verfasser schon 1968 hingewiesen hatte. Die basischeren Gesteinsserien wurden nur in den Faltenwurzeln mobilisiert, von wo aus, in Zusammenwirken mit dem synorogenen Druck, die petrogenetischen Prozesse, auch in den oberen Bereichen, gesteuert wurden.

Der heutige Anschnitt des Odenwaldes ist als ein Dachanschnitt der mobilisierten basischen Serien anzusehen. Die ausführlichen Prozesse im einzelnen entnehme man aus den Arbeiten von NICKEL & MAGGETTI (1974) und WEBER-DIEFENBACH (1974), wo man auch weitere wichtige Literaturhinweise findet.

Schriftenverzeichnis

- GRASSO, V. G. (1968): The TiO_2 Frequency in Volcanic Rocks. — Geol. Rdsch., 57: 930–935, 3 Abb.; Stuttgart.

- KLEMM, D. D. (1966): „Gabbroidisation“ und „Dioritisation“ am Beispiel einiger Odenwälder Gabbro- und Dioritgebiete. — N. Jb. Miner., Abh., **104**: 259—282; Stuttgart.
- & WEBER-DIEFENBACH, K. (1972): Ein Beitrag zur Geochemie basischer Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes. — N. Jb. Miner., Abh., **118**: 43—73, 13 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- KREUZER, H., TABORSZKY, F. K., & HARRE, H. (1969): K/Ar ages of amphiboles and biotites from crystalline rocks of the Odenwald, Germany. — Colloq. Geochron. phanerozoic belts. Zürich-Bern. (Vortragsreferat)
- NICKEL, E., & MAGGETTI, M. (1974): Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträßer Odenwaldes. — Geol. Rdsch., **63**: 618—654, 12 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- PIWINSKI, A. J. (1973): Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada batholith, California: Part II. — N. Jb. Miner., Mh., **1973**: 193—215, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- RITTMANN, A. (1967): Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen. — Geol. Rdsch., **57**: 277—295, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- STILLE, H. (1939): Zur Frage der Herkunft der Magmen. — Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Nr. 19, 31 S.; Berlin.
- TABORSZKY, F. K. (1968): Petrographisch-mikroskopische Untersuchungen im Odenwaldkristallin. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 197—213, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KREUZER, H., & HARRE, W. (1969): K-Ar-Alter des Odenwaldkristallins. — Vortrag, Jahrestagung der Deutsch. Geol. Ges.; Freiburg i.Br.
- WAGNER, G. A. (1969): Spuren der spontanen Kernspaltung des ²³⁸Urans als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes. — N. Jb. Miner., Abh., **110**: 252—286, 19 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1974): Geochemische Untersuchungen an Biotit-Dioriten, Hornblende-Dioriten und Metamorphiten des mittleren kristallinen Odenwaldes. — N. Jb. Miner., Abh., **120**: 119—146, 12 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 21. 4. 1975

Der permische Natron-Keratophyr von Roßdorf im nördlichen Odenwald

Von

ISTVAN BARANYI und HANS JOACHIM LIPPOLT*

Kurzfassung: KLEMM (1910, 1912, 1938) hat von nördlich Roßdorf (nördlicher Odenwald) einen quarzreichen Natron-Trachyt beschrieben, der in die Geologische Karte 1:25000, Bl. Roßdorf, aufgenommen wurde.

Dieses Gestein unterscheidet sich chemisch und petrographisch wesentlich von den anderen Trachyten des Odenwaldes. Sein K-Ar-Alter weist es mit 239 ± 9 Ma als permisch aus, während die anderen Trachyte an der Wende Kreide/Tertiär entstanden sind. Das Gestein sollte als verquarzter albitreicher Natron-Keratophyr angesehen werden.

Abstract: KLEMM (1910, 1912, 1938) described a Na-rich, K-poor trachyte from a locality north of the village Roßberg in the northern Odenwald. This rock differs in many qualities from the other trachytes of the Odenwald. The K-Ar age of this volcanic rock is 239 ± 9 Ma and belongs to the Permian, whereas the other trachytes erupted near the Cretaceous/Tertiary boundary. The rock should rather be regarded as silicified albit rich Na-keratophyre than as a trachyte.

Inhalt

1. Einführung	167
2. Neue Untersuchungen	168
2.1. Gesteinszusammensetzung	168
2.2. Die einzelnen Bestandteile	169
2.3. K ₂ O- und Na ₂ O-Bestimmungen	170
2.4. Altersbestimmung	170
3. Die Gesteinsentstehung	170
4. Schlußfolgerungen	171
5. Schriftenverzeichnis	172

1. Einführung

Während der Kartierung des Bl. Roßdorf (= Darmstadt-Ost) der Geol. Karte von Hessen im nördlichen Odenwald entdeckte KLEMM (1910) ein neues, vermutlich gangförmiges Trachyt-Vorkommen NW Roßdorf an der Kreuzung der Hundertmorgenschneise mit der Roßdörper Grenz-Schneise (R 3482260, H 5528400). Es gesellte sich zu den bis dahin bekannten Trachyten des Odenwaldes Hoher-Berg

* Dr. I. BARANYI, Prof. Dr. H. J. LIPPOLT, Laboratorium für Geochronologie der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 234, 6900 Heidelberg.

(zwischen Offenbach und Dietzenbach), Bahnhofshügel von Dietzenbach, Sporneiche (zwischen Messel und Eppertshausen), Neuhof bei Sprendlingen sowie dem aus der Bohrung an der Dampfmühle S Sprendlingen bekannten Trachyten.

Im Rahmen unserer Untersuchungen der Altersverteilung der postpermischen Vulkanite des nördlichen Oberrheingraben-Gebietes stießen wir auf die Existenz dieses Vorkommens N Roßdorf, das von G. KLEMM bereits in die Geol. Karte 1:25000 (Bl. Roßdorf) von 1912 aufgenommen worden war. Es war nachzuprüfen, ob dieses Gestein altersmäßig zu den anderen Trachyten des Odenwaldes gehört, obgleich es sich petrographisch wesentlich von ihnen unterscheidet. Dabei zeigte es sich als notwendig, die petrographische Beschreibung von KLEMM (1938) durch weitere Beobachtungen zu ergänzen. Nach KLEMM (1938) sieht der Trachyt von Roßdorf äußerlich schwarz aus und zeigt mehrere mm-lange, aber nur etwa mm-breite Sanidin-Leisten. Unter dem Mikroskop konnte KLEMM fast nur Sanidinleisteichen, Quarz und opake Körner, aber keine Spur von Augit, Hornblende oder Biotit beobachten. Das Gestein erwies sich in hohem Grade von Quarzäderchen durchtrümmert. Die letztere Beobachtung spricht nach KLEMM (1938) für eine Umwandlung des Gesteins auf wäßrigem Wege.

Die chemische Vollanalyse ergab u. a. SiO_2 72,1%, Al_2O_3 11,7%, CaO 1,9%, Na_2O 4,96% und K_2O 0,25%. KLEMM (1938) bezeichnete an diesem Gestein neben dem niederen Kalium-Gehalt vor allem das Fehlen von dunklen Gemengteilen als bemerkenswert. Während die Trachyte der Vorkommen Sporneiche, Dietzenbach und Hoher-Berg $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisse von ca. 2:3 haben, besitzt dieses Gestein nach obiger Analyse ein solches von 1:20.

2. Neue Untersuchungen

KLEMM (1938) berichtet, daß das Trachyt-Vorkommen nur aus isolierten Fragmenten bekannt sei. Tatsächlich findet man an dem auf der Karte bezeichneten Punkt nichts von dem genannten Gestein, da das mehr oder weniger ebene Gelände mit dichtem Waldboden bedeckt ist. Durch Schürfen unterhalb der Wurzel eines samt Wurzel umgestürzten Baumes konnten wir etwa ein Dutzend ca. 50–100 g schwere kantige Fragmente des Roßdörper Trachyts gewinnen. Aus fünf dieser Fragmente wurden eine K-Ar-Gesamtgesteinsprobe sowie vier Präparate zur Bestimmung von K-Na-Verhältnissen hergestellt. Für eine detaillierte Beschreibung wurden neun Dünnschliffe und einige unabgedeckte Schliffe angefertigt.

2.1. Gesteinszusammensetzung

Die aufgesammelten Gesteinsbrocken sehen dunkelbraun bis graugrün, dicht und feinkörnig aus. Gut zu erkennen sind in der Matrix die glänzenden Leisten von Sanidin. Die Brocken haben relativ scharfe Kanten und sind nur stellenweise leicht abgerundet. Daraus kann geschlossen werden, daß das Gestein noch nicht lange aus seinem Verband herausgebrochen ist. Mit freiem Auge lassen sich braunrote Eisenoxid-Flecken mit weißer Rinde erkennen.

Mikroskopisch zeichnet sich das Gestein durch eine feinkörnige Grundmasse aus, die überwiegend aus Alkalifeldspäten und Quarz sowie in geringeren Mengen aus

Aktinolith, Epidot, Magnetit, diopsidischem Augit und Akzessorien aufgebaut ist. In dieser Matrix treten Alkalifeldspat-Einsprenglinge und Quarznester auf. Fremdgesteinseinschlüsse konnten nicht beobachtet werden.

Die oben genannten Eisenoxid-Flecken bestehen bei mikroskopischer Betrachtung aus einem opaken Eisenoxid-Kern, in dem regellos große Fetzen von Glas und Quarz sowie kleinere Körner von Epidot und feinnadelige Büschel von Aktinolith eingebettet liegen. Das Eisenoxid (wahrscheinlich Magnetit) hat Quarz und Glas randlich durchdrungen und sich in diesem Bereich zu Hämatit umgewandelt. Das Glas zeigt keine Entglasung, ist aber gesprenkelt mit winzigen Hämatit- und Epidot-Körnern. Um den Eisenoxid-Kern herum hat sich eine Zone von feinkörnigem Epidot und weiter außen eine Zone aus feinkörnigem Quarz gebildet.

2.2. Die einzelnen Bestandteile

Feldspäte: Homogener Na-Sanidin und (K, Na)-Sanidin treten in Form von verzwilligten Leisten auf [$2V_x = 56^\circ$ auf AE \parallel (010) bis $2V_x = 14^\circ$ auf AE \perp (010)]. Inhomogener Na-Sanidin bildet breitere Balken mit flecken- oder spindelförmigen Perthiten aus Albit ($2V_z = 78^\circ$). Diese Perthit-Flecken können verwachsene oder scharfe Grenzen bilden. Die Perthit-Spindeln ordnen sich parallel der Spaltbarkeit ein. Auch verschieden zusammengesetzte Na-Sanidin-Individuen können miteinander verwachsen sein [$2V_x = 10^\circ$ auf AE \perp (010) bis $2V_x = 20^\circ$ auf AE \parallel (010); $X \wedge a = 3-7^\circ$].

Inhomogener Albit ($2V_z = 70-72^\circ$) bildet meist Kristalle mit rhomboedrischem Querschnitt, oft auch Vierlinge oder breite Leisten. Die Inhomogenität kommt durch fleckenweise Auslöschung einzelner Partien zustande. In der Grundmasse kommen neben Na-Sanidinen noch Albit-Oligoklase ($2V_x = 42-70^\circ$) vor. Verzwilligung ist sehr verbreitet. Alle Feldspäte sind durch feinste Mineralimprägnationen getrübt.

Quarz: Feldspat-Quarz-Verwachsungen sind oft zu beobachten. Vierlinge von Albit-Einsprenglingen können von unregelmäßigen und unorientierten Quarzlappen durchwachsen sein. Die Durchdringung durch Quarz kann am Rande des Albits soweit gehen, daß die Kristallumrisse nicht mehr erkennbar sind. Bei den Na-Sanidinen ist diese Art poikilitischer Durchwachsung selten zu beobachten.

Der Quarz kommt außerdem feinverteilt in der Grundmasse und in grobkörnigen Nestern vor. Undulöse Auslöschung ist sehr verbreitet. In einem Fall wurde orientierte Umwachsung eines Quarzkristalls durch Alkalifeldspat beobachtet.

Amphibol: Hellgrüner bis gelblichgrüner Aktinolith ($Z \wedge c \sim 15^\circ$; $l = \odot$) ist in Form von dünnen Leisten oder Nadeln in der Grundmasse und in den Quarznestern sehr verbreitet. Poikilitische Durchwachsung der Alkalifeldspat-Einsprenglinge durch Aktinolith konnte nur selten beobachtet werden.

Epidot: Gelblich-grüne Epidotkörner sind als Sprengelung der Grundmasse und der Quarznester überall verbreitet. Oft bilden sie einen Kranz um Quarz- oder Zirkonkristalle.

Pyroxen: Hellgrüne Leisten von diopsidischem Augit ($2V_z = 64^\circ$; $Z \wedge c = 43^\circ$) treten in geringer Menge in der Grundmasse auf.

Akzessorien: Akzessorien sind Apatit (oft als idiomorpher Einschluß) und Zirkon.

2.3. K_2O - und Na_2O -Bestimmungen

Kalium und Natrium wurden flammenphotometrisch an vier Gesteinsbrocken bestimmt. Zur Kontrolle wurden die NBS-Feldspäte 70a und 99a mitanalysiert.

Die Kalium- und Natrium-Gehalte haben einen großen Variationsbereich. Die bestimmten Kaliumoxidwerte sind 0,072%, 0,090%, 0,11%, 0,29%. Zu ihnen gehören die Natriumoxidgehalte 7,1; 6,9; 5,6; und 4,4%. Die Kalium- und Natrongehalte sind demnach gegenläufig. Die resultierenden K_2O/Na_2O -Verhältnisse sind 0,010; 0,013; 0,019; 0,067. Sie liegen deutlich unterhalb der K_2O/Na_2O -Werte der Trachyte des Sprendlinger Horstes.

2.4. Altersbestimmung

Zur Beantwortung der Frage, ob dieses Gestein zusammen mit den Trachyten des Sprendlinger Horstes entstanden ist, wurde eine K-Ar-Analyse an einer Gesamtgesteinsprobe (OR-T4) durchgeführt. Die Analyse ergab: Kalium-Gehalt: 0,156%, radiogenes Argon-40 (Versuchs-Nr. 1905): $1,57 \cdot 10^{-6} \text{cm}^3 \text{STP/g Mat.}$, atmosphärischer Argon-40-Beitrag: 30%.

Aus diesen Daten errechnet sich ein K-Ar-Alter von $239 \pm 9 \text{ Ma}$. Dieser Alterswert fällt in das obere Perm (vergl. D. B. SMITH 1964).

Das untersuchte Gestein unterscheidet sich demnach nicht nur chemisch und petrographisch, sondern auch durch sein K-Ar-Alter deutlich von den Gesteinen der großen Trachytvorkommen des Sprendlinger Horstes.

3. Die Gesteinsentstehung

Sowohl der Natron-Sanidin als auch der Hochtemperatur-Albit-Oligoklas sind auf vulkanischem oder subvulkanischem Niveau aus einer Primär-Schmelze entstanden. Die Existenz von Glasrelikten weist darauf hin, daß es sich um eine oberflächennahe Intrusion handelt. Man könnte als Ausgangsgestein eine Art Pyroxen-Trachyt mit starker Na-Vormacht gegenüber K annehmen, ähnlich dem „Arsoit“, dem Augit-Olivin-Trachyt von der Insel Ischia (TRÖGER 1969). Der Arsoit besteht überwiegend aus Natron-Sanidin neben Diopsid und intermediärem Plagioklas sowie geringen Mengen Biotit, Olivin, Erz, Apatit und Glasbasis. Der ehemalige Pyroxen-Trachyt wurde bei einem späteren tektonischen Ereignis schwach kontaktmetamorph umgeprägt. Dabei sind Epidot, Aktinolith, der Tieftemperatur-Albit und wahrscheinlich auch der Quarz gebildet worden. Ob der Quarz bei der Metamorphose gebildet wurde oder ob er von einer späteren Metasomatose herrührt, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Die undulöse Auslöschung der Quarze deutet auf eine postkristalline Druckeinwirkung hin. Die gegenläufigen K- und Na-Gehalte deuten an, daß möglicherweise K durch Na metasomatisch verdrängt wurde.

Das K-Ar-Alter fußt vermutlich in erster Linie auf dem K-Gehalt der Hochtemperatur-Sanidine. Dann datiert es die Bildung des Ausgangsgesteins. Die Überprägung des Gesteins hat ebenfalls K-haltige Phasen erzeugt, welche ihr radiogenes Argon in die Analyse einbringen. Diese Überprägung kann auch zu Argonverlusten in den zuerst gebildeten Phasen geführt haben. Der bestimmte Alterswert könnte dem-

nach ein Mischalter sein. Da der bestimmte Wert dem oberen Perm angehört, kann angenommen werden, daß die beiden Ereignisse (Bildung des Ausgangsgesteins, Überprägung) zeitlich nicht weit auseinanderlagen, d.h. daß sie beide permischen Alters sind.

Ähnlichkeit mit dem Roßdorfer Gestein zeigen die von ZBINDEN (1949) untersuchten, in permische Sedimente des Oberwallis eingeschalteten Keratophyre; insbesondere dasjenige Gestein, das von ihm als Albit-Quarz-Typ beschrieben wurde. Es zeigt keine Schieferung, besteht hauptsächlich aus Albit neben geringen Mengen an mafischen Mineralen (die z.T. fehlen können) und weist beginnende bis völlige Verquarzung auf. Mehr oder weniger erhaltene trachytische Struktur ist auch für die Oberwallis-Keratophyre charakteristisch, doch fehlen bei ihnen die Na-Sanidine. ZBINDEN (1949) hält diese Keratophyre für metasomatisch umgewandelte ehemalige Vulkanite. Weiter bestehen Ähnlichkeiten zu den Keratophyren von Hof, die EBERT (1951) als „ummineralisierte Paläo-Trachyte“ ansieht.

4. Schlußfolgerungen

Das Vorkommen N Roßdorf ist umlagert von pleistozänem Flugsand. In unmittelbarer Nähe stehen jedoch Schichten des mittleren Rotliegenden an. Somit ergibt sich zunächst eine gewisse Vergleichbarkeit mit den anderen, oben genannten Trachyt-Vorkommen des nördlichen Odenwaldes, die als Intrusionen in Schichten des Rotliegenden gedeutet werden. Die Intrusion der Vorkommen Sporneiche, Dietzenbach und Hoher-Berg erfolgte jedoch an der Wende Kreide/Paleozän (HORN et al. 1972, LIPPOLT et al. 1975, 1976), während der Natron-Keratophyr zu permischer Zeit intrudiert ist.

Hierbei ist die Vermutung von KLEMM (1905) erwähnenswert, daß die drei auf einer NNW-streichenden Linie angeordneten Trachyte Sporneiche, Dietzenbach und Hoher-Berg aufgrund ihrer gleichen Beschaffenheit und ihrer Aufreihung entlang einer postulierten Spalte gleichzeitig entstanden seien, was die K-Ar-Altersbestimmungen mehr oder weniger bestätigt haben. Das Gestein N Roßdorf liegt zusammen mit den kleineren Trachyt-Vorkommen „Neuhof“ und „Dampfmühle bei Sprendlingen“ ebenfalls auf einer NNW-streichenden Linie. Gleichaltrigkeit und Ähnlichkeit der chemischen Beschaffenheit könnten analog auch hier vermutet werden. Das kann jedoch z.Z. nicht überprüft werden, weil einerseits die Gesteinsbeschreibung von KLEMM (1905) nicht erkennen läßt, um welche Art von Feldspat es sich bei diesen Vorkommen handelt, und weil andererseits kein Untersuchungsmaterial mehr zur Verfügung steht.

Der von KLEMM (1938) angegebene Quarzgehalt des Roßdorfer Gesteins ist mit 72% sicher als zu hoch anzusehen, da in die Analyse die sekundäre Durchdringung mit Quarz mit einbezogen worden ist.

Wegen der trachytischen Struktur und dem Inhalt an Na-Sanidin ähnelt das Roßdorfer Gestein einem Natron-Trachyt. Doch das K_2O/Na_2O -Verhältnis ist mit Werten von 0,07—0,01 viel zu niedrig, um diesen Namen zu rechtfertigen. Typische Natron-Trachyte, wie sie z.B. von WASHINGTON (1913) von Pantelleria beschrieben worden sind, haben Verhältnisse von 0,7—0,5. Dagegen sind die Verhältnisse des Roßdorfer Gesteins mit denen entsprechender Alkali-Keratophyr-Mandelsteine des Harzes

(bis 0,11) und mit denen von devonisch-karbonischen Keratophyren der Vogesen (0,5–0,04) sowie permischer Keratophyre des Oberwallis (0,3–0,03) vergleichbar (LEHMANN 1941, JUTEAU & ROCCI 1974; ZBINDEN 1949).

Wegen des Alters, des Mineralbestandes und des K_2O/Na_2O -Verhältnisses ist das Roßdorfer Gestein als verquarzter albitreicher Natron-Keratophyr anzusehen.

Danksagung

Wir danken Herrn H. FUNKE für die sorgfältige Durchführung der K_2O/Na_2O -Analysen und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für finanzielle Unterstützung.

5. Schriftenverzeichnis

- EBERT, H. (1951): Zur Kenntnis der Keratophyre bei Hof. — N. Jb. Miner. etc., Abh., A 82: 231–246; Stuttgart.
- KLEMM, G. (1905): Die Trachyte des nördlichsten Odenwaldes. — Notizbl. Ver. Erdk. u. grossh. geol. L.-Anst. Darmstadt, (IV) 26: 4–33, 5 Taf.; Darmstadt.
- (1910): Führer bei geologischen Exkursionen im Odenwald. — 67 S.; Berlin (Bornträger).
- (1912): Erläuterungen zur geologischen Karte des Großherzogtums Hessen, Bl. Roßdorf; Darmstadt.
- (1938): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, Bl. Roßdorf; Darmstadt.
- HORN, P., LIPPOLT, H. J. & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an Tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. — *Eclog. Geol. Helv.*, 65: 131–156, 4 Bild., 2 Tab.
- JUTEAU, T. & ROCCI, G. (1974): Vers une Meilleure Connaissance du Problème des Spilites à Partir de Données Nouvelles sur le Cortège Spilito-Keratophyrique Hercynotype. — In: G. C. AMSTUTZ: Spilites and spilitic rocks: 253–329, 11 Bild., 21 Taf.; Heidelberg (Springer).
- LEHMANN, E. (1941): Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. — 391 S., 167 Abb., 19 Tab.; Wetzlar (Scharfe).
- LIPPOLT, H. J., BARANYI, I. & TODT, W. (1975): Die Kalium-Argon-Alter der post-permischen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens. — *Aufschluß, Sonderband 27* (Odenwald): 205–212, 2 Abb.; Heidelberg.
- — (1976): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens: III. Die Altersverteilung der Vulkanite in Odenwald und Vorspessart. (In Vorbereitung).
- SMITH, D. B. (1964): The Permian period. — In: The Phanerozoic Timescale. "HOLMES-Symposium", Quart. J. Geol. Soc. London, 120: 211–220.
- TRÖGER, W. E. (1969): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Stuttgart (Schweizerbart).
- (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Textband; Stuttgart (Schweizerbart).
- WASHINGTON, H. S. (1913): The volcanoes and rocks of Pantelleria. — *J. Geol.*, 21: 683–713, 4 Bild.; Chicago.
- ZBINDEN, P. (1949): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs (Oberwallis). — *Schweiz. miner. petr. Mitt.*, 29: 221–356, 1 Kt.

Manuskript eingegangen am 18. 7. 1975

Offretit von Geilshausen (Vogelsberg, Hessen)

Von

GERHARD HENTSCHEL und WILLI SCHRICKE*

Mit 1 Tabelle und Tafel 17

Kurzfassung: Ein Vorkommen von Offretit in einem Olivinbasalt des Vogelsberges wird beschrieben. Offretit bildet sowohl pflasterartige Füllungen als auch pinselförmige Kristallaggregate in kleinen Hohlräumen. Die Ränder dieser Kristalle bestehen aus Erionit.

Abstract: An occurrence of offretite in an olivine basalt of the Vogelsberg (Hesse) is described. Offretite forms not only plaster-like fillings but also brush-like crystal aggregates in small vesicles. The marginal parts of these crystals consist of erionite.

Inhalt

1. Einleitung	173
2. Vorkommen	173
3. Petrographie	174
4. Mineralbeschreibung	175
5. Schriftenverzeichnis	176

1. Einleitung

Von dem Zeolith-Mineral Offretit war bis vor kurzem nur ein gesichertes Vorkommen (Mont Semiol, Frankreich) bekannt. Erst in der letzten Zeit wurde dieses Mineral auch an mehreren Orten der USA nachgewiesen (SHEPPARD, GUDE, DESBOROUGH & WHITE 1974).

Offretit ähnelt in seinen Eigenschaften und auch im Röntgendiagramm einem anderen seltenen Zeolith, dem Erionit derart, daß man sie eine zeitlang für identisch hielt. Die Selbständigkeit beider Mineralarten wurde von BENNETT & GARD (1967) aufgrund geringer Strukturunterschiede erkannt und in späteren Arbeiten bestätigt.

2. Vorkommen

Der ausgedehnte Vulkankomplex des Vogelsberges ist in Bezug auf seine Zeolith-Mineralie scheinbar recht eintönig. Die häufig vorkommenden porösen oder blasigen Gesteine enthalten fast ausschließlich Chabasit und/oder Phillipsit. In einer neueren Arbeit (MÖRTEL 1971) werden ebenfalls nur diese beiden Zeolithe behandelt.

* Dr. G. HENTSCHEL, Dr. W. SCHRICKE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

In der Literatur des vorigen Jahrhunderts (GREIM 1894) werden aus diesem Gebiet außerdem noch Natrolith, Heulandit, Harmotom, Gismondin und Faujasit aufgezählt, doch bedürfen einige dieser Angaben sicher noch der Bestätigung durch moderne Untersuchungsmethoden.

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme (SCHRICKE 1975) wurden im Gebiet des Bl. 5319 Londorf systematisch Gesteinsproben entnommen und untersucht. Dabei wurde in einer Probe ein Gehalt an Offretit festgestellt. Diese Probe stammt aus dem hellen feinporigen Olivinbasalt, der im aufgelassenen Steinbruch Diehl, etwa 750 m NNW Geilshausen (R 349234, H 561307) aufgeschlossen ist. Der Olivinbasalt erstreckt sich als bis zu 90 m mächtige Decke über weite Teile des Bl. Londorf und auch über benachbarte Blätter. Sie besteht aus einer Vielzahl übereinander und nebeneinander liegender Einzelergüsse. In der älteren Literatur wurde dieses Gestein als Trapp (Londorfer Typ) bezeichnet (SCHOTTLER 1908). Der Olivinbasalt (Modellalter 16 Ma) wird von einem intrudierten dunklen Alkali-Olivinbasalt bis Basanit (10–11 Ma) unterlagert, auf dessen Gewinnung dieser Steinbruch angelegt worden war.

Im jetzigen Zustand tritt der Olivinbasalt an der W-Seite des Steinbruches in mehreren übereinanderliegenden Ergüssen bankartig hervor, von denen der oberste, etwa in der Mitte des Steinbruches, den Offretit führt.

3. Petrographie

Der Olivinbasalt im Steinbruch Diehl ist mittelgrau und feinkörnig. Stellenweise sind makroskopisch Poren oder Blasen zu beobachten, die Zeolithe oder Montmorillonit enthalten können.

Mikroskopisch erkennt man ein intergranulares Gefüge. Die zahlreichen feinen Poren können offen oder mit Zeolithen gefüllt sein. Danach lassen sich in der obersten Bank 3 Typen unterscheiden:

1. Olivinbasalt mit leeren Poren
2. Olivinbasalt, Poren mit Chabasit \pm Phillipsit
3. Olivinbasalt, Poren mit Offretit (\pm Chabasit)

Da sich die für eine Analyse notwendige Menge reinen Offretits nicht gewinnen ließ, werden die chemischen Analysen und die daraus berechneten CIPW-Normen dieser 3 Gesteinstypen in Tab. 1 angeführt. Die Anwesenheit von Offretit in Typ 3 gibt sich durch die erhöhten MgO- und die verringerten CaO-Gehalte zu erkennen.

Bis auf die Zeolithe führen alle 3 Typen einheitlich folgende Minerale (SCHRICKE 1975):

Olivin, meistens korrodiert und weitgehend iddingsitisiert
 Augit, teildiomorph bis idiomorph, auch glomerophyrisch verwachsen
 Plagioklas, 45–55 Mol.-% An, dünntafelig
 Ilmenit, dünntafelig
 Magnetit, unregelmäßige Körner
 Apatit, nadelig

In den Gesteinstypen mit ausgefüllten Poren außerdem:

Chabasit, teildiomorph, pflasterartig
 Phillipsit, radialstrahlig
 Offretit, teildiomorph, pflasterartig verwachsen, selten idiomorph in Hohlräume ragend (Taf. 17 Fig. 1).

Tab. 1. Chemische Analysen * und CIPW-Normen ** der 3 Olivinbasalt-Typen (Gew.-%)

	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	48,76	47,65	48,20	QZ	1,64	-	-
TiO ₂	2,69	2,51	2,50	OR	8,57	7,39	8,86
Al ₂ O ₃	12,08	12,29	12,64	AB	22,00	18,56	18,19
Fe ₂ O ₃	4,03	1,03	1,16	AN	17,01	19,97	20,41
FeO	5,67	7,77	7,74	NE	-	0,03	-
MnO	0,32	0,23	0,28	WO'	15,53	19,65	13,01
MgO	4,41	5,40	7,98	EN'	10,98	10,98	8,22
CaO	14,24	14,02	10,94	FS'	3,20	7,89	3,97
Na ₂ O	2,60	2,20	2,15	WO	5,87	-	-
K ₂ O	1,45	1,25	1,50	EN''	-	-	7,12
H ₂ O ⁺	2,03	3,58	3,51	FS''	-	-	3,44
H ₂ O ⁻	1,37	1,68	1,17	FO'	-	1,73	3,18
P ₂ O ₅	0,28	0,27	0,26	FA'	-	1,37	1,69
CO ₂	0,09	0,12	0,16	MT	5,84	1,49	1,68
SO ₃	0,03	0,03	0,05	ILM	5,11	4,77	4,75
Summe	100,05	100,03	100,24	AP	0,65	0,63	0,60
				PR	0,03	0,03	0,04
				CC	0,20	0,27	0,36
				Summe	96,63	94,75	95,53

1 Poren leer

2 Poren mit Chabasit ± Phillipsit

3 Poren mit Offretit ± Chabasit

* Analytiker: Dipl.-Chem. G. THIELICKE

** Berechnet von Dipl.-Min.G. STRECKER

4. Mineralbeschreibung

Die makroskopisch erkennbaren Hohlräume des Olivinbasalts enthalten oft Zeolithe in wohlausgebildeten Kristallen. Am häufigsten ist der bis zu millimetergroße Chabasit, weniger auffällig der kleinere Phillipsit. Offretit tritt auch innerhalb der obersten Olivinbasalt-Bank nur als Seltenheit in bestimmten kleineren Bereichen auf, in denen er jedoch in vielen, benachbarten Blasen zu finden ist.

Dieser Offretit bildet dünne Nadeln, von denen viele pinselförmig verwachsen sind (Taf.17 Fig.2). Einzelne Nadeln sind farblos und klar. Wegen der vielfachen Verwachsung erscheinen die büscheligen Aggregate weiß; ihre Länge beträgt etwa 0,3 mm.

Die beiden sich ähnelnden Zeolithe Offretit und Erionit unterscheiden sich im Charakter der Doppelbrechung. Da beide nach der Hauptachse gestreckt sind, bildet die Längserstreckung ein einfaches Unterscheidungsmerkmal: Sie ist bei Offretit

negativ, dagegen bei Erionit positiv (SHEPPARD & GUDE 1969). Der die Mikroporen meistens völlig ausfüllende Offretit weist einheitlich negative Längserstreckung auf. Die in Blasen frei stehenden Büschel lassen nur in den Teilen, die den Aufwachflächen zugekehrt sind, deutliche Doppelbrechung mit ebenfalls negativer Längserstreckung erkennen. Der größere Teil dieser Gebilde ist annähernd isotrop. An den Rändern ist sogar ein Saum mit positiver Längserstreckung zu beobachten, wodurch Erionit angezeigt wird. Ähnlich verhalten sich die Kristalle vom Mont Semiol: Sie gehen auch von Offretit im Innern in Erionit in den äußeren Teilen über (SHEPPARD & GUDE 1969).

An den zentralen Teilen des Offretits von Geilshausen mit deutlich negativer Längserstreckung wurden folgende Lichtbrechungswerte gemessen: $n_{\omega} = 1,493$ und $n_e = 1,490$. Sie liegen also deutlich über den für Erionit angegebenen Bereichen von $n_{\omega} = 1,458-1,477$ und $n_e = 1,461-1,480$.

Das Röntgendiagramm des Offretits von Geilshausen stimmt mit den bei SHEPPARD et al. (1969, 1974) angegebenen Diagrammen überein. Es fehlen die Reflexe mit $1 =$ ungerade, die in Erionit-Diagrammen enthalten sind. Dadurch läßt sich auch röntgenographisch Offretit von Erionit unterscheiden (GARD & TAIT 1971).

Durch diese Untersuchungen wird das Vorkommen von Offretit im Vogelsberg eindeutig nachgewiesen. Der Erionit-Saum und die isotrope Übergangszone dagegen bleiben problematisch und bedürfen weiterer Untersuchungen (Mikrosonde).

5. Schriftenverzeichnis

- BENNETT, J. M., & GARD, J. A. (1967): Non-identity of the Zeolites Erionite and Offretite. — *Nature*, **214**: 1005–1006, 1 Abb.; London.
- GARD, J. M., & TAIT, J. M. (1971): Structural Studies on Erionite and Offretite. — *Advanc. Chem. Ser.*, **101**: 230–236, 5 Abb.; Washington, D.C.
- (1972): The Crystal Structure of the Zeolite Offretite, $K_{1,1}Ca_{1,1}Mg_{0,7}[Si_{12,8}Al_{5,2}O_{36}] \cdot 15,2H_2O$. — *Acta Cryst.*, B, **28**: 825–834, 4 Abb., 5 Tab.; Kopenhagen.
- GREIM, G. (1894): Die Mineralien des Großherzogtums Hessen. — 60 S.; Gießen (Roth).
- MÖRTEL, H. (1971): Foide und Zeolithe (Restkristallisate) basaltischer Gesteine des Vogelsberges (Hessen). — *N. Jb. Miner., Abh.*, **115**: 54–97, 12 Abb., 11 Tab., 1 Beil.; Stuttgart.
- SCHOTTLER, W. (1908): Die Basalte der Umgebung von Gießen. — *Abh. großherzogl. hess. geol. L.-Anst.*, (IV) **3**: 315–491; Darmstadt.
- SCHRICKE, W. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5319 Londerf. — 192 S., 30 Abb., 26 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- SHEPPARD, R. A., & GUDE, A. J., 3d (1969): Chemical Composition and Physical Properties of the Related Zeolites Offretite and Erionite. — *Amer. Mineral.*, **54**: 875–886, 5 Abb., 3 Tab.; Washington, D.C.
- DESBOROUGH, G. A., & WHITE, J. S., Jr. (1974): Levynne-Offretite Intergrowths from Basalt near Beach Creek, Grant County, Oregon. — *Amer. Mineral.*, **59**: 837–842, 5 Abb., 2 Tab.; Washington, D.C.

Manuskript eingegangen am 8. 8. 1975

Der Altmorschen-Lichtenauer Graben im Gebiet Retterode (Nordhessen)

Von

DIETRICH RAMBOW*

Mit 1 Abbildung

Der Altmorschen-Lichtenauer Graben (SCHRÖDER 1925: 58) ist im zu behandelnden Abschnitt bei Retterode (jetzt Stadtteil von Hess. Lichtenau) auf der von MOESTA 1879—1880 bearbeiteten Geologischen Karte 1:25000 Bl. Lichtenau (TK 25 Bl. 4824 Hess.-Lichtenau) eingezeichnet. Diese Darstellung hat auch BEYSCHLAG auf die Geologische Übersichtskarte von Deutschland, Blatt 112 Cassel, übernommen, desgl. RÖSING auf die Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300000. SCHRÖDER (1925) hat diesen Abschnitt nicht im Detail karten- oder profilmäßig dargestellt. MIXIUS (1940) gibt in der tektonischen Karte (Taf.5) eine Darstellung, die etwa bis in das Gebiet Schnellrode reicht (hierzu siehe Profil 1 auf Taf.6), die sich aber in diesem Abschnitt wohl auch auf die Ergebnisse von MOESTA stützt.

Im Jahre 1974 wurden im Zusammenhang mit der Wassererschließung für den Wasserverband Lossetal in Hess. Lichtenau im Gebiet Schnellrode (jetzt Stadtteil von Spangenberg) — Retterode Geländeuntersuchungen, Baggerschürfe (diese wegen der teils starken Überschotterung) und Bohrungen ausgeführt, die ein von den bisherigen Darstellungen abweichendes Bild dieses Grabenabschnittes geben. Diese Ergebnisse werden hier mitgeteilt, obwohl sie teilweise unvollständig sind.

Der Graben ist breiter als bisher dargestellt. Im W läßt MOESTA (1889) den Graben ohne Randstörung; bei MIXIUS (1940) dagegen stößt das Röt mit einer Störung gegen Mittleren Buntsandstein. Die Verbreitung des Röts ist im W größer als bisher dargestellt, das Röt stößt hier mit einer weitdurchziehenden, im Süden mehr NE streichenden, im Norden mehr NNE streichenden Störung gegen Gesteine des Mittleren Buntsandsteins, meist der Volpriehausen-Folge. Der Verwurfbetrag dürfte also über 150 m liegen. Im Süden, wo Gesteine der Volpriehausen-Folge direkt neben Muschelkalk liegen, beträgt der Verwurfbetrag über 300 m. Die Rötmächtigkeit in diesem Gebiet — bisher meist unterschätzt — ist zwischen 170 und 200 m anzusetzen. Im Bereich des Aue-Berges ist der Graben nach E etwa 500 m breiter als bei MOESTA (1889) dargestellt. Hier tritt neben Muschelkalk — unter 1,5 m Solifluktionsschutt ver-

* Dr. D. RAMBOW, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

borgen — auch Keuper auf. Der Keuper wird beidseitig vom Muschelkalk umgeben, er bildet also (nahe dem E-Rand des Grabens) eine muldenartige, wahrscheinlich in sich gestörte Struktur. Die östliche Grabenrandstörung ist bisher nicht kartiert. Daher ist die auf Abb. 1 gegebene Darstellung der östlichen Grabenrandstörung nur als erster Versuch zu werten.

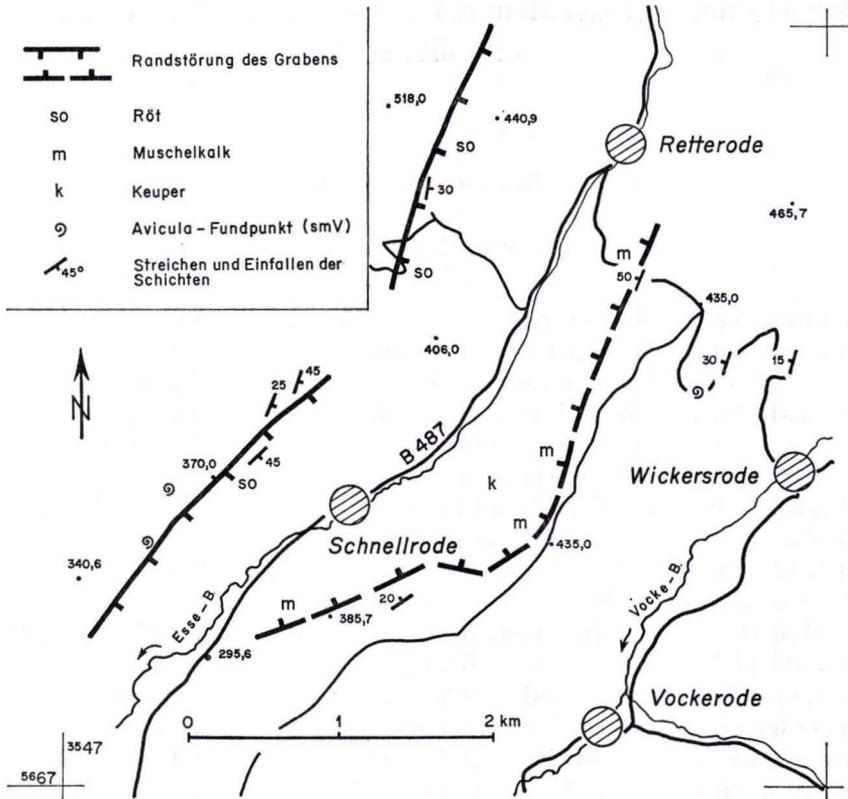


Abb. 1. Begrenzung des Altmorschen-Lichtenauer Grabens im Gebiet Retterode.

Bei Straßenbauarbeiten an der Straße Retterode—Wickersrode waren einige Aufschlüsse entstanden. Unmittelbar östlich der östlichen Grabenrandstörung steht hier, mit etwa 50° nach W (also zum Graben hin) einfallend, die Solling-Folge an. Auf der Höhe liegen mittel- bis grobkörnige Sandsteine (Detfurter-Sandstein), die von einer *Avicula* führenden Wechselfolge (Volpriehausen-Folge) unterlagert werden. In der Böschung des nach Wickersrode zu abfallenden Straßenabschnittes beträgt das Einfallen der Schichten $25-30^\circ$ nach NW. Es wird daher angenommen, daß östlich des Grabens eine große, möglicherweise in sich gestörte, nach W einfallende Buntsandsteinscholle liegt, in der mehr oder weniger das ganze sm-Profil aufgeschlossen ist. Weiter südlich (zwischen Schnellrode und Vockerode) dagegen liegt auf der Höhe zwischen Essebach-Tal und Vockebach-Tal Solling-Folge.

Schriftenverzeichnis

- BEYSCHLAG, F. (1921): Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000, Bl. 112
Cassel; Berlin.
- MIXIUS, F. K. (1940): Das hessische Grabengebiet im Süden der Sollingscholle. — Geotekt.
Forsch., 5: 60—123, 39 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- MOESTA, FR. (1889): Geol. Spec.-Kte. Preußen u. thüring. Staaten, Lfg. 45, Bl. Lichtenau;
Berlin.
- RÖSING, F. (1973): Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300 000, 2. Aufl.; Wies-
baden.
- SCHRÖDER, E. (1925): Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. — Abh. preuß.
geol. L.-Anst., N.F., 95: 57—82, 2 Abb., 3 Taf.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 17. 10. 1974

Die Westfortsetzung des Grabens von Wickenrode (Nordhessen)

Von

DIETRICH RAMBOW*

Mit 1 Abbildung

Auf der GK 25 Blatt Großalmerode (TK 25, Bl. 4724), bearbeitet 1876–1878 von MOESTA, endet der aus Unterem und Mittlerem Muschelkalk aufgebaute, etwa E–W streichende Graben von Wickenrode etwa 2 km westlich des Ortes Wickenrode (jetzt Ortsteil von Helsa). Weiter westlich ist nur Mittlerer Buntsandstein verzeichnet.

Auch auf der 1921 herausgegebenen Geologischen Übersichtskarte von Deutschland 1:200000, Blatt 112 Cassel (Bearbeiter BEYSCHLAG), endet der Graben etwa 2 km westlich Wickenrode.

SCHRÖDER (1925) und MIXIUS (1940) lassen dieses Gebiet außerhalb ihrer Betrachtung, auch andere Bearbeitungen dieses Gebietes sind nicht bekannt.

Auf der Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1:300000 (2., überarbeitete Auflage, RÖSING 1973) sind zwar in Verlängerung des Muschelkalkgrabens zwei nach WNW streichende vermutete Störungen eingetragen, doch ist zwischen diesen Störungen gleichfalls Mittlerer Buntsandstein dargestellt.

Beim Bau der Ferngasleitung Bad Hersfeld – Kassel im Jahre 1965 wurde im Gebiet nördlich Helsa, in der morphologischen Mulde nördlich des Kleinen Stup-Berges (auf der alten geologischen Karte 1:25000 Kleiner Stup-Berg) und auch westlich des Ibachtales, im Rohrgraben Röt gefunden. Es kann nicht bezweifelt werden, daß es sich hierbei um die W-Fortsetzung des Grabens von Wickenrode handelt. Der kleine Stup-Berg wird aus *Avicula* führenden Gesteinen der Volpriehausen-Folge aufgebaut. Der Verwurfbetrag kann daher hier auf über 200 m geschätzt werden. Beim Neubau einer Überführung über die Bahn, etwa 2 km westlich Helsa, im Zuge der Bundesstraße 7 wurde erneut Röt angetroffen. Die in den Jahren 1969 und 1973 ausgeführten Baugrundbohrungen für das inzwischen fertiggestellte Bauwerk über die Bahn trafen unter den 2,4–4,5 m mächtigen quartären Talsedimenten Ton-Schluffsteine des Röts an, und zwar im nördlichen Teil des Bauwerkes solche des Röt 3, im südlichen Teil solche des Röt 1 und Röt 2. Die 1975 entstandene Böschungsaufschlüsse ließen erkennen, daß der Graben hier noch eine Breite von etwa 150 m hat. Nach W zu scheint er ganz unter dem Quartär des Lossetales verborgen zu sein. Die

* Dr. D. RAMBOW, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

N-Flanke des Grabens besteht hier aus *Avicula* führender Volpriehausen-Folge¹. Der Verwurfbetrag smV gegen Röt 3 liegt in der Größenordnung von 300 m.

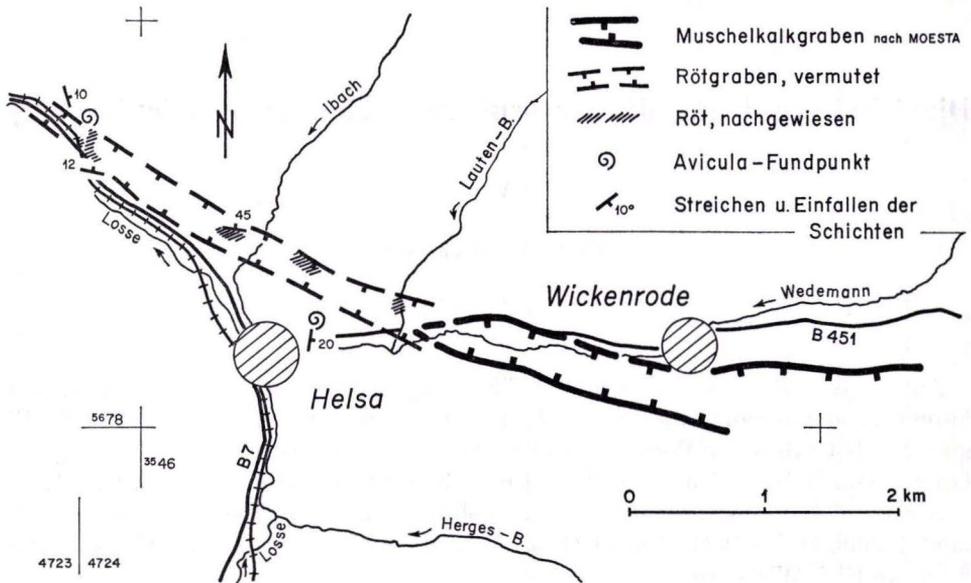


Abb. 1. Vermuteter Verlauf der Westfortsetzung des Grabens von Wickenrode.

Schriftenverzeichnis

- BEYSLAG, F. (1921): Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000, Bl. 112 Cassel; Berlin.
- MIXIUS, F. K. (1940): Das hessische Grabengebiet im Süden der Sollingscholle. — Geotekt. Forsch., 5: 60—123, 39 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- MOESTA, FR. (1878): Geol. Spec.-Kte. Preußen u. thüring. Staaten, Lfg. 23, Bl. Großalmerode; Berlin.
- RÖSING, F. (1973): Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300 000, 2. Aufl.; Wiesbaden.
- SCHRÖDER, E. (1925): Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., 95: 57—82, 2 Abb., 3 Taf.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 17. 10. 1975

¹ Vergleiche hierzu auch H.-G. KUPFAHL (1960 und 1973): Manuskriptkartierung Bl. 4724 Großalmerode, Archiv Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.

Idsteiner Senke und Limburger Becken im Licht neuer Bohrergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge)

Von

WITIGO STENGEL-RUTKOWSKI *

Mit 9 Abbildungen und 2 Tabellen

Kurzfassung: Die Ergebnisse von mehr als 50 Bohrungen bringen wesentliche Erkenntnisse über die neogene Entwicklung der Idsteiner Senke und des Limburger Beckens: Beide Senkungsfelder bestehen aus einem komplizierten Mosaik aus Hoch- und Tief-schollen. Deren meist rheinisches Streichen deutet an, daß sich die Bruchbildung des Oberrheingrabens durch den Taunus nach N zum Westerwald hin fortsetzt. In den Tertiär-bildungen lassen sich Faziesbereiche mit fein- und grobklastischer Sedimentation unter-scheiden, deren Sedimentationsbedingungen beschrieben werden. Eine Gliederung der Tertiärschichten in 4 Abfolgen ist örtlich möglich. Die tiefgründige Verwitterung der Schiefergebirgsoberfläche, bisher als Ergebnis flächenhafter Klimaverwitterung gedeutet, läßt sich an vielen (an den meisten) Stellen auf hydrothermalen Zersatz des Gebirgssockels entlang von Störungszonen zurückführen. Abschließend wird die Bedeutung der jungen Bildungstektonik für Grundwasserbewegung, Grundwasserbeschaffenheit und Ingenieur-geologie erörtert.

Abstract: The results of more than 50 boreholes bring forth new views upon the neogene development of the Limburg Basin (Limburger Becken) and the depression of Idstein (Idsteiner Senke). Both are areas of young tectonic subsidence, which are made up of a complicated mosaic-like system of small horst and graben structures with paleozoic basement and overlying tertiary strata. The rhenish (NNE—SSW)-strike of these structures leads to the assumption that the Oberrheingraben extends northward through the Taunus towards the Westerwald mountains. Within the tertiary deposits may be distinguished areas with prevailing finegrained (clay) and coarsegrained (sand and gravel) clastic facies. The process of facies-differentiation is discussed. Locally the tertiary strata can be subdivided in four stratigraphic units. The surface of the paleozoic basement is deeply decayed and leached. This decay — hitherto looked upon as a result of surface weathering during the Mesozoic and early Tertiary — can in most places be proved to be due to hydrothermal altering along lines of young tectonical activity. Finally the inter-relation between young tectonic elements and groundwater movement, groundwater composition and problems of engineering is discussed.

* Dr. W. STENGEL-RUTKOWSKI, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Inhalt

1. Einleitung	184
2. Überblick über die Erforschungsgeschichte und die geologischen Verhältnisse	187
3. Bohrprofile und Aufschlüsse in den tertiären Ablagerungen der Idsteiner Senke und des Limburger Beckens	190
3.1. Idsteiner Senke	190
3.1.1. Würgeser Tiefscholle	190
3.1.2. Östliche Randschollen	190
3.1.3. Westliche Randschollen	192
3.1.4. Südliche und nördliche Begrenzung	192
3.2. Limburger Becken	193
3.2.1. Werschauer Graben	194
3.2.2. Lindenholzhäuser Tiefschollen	195
3.2.3. Greifenberg-Hochschollen	196
3.2.4. Limburger Graben	196
3.2.5. Schafberg-Scholle	197
3.2.6. Nördliches Limburger Becken	197
3.2.6.1. Hochschollen des unteren Emsbachtals	198
3.2.6.2. Lindenholzhäuser Tiefschollen nördlich der Lahn	198
3.2.6.3. Greifenberg-Hochschollen nördlich der Lahn	199
3.2.6.4. Limburger Graben nördlich der Lahn	199
3.2.6.5. Schafberg-Scholle nördlich der Lahn	200
3.2.6.6. Elzer Graben	201
3.2.6.7. Tiefschollen von Obertiefenbach	202
3.2.6.8. Gebiet östlich des Elbbachtals zwischen Offheim und Langendernbach	203
4. Diskussion der Ergebnisse aus den Bohrungen und Aufschlüssen	204
4.1. Alttertiäre Verwitterung des Gebirgsrumpfes	204
4.2. Stratigraphische Ergebnisse	205
4.3. Tektonische Ergebnisse	208
4.4. Hydrogeologische Ergebnisse	208
5. Zusammenfassung	210
6. Schichtenverzeichnisse	211
7. Schriftenverzeichnis	223

1. Einleitung

Idsteiner Senke und Limburger Becken werden, bisher unbestritten, als Ergebnisse neogener Vertikaltektonik im rechtsrheinischen Schiefergebirge angesehen.

Dennoch gibt es sehr unterschiedliche Meinungen über Art und Alter der zahlreichen um diese tektonischen Anlagen gruppierten Verebnungsflächen. Während in mehreren morphologischen Arbeiten aus jüngster Zeit noch vor allem von klimatischen Einwirkungen im Tertiär und im Pleistozän für die Anlage derartiger Flächen gesprochen wird und dabei als Bezugshorizonte die alt- oder prätertiäre Verwitterung und Bleichung des Gebirgsrumpfes und verschiedene Akkumulations- und Erosionsphasen des Jungtertiärs und Pleistozäns genannt sind, neigt der Geologe eher dazu, derartige Flächen tektonischen Erscheinungsformen zuzuordnen und Gebirgsschollen, mehrfach und antagonistisch vertikal bewegt, im wesentlichen als Grundelemente des

morphologischen Formenschatzes des Taunus und des Lahn-Dill-Gebietes anzusehen. Hierin scheinen ihm die Aufschluß- und Bohrergergebnisse, aber auch Erfahrungen aus der praktischen Anwendung seines Fachgebietes, hauptsächlich in der Hydrogeologie, recht zu geben.

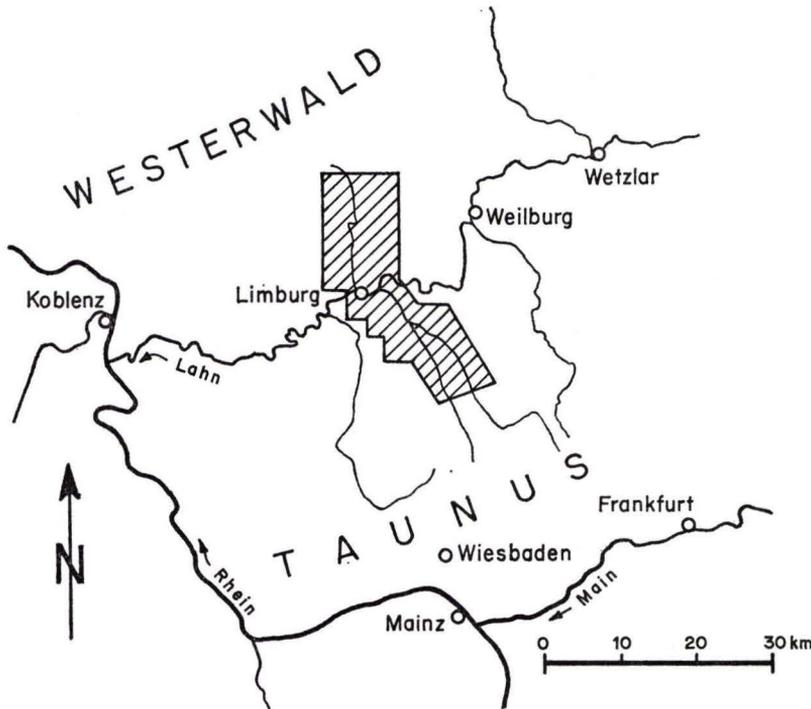
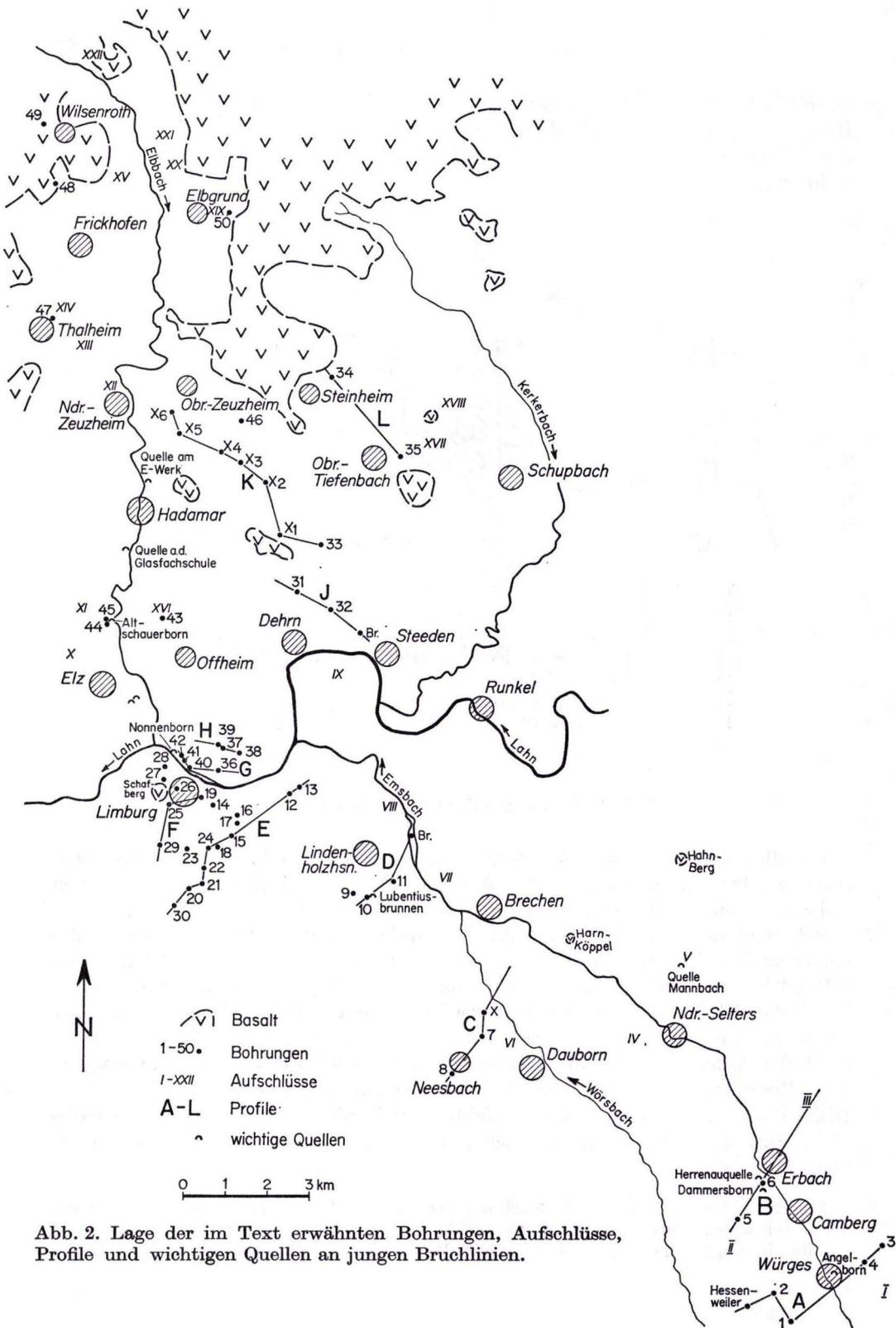


Abb. 1. Lageskizze des behandelten Gebietes.

Vor allem die Bezugsbasis für alle Überlegungen zur Einordnung von morphologischen Flächen, die alt- oder prätertiäre Verwitterungsschicht, muß aufgrund von Bohrungen angezweifelt oder doch zumindest modifiziert betrachtet werden.

Bohrergebnisse verlockten auch zu einer groben Gliederung und Zuordnung des kontinentalen Tertiärs, das in den beiden neogenen Bruchgebieten und unter dem S-Rand des basaltischen Westerwaldes besonders mächtig und vollständig ausgebildet ist. Schließlich konnte auch versucht werden, die erkannten Gebirgsschollen besser gegeneinander abzugrenzen und sie als besonders ausgeprägte Beispiele für eine im rechtsrheinischen Schiefergebirge weit verbreitete Dislokationstektonik hinzustellen, deren Zusammenhang mit dem südlich gelegenen Großgraben augenfällig ist. Bei der Diskussion von Aufschlüssen und Schichtenverzeichnissen werden auch hydrogeologische Zusammenhänge zu erörtern sein, die für die praktische Arbeit in diesem Gebiet wichtig sind.

Für die Erlaubnis zur Veröffentlichung der Bohrergergebnisse dankt der Verfasser vor allem der Energieversorgung Limburg (EVL), insbesondere Herrn BITTNER, aber auch den ihm in langjährigem hydrogeologischem Bemühen vertrauten Gemeindeverwaltungen



Camberg, Hünfelden, Brechen, Selters, Runkel, Beselich, Dehr, Elz, Hadamar, Elbtal und Dornburg. Auch einige Schichtenverzeichnisse aus privater Hand konnten Dank dem Entgegenkommen der Fa. Brauerei Busch, Limburg, Fa. Glashütte, Limburg, und Fa. Westab GmbH, Wiesbaden, mit verwendet werden.

Das behandelte Gebiet wird von den Blättern der TK 25 5715 Idstein, 5615 Villmar, 5614 Limburg a. d. Lahn, 5514 Hadamar und 5414 Mengerskirchen überrückt.

Nur in wenigen Fällen lassen die Bohrergebnisse eine exakte Deutung der stratigraphischen Verhältnisse des paläozoischen Sockels zu, da es sich durchweg um Seilschlagbohrungen und Rotationsbohrungen handelt und fast nie Bohrkern gewonnen wurden. Die angeführten Bohrungen sind in Abb. 2 mit arabischen, die sonstigen Aufschlüsse mit römischen Ziffern, die Profilschnitte mit den Buchstaben A—L versehen und erlauben somit ein Wiederfinden im Abschnitt „Schichtenverzeichnisse“ und in den Abbildungen und Profilen.

2. Überblick über die Erforschungsgeschichte und die geologischen Verhältnisse

v. DECHEN (1884: 542) erkannte bereits den Zusammenhang der känozoischen Schichten kontinentaler Prägung im Limburger Becken und Westerwald und stufte sie in das Oberoligozän und Untermiozän ein.

Die ersten Autoren geologischer Spezialkarten 1:25000 (KOCH; KAYSER & SCHNEIDER 1886c; ANGELBIS & SCHNEIDER 1891a, Bl. Hadamar) gaben den tertiären und quartären Sedimenten des Limburger Beckens zugunsten des ausführlicher beschriebenen Paläozoikums verhältnismäßig wenig Raum. Vor allem zu einer genaueren Alterseinstufung der „Tertiärbildungen“ fehlen hier noch Angaben. Erst AHLBURG (1916) untersuchte die neogenen Ablagerungen beiderseits der Lahn im Einzelnen und erkannte an ihrer morphologisch unterschiedlichen Auflagerung auf dem paläozoischen Sockel junge Schollentektonik, der letztlich die Lahn ihren Lauf aus der bereits von ihr erreichten Hessischen Senke in das Rheinische Schiefergebirge hinein verdankt. LAUTERBACH (1915) hatte schon an Terrassenuntersuchungen auf junge Hebungen westlich des Limburger Beckens aufmerksam gemacht. Alle späteren Bearbeiter von geologischen Spezialkarten dieses Gebietes (MICHELS, EBERT, NIEDERMAYER), die aber nicht veröffentlicht worden sind, haben diese junge Vertikaltektonik berücksichtigt.

Auch die morphologische Richtung der geographischen Wissenschaft setzte sich früh mit den verschiedenen Hochflächen beiderseits der Lahn und im Taunus auseinander. Während zunächst versucht wurde, die Flächen, abgeleitet von einer Ausgangsrumpffläche, jeweiligen Hebungstadien des Gebirgsrumpfes im Sinne einer Piedmonttreppe zuzuordnen, erkannten andere Forscher bald Komplikationen, nämlich die tiefen Flächen der Becken (Limburger Becken, Usinger Becken, Idsteiner Senke, Löhnberger Becken) und die höheren Flächen der Hochschollen oder Horste. Zu nennen sind hier u. a. MAULL (1919), PANZER (1923), GALLADÉ (1926) und GEISEL (1937). Der Blick wurde aber stets auf die klimatische Entstehung von morphologischen Flächen gelenkt. Zunehmend wurden auch geologische Ursachen für die morphologischen Erscheinungen erkannt. Einen Gesamtüberblick über die tektonischen Beanspruchungen des Taunus, die verschiedenen Faltungsphasen, die späteren Deh-

nungsbrüche, die verschiedenen Phasen von Vertikaltektonik bis zu den jüngsten seismischen Ereignissen vermittelte KUBELLA (1951). Mit ihm wird bewußt, daß tektonische Flächen in großer Zahl im Taunus vorhanden sein müssen, deren klimatische Überprägung eher eine sekundäre Erscheinung ist. Die neueste Beschreibung jungtertiärer und quartärer Formung des Limburger Beckens und der Idsteiner Senke und eine vorbildliche Gliederung der pleistozänen Terrassen lieferte ANDRES (1967). Aber auch seine Arbeit wirft für den Geologen die Frage nach der Vergleichbarkeit von Flächen bei wiederholter, auch antagonistischer Schollenbewegung auf. Ein Bild der im Tertiär angelegten Flächen versucht MÜLLER (1973) unter Verwendung mor-

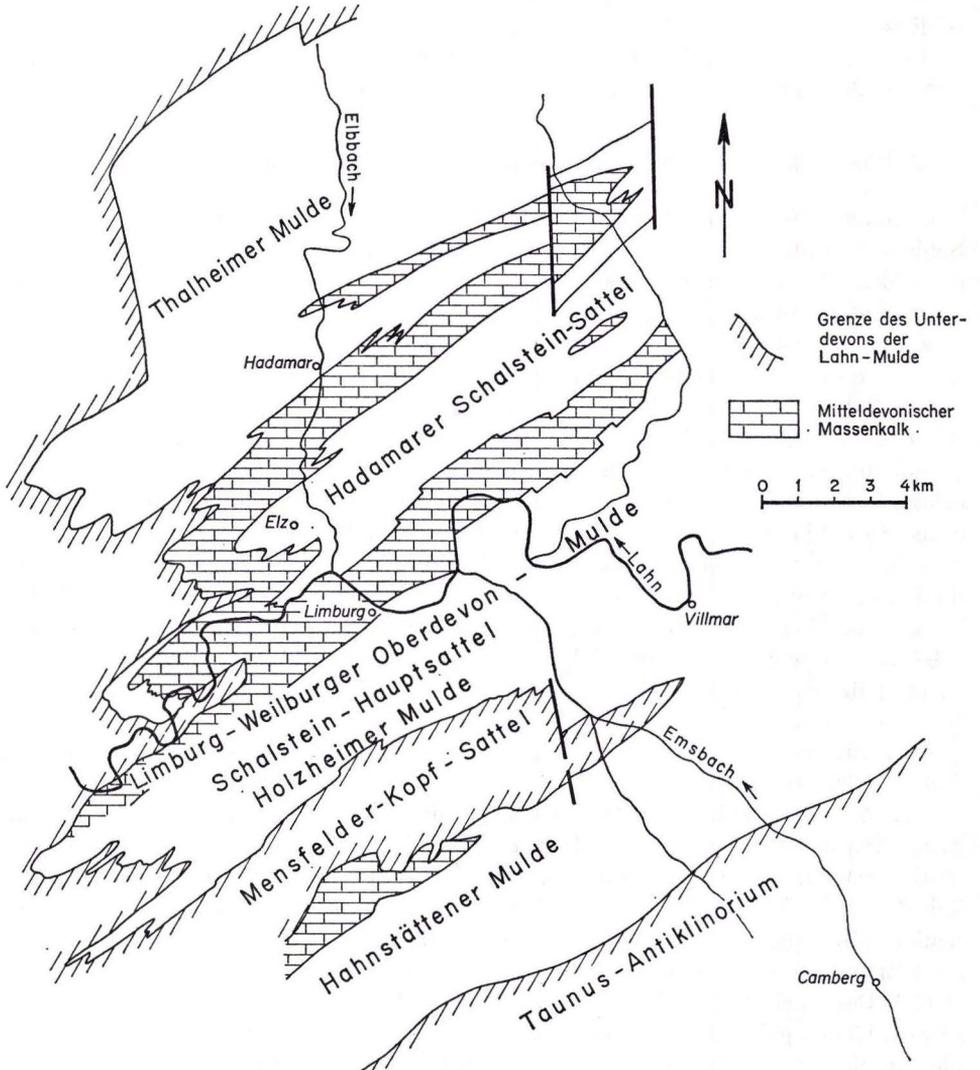


Abb. 3. Überblick über den Aufbau des paläozoischen Sockels.

phologischer und tektonischer Überlegungen zu zeichnen. Für seine Arbeit gelten im Grunde die gleichen Einwände wie bei den Ergebnissen von ANDRES.

Eine Übersicht über die Zusammensetzung des paläozoischen Sockels nach den Darstellungen von KEGEL (1922) und KEGLER (1967) gibt Abb. 3. Auf eine besondere Beschreibung wird hier verzichtet. Nach AHLBURG (1916: 274) erlebte das zum Rumpfgebirge abgetragene variscische Faltengebirge jungjurassische Dislokationen, die aber durch weitere Abtragung wieder nivelliert wurden. Überall dort, wo tertiäre Sedimente einen Schutz vor Abtragung boten, erkannte AHLBURG eine alttertiäre Verwitterung und Bleichung (Kaolinisierung) des Gebirgsrumpfes, die er örtlich bis in große Tiefen feststellte. Über der alttertiären Verwitterungszone liegen Kiese, Sande und Tone des Mitteloligozäns, die zum Hangenden in Braunkohlentone übergehen können (Untermiozän). Über diesen folgen die Basaltdecken des Hochwesterwaldes.

KLÜPFEL (1929) läßt nach einer eozänen Kaolinisierungsperiode des Sockels und einer Sedimentationslücke eine hochoberoligozäne Quarzitstufe folgen (Quarzitbank, Ton, Sand, Kies). Nach einer weiteren Zäsur folgen im Burdigal die zweiten Kaolinsande, plastische Tone mit basaltischen Intrusionen, Glimmersande und Tuffite mit Braunkohlen. KLÜPFEL erkennt im Gegensatz zu AHLBURG eine große Zahl von Bruchphasen zwischen den tertiären Sedimentationszyklen.

AHRENS (1960) beschreibt folgende tertiäre Abfolge:

Mit Tertiärbeginn erfolgte die Verwitterung und Kaolinisierung des Festlandes unter Fortführung von Kieselsäure und der Sesquioxide. Im Alttertiär wurde diese Verwitterungszone teilweise abgetragen. In einer älteren Phase bildeten sich die Tonlagerstätten von Ruppach und NE Montabaur. In einer jüngeren Phase wurden die oberoligozänen Tone von Siershahn und des Kannebäcker Landes häufig zusammen mit Sandlinsen abgelagert.

Über diesen Sedimenten folgen Trachyttuffe, Tuffite und subeffusive Basalte des Hochwesterwaldes.

PFLUG (1959) stufte aufgrund von Pollenuntersuchungen die Tone von Siershahn, Ransbach, Ruppach, Hintermeilingen, Obertiefenbach und Heckholzhausen in das Obereozän/Unteroigozän, die auflagernden Kiese, Sande, Klebsande und hellen Tone in das Oberoligozän, die Braunkohlentone und das Tuffitlager schließlich in das Miozän ein.

MICHELS (1969) stellte die Kiese der Vallendar-Stufe, die er, um Verwechslungen mit der Vallendar-Unterstufe des Ems zu vermeiden, in Arenberger Schotter umbenennen vorschlägt, in das oberste Oberoligozän (Fauna der Hochheimer Landschneckenkalke im Hangenden der Quarzkiese bei Heckholzhausen).

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß nach allen genannten Autoren das sedimentäre Tertiär über einer kaolinischen Verwitterungszone der Gebirgsoberfläche beginnt, jedoch über die Sedimentationsbedingungen der tertiären Schichten und ihre zeitliche Einordnung keine einheitliche Meinung besteht. Eine stratigraphische Gliederung fehlt bisher.

Die quartäre Überdeckung des Gebietes ist nicht Gegenstand dieser Arbeit. In den Schichtenverzeichnissen angegebene Mächtigkeiten und Vorkommen mögen eine Ergänzung der umfassenden Bearbeitung durch ANDRES (1967) darstellen.

3. Bohrprofile und Aufschlüsse in den tertiären Ablagerungen der Idsteiner Senke und des Limburger Beckens

3.1. Idsteiner Senke

Die Idsteiner Senke, die zunächst morphologisch als eine quer zum Gebirgsstreichen angelegte Hohlform verstanden wird, die Ost- und Westtaunus voneinander trennt, erreicht nach jüngsten Bohraufschlüssen ihre tiefste Einsenkung im Gebiet W Würges. Sowohl nach E zur Feldberg-Pferdskopfscholle als auch nach W zum mittleren Westtaunus und der Hühnerstraße erfolgt ein treppenartiger Anstieg von tektonischen Schollen. Auch nach S und N heben sich die grabenartig versenkten Schollen an Dehnungsbrüchen und Verwerfungen heraus. Zur Kartierung der Tiefschollen und ihrer Randschollen werden auch hydrogeologische Kriterien herangezogen.

3.1.1. Würgeser Tiefscholle

Zwei Untersuchungsbohrungen (Bg. 1 und 2) zur Wassererschließung westlich des Ortsteiles Würges haben über stark hydrothermal zersetztem Paläozoikum bei 193 bzw. 195 m über NN, tiefer als das Niveau der Emsbachaue, lehmig gebundenen Quarzgrand, rote, feinsandige Tone und wiederum Quarzfeinkies mit wenig gerundeten Geröllen nachgewiesen, die dem Tertiär, vermutlich dem Oberoligozän, zugeordnet werden müssen. Die tertiären Sedimente werden von bis zu 12 m quartären Ablagerungen verhüllt. Die durch die 2 Bohrungen freilich nur dürftig markierte Tiefscholle setzt sich nach N in das Gebiet W Camberg fort, wo der Brunnen „Wacholderwiese“ der Stadt Camberg (Bg. 5) über quarzdurchtrümmerten Tonschiefern und Quarziten des Ems im Bereich einer Störungszone 12 m vorwiegend rote tertiäre Tone unter rd. 2 m Lößlehm angetroffen hat. Die Tertiärbasis liegt hier etwa bei 221 m über NN. Zwischen dem Brunnen „Wacholderwiese“ und dem Emsbachtal fehlt es an Bohraufschlüssen. Der 42 m tiefe Bohrbrunnen „Dammersborn“ am Rand des Emsbachtals N Camberg (R 344704, H 557427) hat über ebenfalls stark quarzdurchtrümmertem, hydrothermal zersetztem paläozoischem Untergrund kein Tertiär nachgewiesen, wohl aber der nur 200 m NW dieses Brunnens liegende Brunnen Camberg/Erbach an der Herrenaumühle (Bg. 6), der über hydrothermal zersetzten Tonschiefern mit Quarzgängchen orangegelbe Klebsande und Quarzfeinkiese unter 4,40 m Quartär durchteuft hat. Die Tertiärbasis liegt hier bei rd. 184 m über NN, wiederum tiefer als das Emsbachtal.

Die in der Abb. 9 unsicher umgrenzte Tiefscholle wird von mehreren hydrogeologisch bedeutenden Dehnungsbrüchen durchzogen, die, unterbrochen durch meist etwa E-W oder NW verlaufende Schollengrenzen, verhältnismäßig starke Quellen begründen (Quellen unmittelbar W der B 8 südlich Würges, Angelborn in Würges, Dammersborn am W-Rand des Emsbachtals N Camberg und Herrenaquelle im Emsbachtal bei Camberg-Erbach, s. Abschn. 4.4.).

3.1.2. Östliche Randschollen

Nördlich des Ortsteiles Waldems/Esch sind in dem unveröffentlichten Manuskript der Geol. Kte. 1:25000, Blatt Idstein, von EBERT 1934 (Archiv des Hess. Landesamtes für Bodenforschung) in der Gemarkung „auf der Kippe“ oberoligozäne Quarz-

schotter eingetragen, die bei 280 m über NN den paläozoischen Sockel überlagern. SE Würges findet man derartige Schotter bei 215 m über NN, die sich in diesem Niveau weiter nach N bis zur neuen Umgehungsstraße S Camberg in Erosionsresten verfolgen lassen, d. h. in einem zwischen dem 280-m-Niveau und dem Niveau der abgesenkten Würgeser Scholle vermittelnden Niveau.

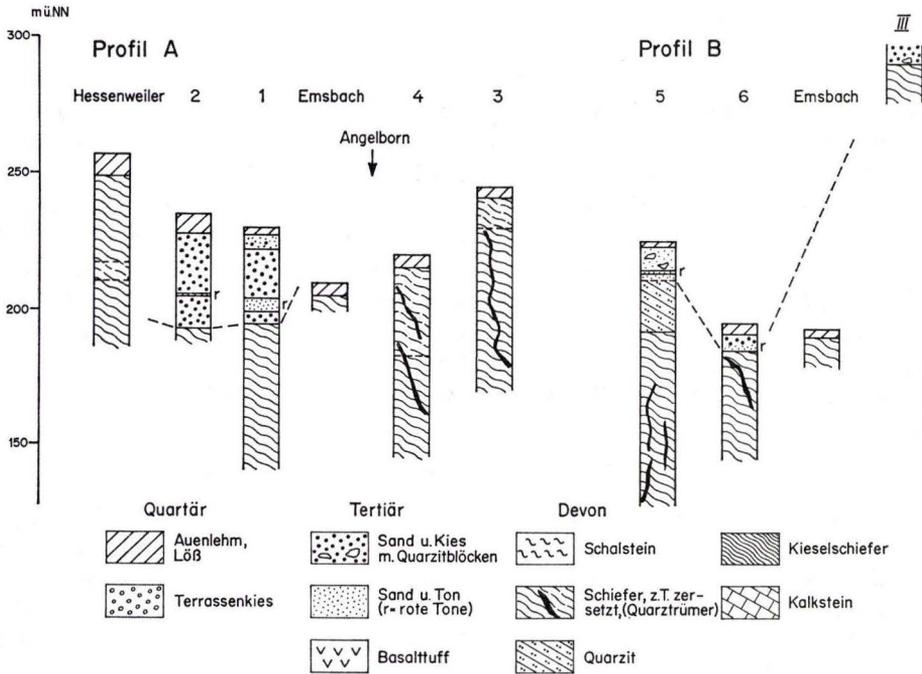


Abb. 4. Profil A: Gemarkung Würges. Profil B: Camberg (Wacholderwiese) — Erbach.

Einen Überblick über die Zusammensetzung der Quarzkiese gibt der schon fast verwachsene Aufschluß „Haidchen“ E Würges (R 344984, H 557170; Abb. 2, I) bei 280–300 m über NN. Es handelt sich um sehr große Gerölle von z.T. löcherigem Quarz (Herkunft aus Quarzgängen des Taunus) und einzelnen walzenförmigen Geröllen von hellem Quarzit, die mit hellem Schluff, Sand und schlecht gerundetem Quarzfeinkies gebunden sind.

Östlich des Haidchen und des Wasserrisses „Härlingsloch“ (Gemarkung Würges) erhebt sich eine höhere Gebirgsscholle ohne Tertiärüberdeckung bis zum Todtenkopf bei rd. 400 m über NN; noch weiter im E schließen sich Hochschollen mit Höhen um 500–600 m über NN und mehr an, die zur Feldberg-Pferdskopfscholle überleiten. Die einzelnen Schollen sind nicht nur durch etwa N-S und NW verlaufende Verwerfungen voneinander getrennt, sondern wie schon die Tiefscholle, auch durch E-W verlaufende Störungen unterbrochen. So folgt das Schwabachtal, das bei Würges in das Emsbachtal mündet, offenbar einer solchen Störung. Die Unterbrechung hat

hydrogeologische Bedeutung, wie die beiden Bohrbrunnen der Gemeinde Würges (Bg. 3, 4) zeigen. Tiefreichender hydrothermaler Zersetz und starke kavernöse Quarztrümer unterstreichen den Störungscharakter des Gebietes der beiden Brunnen.

Im Stadtgebiet von Camberg E des Emsbachtals fehlt es an markanten Aufschlüssen. Mit dem Steilanstieg Wassergall — Kreuzkapelle deutet sich eine höhere Scholle an, deren schwach zersetzte Ems-Schiefer am Schützenhaus aufgeschlossen sind. Diese Scholle zeigt keine Tertiärüberdeckung.

3.1.3. Westliche Randschollen

Westlich der Würgeser Tiefscholle steigt der Sockel wieder an. Der 71 m tiefe Brunnen der zur Siedlung „Hessenweiler“ zusammengeschlossenen Aussiedler bei R 344656, H 557144, 257 m über NN, steht in stark hydrothermal zersetztem und bunt gefärbtem Schiefer, der von 8,50 m Löß und Lößlehm überdeckt wird. Diese herausgehobene Scholle läßt sich nach N entlang der Autobahn Frankfurt—Köln Richtung Abfahrt Camberg verfolgen. Auch am Petersberg bei R 344615, H 557282 (Abb. 2, II) sind Eisenoxid-Anreicherungen in Ems-Schiefern neben gebleichten Partien aufgeschlossen, die hydrothermale Beeinflussung verraten. Noch weiter im W folgen herausgehobene Schollen des mittleren Westtaunus, die bis 350 und 400 m über NN aufragen und erheblich weniger von hydrothermalen Zersatzzonen durchzogen werden.

3.1.4. Südliche und nördliche Begrenzung

Die Würgeser Tiefscholle ist auch im S, wenn auch nicht so klar durch Bohrergergebnisse belegt, von weniger stark eingesenkten oder gar gehobenen Schollen begrenzt. Auf einer Schollenkante scheint die Ortschaft Walsdorf erbaut. Herausgehobene Schollen trennen die wieder von N-S verlaufenden Dehnungsbrüchen geprägte Tiefscholle des obersten Wörsbachtals mit der Stadt Idstein von der Würgeser Tiefscholle und lenken das Wörsbachtal nach NW in den Westtaunus ab. Im N wird die Würgeser Tiefscholle durch ebenfalls herausgehobene Schollen begrenzt. Am nördlichen Ortsrand von Erbach (Göthestraße) finden sich feuerrote eisenschüssige Schiefer neben hydrothermalen Zersatzzonen. Im Aufschluß bei R 344800, H 557626, 290 m über NN, überlagern das Gebirge wieder tertiäre Quarzkiese (Abb. 2, III), im tieferen Teil der Kiesgrube mit hellem quarzreichem Bindemittel, im höheren Teil, über einer Aufarbeitungszone, mit rötlichem eisenschüssigem Bindemittel. Sehr auffällig sind bis 0,5 m³ große Blöcke von hellem Quarzit, die nur schwach kantengerundet sind. Sie stammen vermutlich aus dem Hochtaunus und haben keinen sehr weiten Transport erlebt.

Nördlich Erbach ändert sich mit Erreichen einer anderen Gebirgsscholle etwa ab der Kleinmühle die Grundwasserbeschaffenheit. An Schollengrenzen steigen Natrium-Chlorid-Wasser und Kohlensäure auf, die sich um die bekannten, als Heilquellen anerkannten Natrium-Chlorid-Hydrogenkarbonat-Säuerlinge von Oberselters und Niederselters konzentrieren (STENGEL-RUTKOWSKI 1967: 203). Der Emsbach arbeitet sich in einem nicht etwa durch Gesteinhärte bedingten verhältnismäßig engen Tal durch Hochschollen, die die abgesenkte Scholle von Würges von ähnlich abgesenkten Schollen weiter im W trennen. In diesem Talabschnitt folgt der Emsbach den alt überlieferten variscischen Querstörungen.

Daß es sich auch hier nicht etwa um einheitliche Schollen, sondern um vertikal unterschiedlich bewegte Schollen handelt, zeigt die vorhandene oder nicht vorhandene Überlagerung mit Tertiärschichten. Breite hydrothermale Vertonungsfronten in nördlicher Verlängerung von Randstörungen der Idsteiner Senke durchsetzen den paläozoischen Sockel bei Niederselters, E Eisenbach und NW des Petershofes N der Hessenstraße („Kaolin- und Tonwerk GmbH, Betrieb Oberbrechen“). Die hydrothermalen Vertonungen sind in der Kartendarstellung von C. KOCH (1881) als tertiäre Sedimente dargestellt worden. Diese sind über der dortigen Gebirgsscholle aber nur sehr geringmächtig entwickelt. Nördlich der Hessenstraße liegen in der Kiesgrube Kasper (Abb. 2, V) bei R 344515, H 558000 tertiäre Quarzkiese mit Linsen von weißgrünem Schluff und kieseligen limonitischen Quarzbreccien sowie rotvioletten Ton- und Schlufflinsen bei 230 m über NN auf dem paläozoischen Sockel. Das Kiesvorkommen wird durch mehrere junge, E-W verlaufende Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe zerhackt.

Westlich Niederselters liegen auf den die Würgeser Scholle begrenzenden Hochschollen ebenfalls tertiäre Quarzkiese in verschiedener Höhenlage. Hier sollen die Kiesgruben nördlich der Straße Niederselters—Dauborn (Abb. 2, IV) bei R 344393, H 557787 erwähnt werden, in denen unter mit rötlichem Lehm gebundenen Quarzkiesen mit faustgroßen Quarzitzeröllen rein weiße Quarzkiese mit Linsen von kaolinischem Schluff aufgeschlossen sind. Gerölle von korrodiertem Quarz, oft nur schlecht kantengerundet, kommen häufig vor (Abtragungsmaterial von Quarzgängen des Taunus).

3.2. Limburger Becken

Der mit der Würgeser Tiefscholle und ihrer Umrandung ausführlich beschriebene Baustil junger Tektonik prägt zumindest den mittleren Taunus auch an anderen Stellen, wo das Vorliegen engräumig begrenzter, tief abgesenkter Schollen aber nicht durch Bohrungen bewiesen werden kann, weil eine Bedeckung, etwa durch tertiäre Ablagerungen, fehlt. Derartige Schollen lassen sich aber morphologisch ausmachen. Sie sind von engmaschigen hydrothermalen Zersatzzonen umgeben und häufig auch durchzogen und sie sind mit hydrogeologisch bedeutsamen, durch Grundwasservorkommen markierbaren Dehnungsbrüchen verknüpft. Die Gebiete um Idstein, Breithardt und Usingen mit ausgeprägtem Senkencharakter, der nicht etwa auf ein leicht ausräumbares Gestein im Untergrund zurückzuführen ist, markieren solche engbegrenzten, abgesenkten Schollen.

Südlich Kaltenholzhausen—Kirberg—Ohren sinkt die Hochfläche des mittleren Westtaunus an mehreren, auch hydrogeologisch bedeutsamen Brüchen zum größten dieser tektonischen Einbrüche, dem Limburger Becken, ab, in dem bestimmte Höhenlagen um 230 und um 180—190 m über NN weite Verbreitung, u. a. als von Terrassen bedeckte Flächen (ANDRES 1967) haben. In diese Flächen sind, ähnlich der Würgeser Tiefscholle, weitere Tiefschollen eingesenkt, die durch überlagerndes Tertiär (in Bohrungen und Aufschlüssen anderer Art) nachgewiesen worden sind. Im südlichen Limburger Becken handelt es sich um den Werschauer Graben, die Lindenhöhlhäuser Tiefschollen und den Limburger Graben, die durch relativ herausgehobene Schollen

(Mensfelder Horst, Greifenberg-Hochschollen, Schafberg-Scholle) voneinander getrennt werden.

Im nördlichen Limburger Becken sind entsprechende abgesenkte Schollen als Fortsetzungen von Schollen des südlichen Beckens besonders tief abgesenkt (Scholle von Dehrn, Fortsetzung des Limburger Grabens). Weiterhin läßt sich eine Kette von Tiefschollen W des Elbbachtales nachweisen, die hier „Elzer Graben“ genannt werden. Schließlich sind Tiefschollen im Gebiet von Obertiefenbach zu nennen.

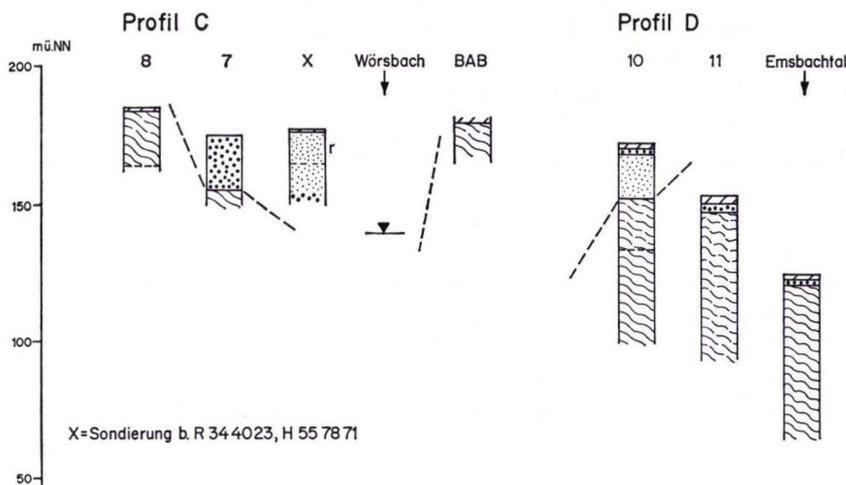


Abb. 5. Profil C: Neesbach—Autobahn Köln/Frankfurt a.M.
Profil D: Lindenholzhausen (W Lubentiusbrunnen)—Bahnhof Lindenholzhausen.

Nördliches und südliches Limburger Becken trennt, in dieser Arbeit etwas willkürlich, die Lahn.

Alle genannten abgesenkten Schollen zeigen den gleichen Baustil. Ihre in Abb. 9 schematisch dargestellte Umgrenzung ist bisher nicht immer durch Bohrungen belegt. Meist gibt es nur wenige Bohrungen, die die Schollen bisher nachweisen. Lediglich Limburger Graben, Greifenberg-Hochschollen und Schafberg-Scholle sind durch zahlreiche Bohrungen belegt, die jedoch zeigen, daß jede Scholle in sich noch sehr gliedert ist.

3.2.1. Werschauer Graben

Aufschlußbohrungen für die Kiesgewinnungsbetriebe am W-Rand des Wörsbachtals zwischen Dauborn und Niederbrechen haben gezeigt, daß hier die tertiären Quarzkiese örtlich bis 15 m unter das Wörsbachtal reichen. Sie liegen meist auf unzersetztem, dunklem mitteldevonischem Schiefer.

Die Kiese zeigen nach einem Aufschluß W der Bruchmühle NW Dauborn, bei R 3441 00, H 55 77 72, 160 m über NN (Abb. 2, VI), folgende Lagerung: Unter Lößlehm und einigen Metern eiszeitlich durchbewegten Terrassenkiesen liegen Quarzkiese, die vor allem durch gelbbraunen Sand gebunden sind. Die Gerölle sind nur mäßig gerundet; auch Flachgeschiebe gebleichter Schiefer, die keinen weiten Trans-

port aushalten, kommen vor. Auffallend sind Linsen von rosarotem Lehm im höheren Teil der Kiese.

Tertiäre Kiese sind u. a. durch die Bg. Neesbach I (Bg. 7) erschlossen. Die 1,1 km SW liegende Brunnenbohrung Neesbach II (Bg. 8) steht dagegen bereits in einer westlichen Randscholle des Grabens in hydrothermal zersetztem Mitteldevon (Abb. 5, Prof. C). Durch Beeinflussung von oberirdischen Gewässern und an Bodensetzungen kann die Ausdehnung des Entnahmetrichters dieses Brunnens entlang einer etwa N-S verlaufenden Störung beobachtet werden.

Östlich des Wörsbachtals ist das Paläozoikum wiederum herausgehoben, bricht aber in mehreren, durch gebleichte, hydrothermale Zersetzungen getrennte Schollen nach NW in Richtung Werschau ab. Die Hangschnitte der BAB Frankfurt—Köln lassen den Schollenabstieg gut erkennen. Die tertiären Quarzkiese liegen E Dauborn bei etwa 210 m über NN dem paläozoischen Sockel auf, E Werschau bei rd. 180 m über NN; kurz vor der Überführung der Autobahn über den Wörsbach sinkt die Basis der Kiese tiefer als die Wörsbachau ab. Die Überführung nutzt eine Talenge, die durch das Herausheben des Paläozoikums im N des Werschauer Grabens entstanden ist. In der Kiesgrube Kremer WNW Niederbrechen, bei R 343940, H 558185 (Abb. 2, VII), überlagert sehr reiner Quarzkies mit vielen Geröllen von korrodiertem Gangquarz (Liefergebiet: wahrscheinlich Osttaunus) bei etwa 180 m über NN unzersetzten mitteldevonischen Schalstein. Die Kiese sind sandig-schluffig gebunden; das Bindemittel ist weiß bis ockerfarben. Neben Quarzit treten auch faustgroße dunkle Kieseliefer und rote Eisenkiesel im Geröllbestand auf (Liefergebiet: südöstliche Lahnmulde).

3.2.2. Lindenholzhäuser Tiefschollen

Weitere Tiefschollen wurden S Lindenholzhausen erbohrt (Bg. 9, 10). Über stark zersetztem devonischem Schiefer wurden feinsandige gelbweiße bis weißgraue Tone, darüber schlecht abgerollte Quarzfeinkiese angetroffen. Mit diesen Bohrungen deutet sich eine Verzahnung von Kies- und Tonfazies des sedimentären Tertiärs an. Im bisher behandelten Gebiet der Idsteiner Senke und des Werschauer Grabens herrschte Kiesfazies vor (die in einer weiteren Rinne auch von W beiderseits des Aartales nach NE in das Limburger Becken vorstößt). Im Limburger Becken i. e. S. sind dagegen Tonfazies und Kies/Ton-Mischfazies verbreitet.

Wie stark das Gebiet S Lindenholzhausen in Schollen und Dehnungsbrüche aufgelöst ist, zeigen sowohl weitere Bohrungen, wie z. B. Bg. 11 und solche im Emsbachtal, das sich entlang einem N—S verlaufenden Dehnungsbruch tief in den paläozoischen Sockel eingeschnitten hat, als auch die hydrogeologischen Verhältnisse. So treten unter der Autobahn bei etwa R 343760, H 558148 an Spalten unter erheblicher quartärer Bedeckung verhältnismäßig starke, nicht mineralisierte Quellen mit einer Schüttung von 4—6 l/s aus; nur rd. 100 m SE liegt dagegen an einer anderen tiefreichenden Dislokation der Kohlsauerling „Lubentiusbrunnen“ (R 343783, H 558150, 163 m über NN) mit rd. 2000 mg/l freier Kohlensäure. Während die Bg. 9, 10 und 11 kein ausbauwürdiges Ergebnis zeigten, hatte eine Brunnenbohrung im N—S-Abschnitt des Emsbachtals E des Bahnhofes Lindenholzhausen eine Pumpversuchsleistung von > 10 l/s, womit sich eine am Dehnungsbruch entwickelte be-

vorzugte Grundwasserwegsamkeit ausdrückt. Hier liegt also sehr engständige Dislokationstektonik vor. Einen Schnitt durch die Lindenholzhäuser Tiefschollen zeigt Abb. 5, D.

3.2.3. Greifenberg-Hochschollen

Westlich der Lindenholzhäuser Tiefschollen, die sich nach N bis in das Lahnvier-eck bei Dehrn hinein verfolgen lassen, schließen Hochschollen an, in denen das Paläozoikum mit nur sehr geringer oder ohne tertiäre Überdeckung ansteht. In ihnen liegen Bg. 12—19. Die exakte Begrenzung der Hochschollen, die nach S vielleicht der Mensfelder Kopf (anscheinend auch eine horstartige Hochscholle) fortsetzt, kann mangels Bohraufschlüssen vor allem im Gebiet von Linter z. Zt. noch nicht angegeben werden. Die Greifenberg-Hochschollen werden von der Lahn in einem Engtal durchsägt. Diese Engstelle überspannt die Limburger Autobahnbrücke. Einen Schnitt durch die Hochschollen vermittelt Abb. 6, Prof. E.

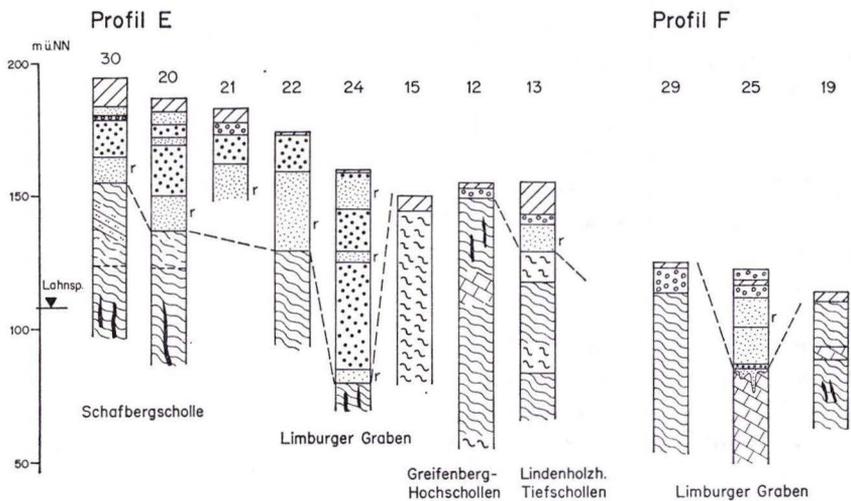


Abb. 6. Prof. E: Holzheimer Berg S Limburg—Eschhofen, Rotberg.
Prof. F: Stadtgebiet Limburg.

3.2.4. Limburger Graben

Westlich an die Greifenberg-Hochschollen, die von dem an mehreren E—W verlaufenden Brüchen abgelenkten Tal Josaphat steil angeschnitten werden, grenzt ein kompliziertes System von Tiefschollen (Abb. 6, Prof. E) an, das bereits W Hof Blumenrod durch die Bg. 20—24 nachgewiesen ist und, unterbrochen im Gebiet des Limburger Hauptbahnhofes durch eine schmale Zwischenhochscholle mit dem Basaltdurchbruch des Stephanushügels, sich in das Stadtgebiet von Limburg nach N fortsetzt. Zwischen Altstadt und Schafberg ist durch die Bg. 25—28 (Abb. 6, Prof. E) mächtiges sedimentäres Tertiär über dem paläozoischen Sockel erbohrt worden. Die Tertiärbasis liegt hier z. T. erheblich unter dem Niveau des Lahntales (bei Limburg rd. 107 m über NN), nämlich bei 80 m über NN (Bg. 24), 73 m über NN (Bg. 25),

83 m über NN (Bg. 28) und 53 m über NN (Bg. 26). Das Tertiär beginnt teils kiesig, teils (über Massenkalk) mit Manganoxid-Tonen und roten Tonen (bis 40 m mächtig) mit Feinkieslagen. Die gesamte Tertiärfolge kann bis zu 80 m Mächtigkeit erreichen.

Die nördliche Verlängerung des Limburger Grabens unter die Niederterrasse der Lahn ist noch nicht überall durch Bohrungen gesichert. Im Jahre 1962 haben die Stadtwerke Limburg (EVL) 22 Bohrungen für Grundwassermeßstellen zur Abgrenzung des Entnahmetrichters der leistungsstarken Förderbrunnen 4 und 5 (R 343297, H 558468, 109 m über NN) gegen eine geplante Kläranlage niedergebracht. Die meisten Bohrungen durchteufen nur 1,80—4,50 m Auelehm, darunter 2—3 m Kiese der Niederterrasse und blieben in „rotem tonigem Zersatz“ bei 6 m Gesamttiefe stecken. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um die roten Tertiärtone, die auch N der Lahn (s. u.) den Sockel überlagern.

3.2.5. Schafberg-Scholle

Der Limburger Graben wird im W durch eine herausgehobene Scholle mit geringer Tertiärüberdeckung begrenzt, an der der basaltische Vulkanbau des Schafberges liegt. Die Hochscholle wird durch 2 Bohrungen bei R 343277, H 558267, 127 m über NN, und bei R 343260, H 558267, 125 m über NN, (Bg. 29) im Süden und durch 2 im o.g. Programm von 1962 angelegte Meßrohre in der Lahnaue im Norden markiert. Die Grundwassermeßstelle Nr. 16 (R 343249, H 558490) sitzt einer Bohrung von 60 m Tiefe auf, in der unter dem Quartär sogleich mitteldevonische Tonschiefer (unzersetzt) folgten, der Grundwassermeßstelle Nr. 17 (R 343267, H 558469) ging eine 38 m tiefe Bohrung voraus, in der unter nur 1 m tertiärem Ton unzersetzte Tonschiefer und Kalksteine angetroffen worden sind.

3.2.6. Nördliches Limburger Becken

Das Bruchfeld des Limburger Beckens erreicht mit folgenden Einheiten das Lahntal (von E nach W):

1. Hochschollen des unteren Emsbachtals. Sie können in die östliche Hälfte des Lahnvierecks und in das vor allem von mitteldevonischem Massenkalk aufgebaute Gebiet von Steeden—Niedertiefenbach verfolgt werden.
2. Lindenholzhäuser Tiefschollen. Sie können nach N bis in das Gebiet von Dehrn und Ahlbach hinein verfolgt werden.
3. Greifenberg-Hochschollen. Sie lassen sich nach N nur auf kurze Strecke (nördliches Widerlager der Limburger Autobahnbrücke) ausmachen.
Nach Bohrungen an der neuen Autobahn-Ausfahrt Limburg-Nord sind hier bereits wieder Tiefschollen mit mächtiger Tertiärüberdeckung nachgewiesen (Bg. 36—39; Abb. 8, Profil H).
4. Limburger Graben. Er kann nach den Bg. 40—42, etwas nach E versetzt, nach N verfolgt werden.
5. Schafberg-Scholle. Sie zieht sich nach N, von zahlreichen E—W verlaufenden Brüchen durchzogen, in das Elbbachtal.
6. Als neue Einheit entwickelt sich W des Elbbachtals eine Reihe von Tiefschollen, die von W Elz bis N Thalheim verfolgt werden kann. Sie wird kurz „Elzer Graben“ genannt.

7. Schließlich sind im Gebiet von Obertiefenbach Schollen besonders tief abgesunken (Abb. 7, Profil L). Sie entsprechen in ihrer Position dem Werschauer Graben im südlichen Limburger Becken. Östlich an sie anschließend, steigt das Paläozoikum treppenartig zum südöstlichen Westerwald und zum Gebiet von Weilburg auf.
8. Das Schollenmosaik verliert sich unter den Decken des basaltischen Hochwesterwaldes, deren Basis vom Elbbachtal bei rd. 270 m über NN über das obere Kerkerbachtal bei rd. 300 m, Waldernbach bei 327 m, Mengerskirchen bei 370 m bis in den Dillkreis bei Rodenroth auf rd. 422 m und Breitscheid auf 500 m über NN ansteigt.

3.2.6.1. Hochschollen des unteren Emsbachtals

Sowohl die vorhandenen geologischen Spezialkarten als auch die Bohrprofile des 50 m tiefen Brunnens Runkel/Ennerich (bei R 343792, H 558441) und des 120 m tiefen Brunnens Runkel/Steeden (bei R 343746, H 558767) belegen Hochschollen ohne Tertiärüberdeckung. Sie erstrecken sich weit nach E und steigen dort allmählich weiter an.

3.2.6.2. Lindenholzhäuser Tiefschollen nördlich der Lahn

Die tertiärüberdeckten Schollen von Lindenholzhausen sind, wenn auch Bohraufschlüsse fehlen, im Lahnvierck S Dehrn zu vermuten. Bei R 343705, H 558665, 135 m über NN (Abb. 2, IX) werden dunkle Tonschiefer von hellen, feinsandigen Tonen, Tonen mit erdiger Braunkohle, ockergelben und schließlich rosafleckigen Tonen überlagert. Diese Folge ist wahrscheinlich miozänen Alters. Sie wird von 1–2 m lehmigem Terrassenkies überlagert (hierzu auch ANDRES 1967: 61). Die Schichten fallen mit etwa 30° nach W bis NW zur Tiefscholle ein.

Nördlich der Lahn ist die Tiefschollengrenze durch 2 Bohrungen im Gemeindebezirk Dehrn (Bg. 31, 32) belegt. Das Profil des Dehrner Brunnens „in der Speich“ zeigt unter zersetzten Basalttuffen (!) schlecht gerundete Quarzkiese mit Geröllen bis 2 cm, darunter rosa Tone und Feinsandlagen, zuletzt wieder Quarzkiese. Die Tertiärbasis wurde bei rd. 79 m über NN, rd. 32 m tiefer als das Niveau der Lahn, erbohrt. Im Gebiet von Dehrn kommen sowohl Kies- als auch Sandfazies vor. Die Bg. 32 zeigt die Tertiärbasis herausgehoben bei 139 m über NN. Die Tiefscholle ist in Abb. 7, Profil J, als Tiefscholle von Dehrn dargestellt.

Nördlich des Brunnens „in der Speich“ sind im Bereich der Überführungsbauwerke der Umgehungsstraße Hadamar über die B 49, die Landstraße Ahlbach—Oberweyer und die Landstraße Oberweyer—Niederweyer bis in rd. 30 m Tiefe bunte Tone mit Lagen von Feinsand und Tertiärquarzit angetroffen worden. Erst die Baugrunduntersuchungsbohrungen für die Brücke über den von Oberweyer nach W abfließenden Bach trafen eine Hochscholle mit mitteldevonischem Massenkalk an, so daß die Lindenholzhäuser Tiefschollen in diesem Gebiet an einer E—W verlaufenden Verwerfung abrupt zu enden scheinen.

Die Tiefschollen haben aber auch weiter im E noch einen Ausläufer. Die Brunnenbohrung Limburg/Ahlbach an dem Kassel (Bg. 33), in der unter 4,80 m Quartär bis in 43 m Tiefe (bei rd. 147 m über NN) noch bunte Tone mit Quarzgrandlagen und Quarziteinschlüssen, zuletzt wieder rote Tone über dem Massenkalk angetroffen

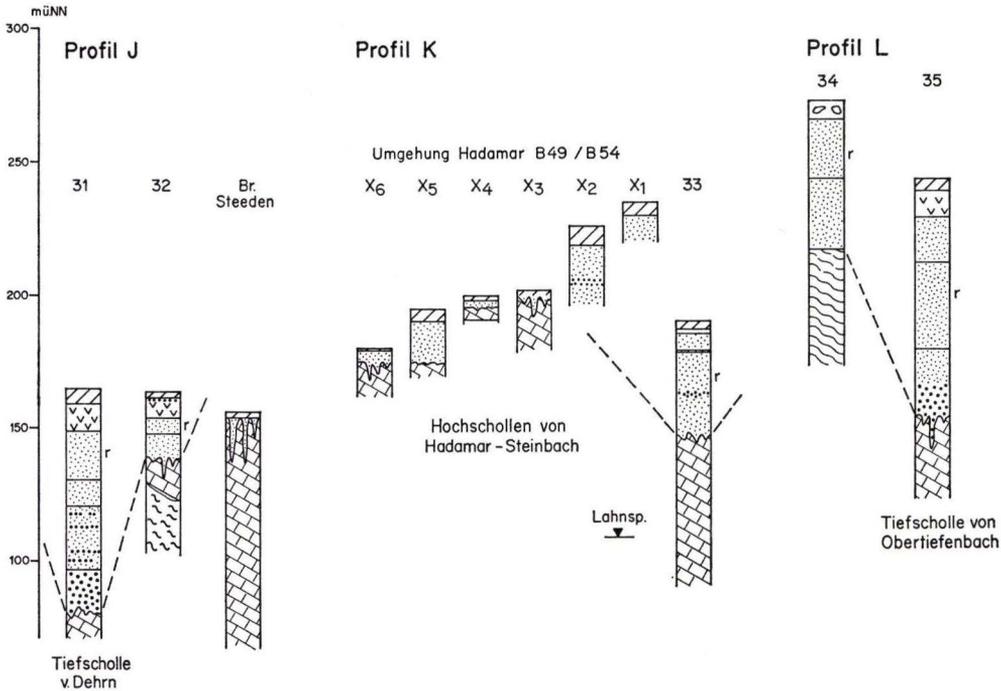


Abb. 7. Profil J: Dehrn—Steeden.

Profil K: Umgehungsstraße Hadamar bis S Oberzeuzheim—Ahlbach (Cassel), dabei liegen

- x 1 bei R 343562, H 559000
- x 2 bei R 343518, H 559120
- x 3 bei R 343454, H 559172
- x 4 bei R 343426, H 559186
- x 5 bei R 343324, H 559242
- x 6 bei R 343308, H 559300

(nicht ganz genau, da es sich immer um jeweils eine von mindestens 4 Baugrundbohrungen an Brückenbauwerken handelt).

Profil L: Steinbach—Obertiefenbach.

wurden, markiert diesen Gebirgstheil. Die Verhältnisse am N-Ende der Tiefschollenzone stellt Abb. 7, Prof. K, dar.

3.2.6.3. Greifenberg-Hochschollen nördlich der Lahn

Die westlich angrenzenden Hochschollen mit deutlicher, N—S verlaufender Abbruchkante begrenzen das Lahntal zwischen Dietkirchen und Dehrn. Sie tragen aber hier bereits, wenn auch nicht sehr mächtige, Tertiärüberdeckung. Das Tertiär ist hier vorwiegend als rote Tone und Feinsande mit Quarzkiesellagen ausgebildet.

3.2.6.4. Limburger Graben nördlich der Lahn

Nördlich der Lahn stehen in der Limburger Brückenvorstadt die Bg. 36—42 (Abb. 8, Profile G und H). Während an der Dietkircher Straße E der Autobahn die

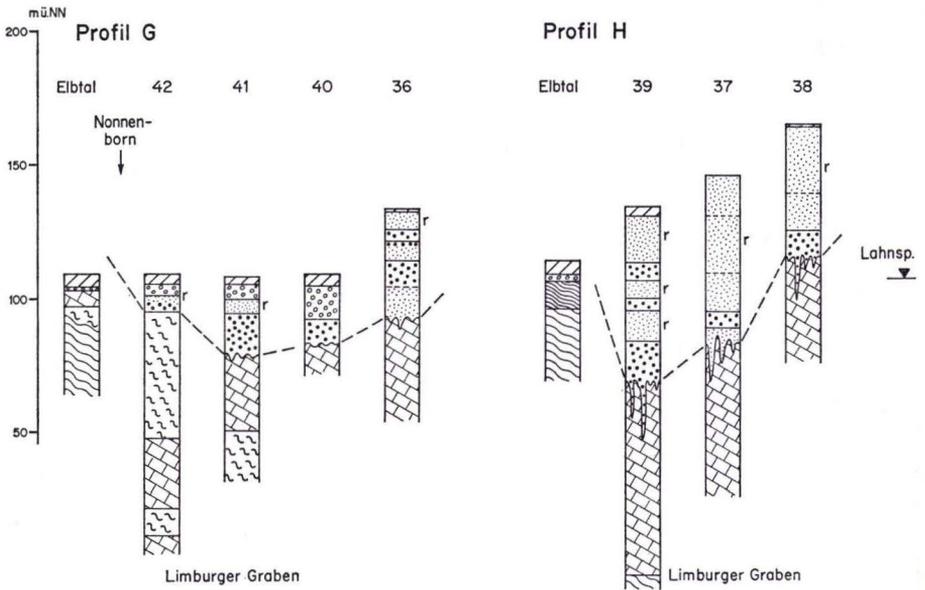


Abb. 8. Profil G: Limburg nördlich der Lahn, Nonnenborn—Hubertusstraße.
 Profil H: Limburg nördlich der Lahn, Elbtal—E Autobahn Köln/Frankfurt a.M.

Tertiärbasis noch bei 116 m über NN, also etwas über dem Niveau des Lahntales, angetroffen wurde, erreichten die Brunnenbohrung Hubertusstraße (Bg. 36) den paläozoischen Sockel bei 93 m über NN, die Bohrung des Brunnens 7 der EVL (Bg. 37) bei 83 m über NN, eine Untersuchungsbohrung nur 180 m NW des Brunnens als z. Zt. tiefste Bohrung im Stadtgebiet von Limburg gar erst bei 70 m über NN, eine Bohrung am SE-Ende der „Lahnkampfbahn“ bei 83 m über NN, 100 m NW am Brunnen 6 der EVL bei 95 m über NN, also alle erheblich unter Lahnniveau. Weitere 100 m westlich tritt unmittelbar am Lahnufer der mitteldevonische Massenkalk bei R 343299, H 558485, 108 m über NN, zutage und zeigt damit den W-Rand der Tiefschollen an. Hier tritt, offenbar an der Randverwerfung, der „Nonnenborn“, eine artesisch überlaufende Karstquelle mit rd. 12 l/s Schüttung aus, die von der Stadt Limburg schon im Jahre 1884 für die Trinkwasserversorgung gefaßt worden ist.

Der Sockel wird von tonig gebundenen Quarzkiesen mit meist nur schlecht gerundeten Geröllen, örtlich auch mit grauen Kieselschiefergeröllen, überlagert. Über roten folgen gelbliche und weiße Tone, im höheren Teil wieder mehr rosarote und rotweiß gebänderte Tone mit Feinsandlagen. Die tertiären Sedimente erreichen bis 65 m Mächtigkeit.

3.2.6.5. Schafberg-Scholle nördlich der Lahn

Westlich des Nonnenborns liegt die schon von südlich der Lahn bekannte Hochscholle ohne Tertiärüberdeckung vor, die sich, von Dehnungsbrüchen durchzogen (Kohlensäuerling am nördlichen Lahnufer unterhalb Staffel, an der Landesgrenze, unterstreicht Randbrüche des Limburger Beckens), bis nach Diez hinzieht und die

Niederterrasse der Lahn unmittelbar unterlagert. In ihr verläuft auch das Elbbachtal, wie 2 Untersuchungsbohrungen an seiner Mündung bei R 343273, H 558505, 109 m über NN, und im Kreuzungsbereich der B 8 über den Elbbach bei R 343262, H 558540, 114 m über NN (Abb. 7, Prof. H) erkennen lassen. Beide Bohrungen sind 45 m tief und trafen unter 5,90 m bzw. fast 10 m quartärer Elbtalfüllung dunkle mitteldevonische Tonschiefer mit Schalsteinzwischenlagen und graubraune Kieselschiefer mit bunten, kalkhaltigen Tonschiefern wahrscheinlich oberdevonischen Alters an. Dabei besteht kein Zweifel, daß das Elbtal selbst in seinem gradlinigen N—S-Verlauf einem jungen Dehnungsbruch folgt, der, wie z. B. starke Karstquellen unmittelbar nördlich der Autobahn SE des Reitplatzes Elz mit etwa 7 l/s zeigen, durch E—W verlaufende Störungen örtlich unterbrochen ist.

3.2.6.6. Elzer Graben

Westlich Elz sind im Kieswerk F. Dernbach (Abb. 2, X), nördlich des Erbaches bei R 343080, H 558710, 130 m über NN, unter Lößbedeckung rote und rot-weiß gestreifte Tone, darunter gelbe und weiße Sande und Quarzkiese mit seltenen Kiesel-schiefergeröllen aufgeschlossen. Die Sande und Kiese sind deutlich schräggeschichtet. Gegen die diskordant überlagernden roten Tone finden sich in den hellen Kiesen Brauneisen-Mangan-Zementationshorizonte. Die Folge wird durch zahlreiche Verwerfungen und Abschiebungen zerstückelt.

Nördlich Elz stehen in dieser Grabenzone die beiden Brunnen der Gemeinde Elz (Bg. 44, 45). Der Brunnen I traf über dem mitteldevonischen Massenkalk, der bei rd. 109 m über NN, tiefer als das Elbbachniveau, erreicht wurde, rd. 9 m gelbe und rote Tone mit Quarzfeinkies an, die von 2 m Elbbachterrassenkies und 7,50 m Löß-lehm und Löß überlagert werden. Der 60 m NNE gelegene Brunnen II traf über dem mitteldevonischen Massenkalk, der bei rd. 87 m über NN erreicht worden war, 28,50 m vorwiegend rote Tone mit Feinsand, Quarzgrand und Tertiärquarzit an, die von 9,50 m quartären Sedimenten überdeckt werden. Nur 80—100 m E beider Brunnen tritt am E-Rand des Grabens aus dem in Talniveau anstehenden Massenkalk der „Altschauer Born“, eine sehr starke Karstquelle mit 90—100 l/s Schüttung aus. Ihr Auftreten und die Situation der beiden Brunnen macht neben N—S verlaufenden Dislokationen wiederum E—W verlaufende, den weiteren Grundwasserabfluß nach S zum Lahntal hemmende Störungen wahrscheinlich. Zwar könnte das unterschiedliche Niveau der Massenkalkoberfläche auch durch Karsterscheinungen erklärt werden. Die dem Verfasser bekannten, freigelegten Massenkalkoberflächen W Hahnstätten, zwischen Limburg und Dietz oder NE Steeden zeigen aber derartig scharf begrenzte und große Reliefunterschiede nicht, so daß sie auch hier nicht wahrscheinlich sind. Unterstützt durch hydrogeologische Beobachtungen sind tektonische Dislokationen hier verständlicher.

Kiesgruben und verschiedene Aufschlußbohrungen rd. 600 m NW der Elzer Brunnen (Abb. 2, XI) zeigen weiße Quarzkiese, die von grauen Feinsanden mit Linsen verfestigter kaolinischer Tone und, mit scharfer Diskordanz, von roten bis rot-weiß gebänderten Tönen überlagert werden. In dieser höheren Rotfolge kommen Limonitkrusten und Limonitbreccien sowie von Brauneisen überzogene Windkanter vor, die ein trockenes Klima zur Zeit ihrer Ablagerung anzeigen. Das Liegende der Quarzkiese

bilden helle Tone und Feinsande. Die Tertiärbasis ist bisher hier noch nicht erbohrt worden.

Der Elzer Graben läßt sich weiter über den Schnepfenhäuser Hof bis zur Kiesgrube Buss S Niederzeuzheim verfolgen. Über rd. 2 m Löß folgen hier 2 m kaolinische Feinsande bis Schluffe, eine Limonitkruste, dann schräggeschichtete Kiese, Sande und Schluffe mit limonitischen Zementationshorizonten. In das Hangende der Folge greifen, in Taschen und Dellen erhalten, wiederum Reste der roten Tonfolge ein.

In der Kiesgrube Schürholz N Niederzeuzheim (R 3441 60, H 5593 62; Abb. 2, XII) überlagern helle, gut gerundete Quarzkiese unverwitterte blaugraue Tonschiefer (Mitteldevon). Auch in den weiter nördlich am E-Rand des Salzbachtales folgenden Kiesgruben SE und N Thalheim liegen die Quarzkiese auf unverwittertem paläozoischen Untergrund. Die Kiese werden hier von max. 8 m roten sandigen Tonen diskordant überlagert. Die Kiese selbst werden von gut gerundeten Geröllen vor allem kaum korrodierter Quarze, dunkler Kieselschiefer und roter Eisenkiesel zusammengesetzt. Es überwiegt die Korngröße < 15 mm. In der Kiesgrube Merkelbach E Thalheim (Abb. 2, XIV) sind mehrere Bohrungen zur Wassererschließung niedergebracht worden, von denen Bg. 47 aufgeführt ist.

In einer Untersuchungsbohrung W der Straße Thalheim—Hundsangen wurden unter 16 m basaltischem Tertiär bis 28,50 m kaolinische Tone mit Klebsandlagen angetroffen. Hier scheint die um Thalheim verbreitete, überwiegend kiesige Fazies wiederum durch tonige Fazies ersetzt zu werden.

Der Elzer Graben, zu dem die genannten Aufschlüsse noch zählen, klingt im Gebiet von Frickhofen und der Dornburg aus. Bohrungen N Frickhofen und am Sportplatz von Wilsenroth (Bg. 48, 49) zeigen über dem paläozoischen Sockel rote bis rot-weiß gebänderte Tone mit Quarzgrandlagen. Unmittelbar unter dem Basalt liegen Tone von gelber Farbe. Helle und rosafarbene Tone wurden in der Grube „Gernbacher Wiese“ (Abb. 2, XV) zwischen der Landstraße Frickhofen—Langendernbach und der Bahn NE Frickhofen im Untertagebau über dem paläozoischen Sockel abgebaut (wohl miozäne Folge).

3.2.6.7. Tiefschollen von Obertiefenbach

In einer Bohrung NE Steinbach (Bg. 34; Abb. 7, Prof. L) wurden über hydrothermal zersetztem mitteldevonischem Schiefer mehr als 50 m bunte, im höheren Teil Quarzit führende Tone nachgewiesen. Noch tiefer abgesunken ist der paläozoische Sockel in der Brunnenbohrung Obertiefenbach, die den Massenkalk erst bei 89,10 m Tiefe, d. h. bei 143 m über NN, antraf. Über dem Kalkstein liegen hier braune, violette, dann rot-weiß gestreifte, weiße und schließlich gelbe Tone. Darüber folgt, ebenfalls tektonisch versenkt, basaltisches Tertiär. Die hellen Tone werden vor allem E Obertiefenbach im Untertagebau „Lageweide“ der Fa. Fuchssche Tonwerke Ransbach (Abb. 2, XVII) und beiderseits der B 49 auf der Wasserscheide zwischen Kerkerbach und Brandbach (Gruben „Niederstein“ der Fa. Marx, Ruppach, und „Karl“ der Fa. Martin & Pagenstecher, Köln, Abb. 2, XVIII) abgebaut. Im Liegenden der letztgenannten Lagerstätten kommen hart am E-Rand der Tiefschollen bis zu 30 m rote, eisenschüssige Tone, darüber mehrere „Scheiben“ heller Tone, getrennt durch rosa und violettgraue

Tone, vor. Den Abschluß bilden bituminöse, kohlige und, unmittelbar unter dem basaltischen Tertiär, gelbe Tone.

Die keramisch wertvollsten sind die hellen bis bituminösen Tone mit 35–43% Al_2O_3 ; die roten Liegendtone werden mit 16–25% Al_2O_3 zur Herstellung von Tonrohren verwendet. Die gelben Tone im Liegenden des Basaltes haben oft > 4% Titan und 7–15% Eisen („rotbrennende Tone von Niederahr“ des Vorwesterwaldes).

Die Tiefschollen von Obertiefenbach werden im E durch sich treppenartig heraushebende Hochschollen, in die sich das Kerkerbachtal eingeschnitten hat, begrenzt. Hier wird das Paläozoikum am Steinbühl NE Heckholzhausen von quarzitisches verfestigten Quarzkonglomeraten und Tonen überdeckt, die wiederum einen Faziesübergang von Ton- zu Kiesfazies anzeigen; noch weiter im NE, bei Merenberg und Reichenborn, überwiegen die Quarzkiese völlig. Im S werden die Tiefschollen von paläozoischen Schollen ohne oder mit nur geringer Tertiärüberdeckung begrenzt. Im N hebt sich horstartig der Quarzit des Gleisenberges heraus und mit ihm der rote Liegendton der Tertiärfolge. Die W-Grenze der Tiefschollen ist durch Bohrungen nicht belegt. Westlich Oberweyer folgt die durch die Brückenbauwerksbohrungen der Umgehungsstraße Hadamar belegte Hochscholle mit Massenkalk.

3.2.6.8. Gebiet östlich des Elbbachtales zwischen Offheim und Langendernbach

In diesem Streifen fehlt es an verwertbaren Bohrergebnissen. Man muß jedoch auch hier kräftige Dislokationen annehmen. Eine engräumige Dislokationstektonik ließ sich durch zahlreiche Grundwassermeßstellen im Gebiet der Industriemülldeponie Offheim am unteren Urselbach nachweisen. Während die Deponie selbst größtenteils auf dem Paläozoikum (Schalstein, mittel- und unterdevonische Schiefergesteine) einer Hochscholle liegt, wurden am S-Rand der Deponie mächtige, anscheinend sehr junge Sedimente, u. a. grüngraue Mergel mit seekreideartigen Einlagerungen, erbohrt, die durch noch jüngere Abschiebungen an N–S verlaufenden Störungen zerhackt waren. Das Paläozoikum dieser Tiefscholle wurde auch in 50 m Tiefe noch nicht angetroffen.

Während nördlich des Urselbaches zunächst eine Hochscholle folgt und die kleine Tiefscholle an der Offheimer Deponie abzuschneiden scheint, sind mächtigere Tertiärsedimente wieder am S-Rand des basaltischen Heidenhäuschens durch eine Bohrung nachgewiesen worden, SE Oberzeuzheim (Bg. 46), wo über dem Massenkalk manganoxidreiche schwärzliche Tone, darüber dunkelrote bis weißgestreifte, dann weiße, darüber wiederum rote Tone mit weißen feinsandigen Streifen und zuletzt rosa Tone von rd. 28 m Mächtigkeit liegen.

Die überwiegende Tonfazies läßt sich nach N in das Gebiet von Hintermeilingen, vor allem aber in das Gebiet von Dorchheim, Elbgrund und Langendernbach verfolgen. Als Beispiel der Abfolge sollen die Verhältnisse bei Elbgrund in der Grube „Birkenheck“ der Fa. Stefan Schmitt, Langendernbach, aufgeführt werden (Abb. 2, XX).

Das nur schwach zersetzte bis frische Paläozoikum wird von geringmächtigen Quarzkiesen, darüber einer sehr fetten Tonschicht (40–42% Al_2O_3), darüber hellen, feinsandigen Tonen, hellgrauen, schließlich braunen, weißen bis gelblichen (35% Al_2O_3) und zuletzt roten bis bunten Tonen (28–32% Al_2O_3) überlagert. Die Tone fallen mit rd. 15° nach E–ENE unter das basaltische Tertiär ein.

Ähnlich ist die Abfolge E Elbgrund der Grube „Mühlbach“ der Fa. Fuchssche Tonwerke, Ransbach (Abb. 2, XIX). In der Grube „Johann Peter“ (Fa. Martin & Pagenstecher, Köln) S Langendernbach liegen die Tone über einem schwachen Relief des örtlich verkieselten devonischen Sockels. In den unten sandigen, oben sehr reinen Tonen kommen Rinnen von Quarzgrand vor (Abb. 2, XXI).

Schließlich werden N Langendernbach im Tagebau „Hasselborn“ (Abb. 2, XXII) der Fa. W. Weiß, Ahlbach, Tone abgebaut, die über unzersetztem paläozoischem Schiefer liegen. Es handelt sich um rd. 10 m rotgeflamte Tone, die von rd. 4 m hellen, im oberen Teil kohligten Tonen überlagert werden. Das Tonvorkommen wird, wie auch die vorher genannten, von Basaltgängen durchsetzt. In der Nähe des Basaltes sind die Tone gelb verfärbt.

4. Diskussion der Ergebnisse aus den Bohrungen und Aufschlüssen

4.1. Alttertiäre Verwitterung des Gebirgsrumpfes

AHLBURG (1916) beschreibt eine weitflächig verbreitete, tiefgreifende Kaolinisierung und Bleichung des paläozoischen Gebirgsrumpfes, die vor Ablagerung der limnisch-fluviatilen tertiären Sedimente stattgefunden haben soll. Dieser Anschauung folgten später zahlreiche andere Autoren wie AHRENS (1960: 241), BOTTKE (1963) und zuletzt JARITZ (1966) und MÜLLER (1973).

FICKEL (1970: 10) deutet teils gebleichtes, teils aber auch gerötetes, zersetztes Paläozoikum als Paläosole (Latosole), die unter präpleistozänem, feuchtwarmem tropischem bis subtropischem Klima entstanden sein sollen.

Die in dieser Arbeit beschriebenen Profile und Aufschlüsse zeigen, daß die tertiären Sedimente sehr häufig auf unzersetztem Paläozoikum liegen. Man könnte daraus schließen, daß vor Ablagerung der tertiären Sedimente erhebliche Dislokationen und später Abtragungen stattgefunden haben, die die einst vorhandene Verwitterungsrinde beseitigten. Es ist aber auch möglich, daß es eine alttertiäre Verwitterung gar nicht gegeben hat und die verbreiteten Vorkommen gebleichter und zersetzter Gesteine unter den tertiären Sedimenten anderer Entstehung sind.

Eine genaue Untersuchung solcher zersetzter Gesteine in den Tongruben NE Eisenbach und an der Hessenstraße E Niederselters (TK 25, Bl. 5615 Villmar) zeigte, daß es sich dort um gangartige Vertonungszonen handelt, die als Vertonungsfronten schräg bis saiger den paläozoischen Sockel durchsetzen und in einer gewissen Symmetriebeziehung zum tektonischen Bau des variscischen Untergrundes stehen. Die durch hydrothermale Einwirkungen verdrängten Sesquioxide — insbesondere solche von Metallen niedrigerthermaler Abfolge (Eisen, Mangan) — verteilen sich seitlich der Vertonung und Zersetzung in das Gebirge hinein und begleiten als oft mehrfach wiederholter zonarer Randsaum die Vertonungsfront. Nicht selten werden im Inneren der Vertonungs- und Bleichungsfront Quarzgänge und -trümer angetroffen, die die hydrothermale Genese der Erscheinung nahelegen.

Die Untersuchung der hydrothermalen Vertonung wurde zusammen mit dem Kollegen K. REUL durchgeführt, dem der Verfasser zahlreiche Anregungen und Erkenntnisse zu diesem Thema verdankt.

Ähnliche Vertonungsfronten sind sowohl beiderseits und innerhalb der Idsteiner Senke an vielen Stellen, z. B. entlang der Autobahn Frankfurt—Köln, an der Bahnunterführung W Erbach, zu beobachten, als auch im Limburger Becken und am Rand des basaltischen Westerwaldes verbreitet. Sie wurden wiederholt in Brunnenbohrungen angetroffen und zeigen dort die Nähe junger, wasserwegsamere Störungen an.

Auch die von AHLBURG (1916) genannten Beispiele tieferreichender Kaolinisierung sind eng begrenzte hydrothermale Erscheinungen. Am Schiefergebirgsostrand beschrieben HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI (1964) ähnliche Erscheinungen im Buntsandstein. Die hydrothermale Genese der dortigen Bleichung und Wegführung von kieseligem Bindemittel ist inzwischen auch von anderer Seite (HEINE 1970) bestätigt worden. An der BAB Frankfurt—Köln sind z. Zt. im Zuge der Verbreiterung der Fahrspur nördlich der Theißtalbrücke bei Niedernhausen mehrere Kaolinisierungsfronten und begleitende Eisenoxidanreicherungszone aufgeschlossen. Sie durchsetzen hier unterdevonischen Hermeskeilsandstein und Taunusquarzit.

Als eindeutig prätertiäre klimatische Einwirkung auf den paläozoischen Gebirgsumpf kann dagegen die Verkarstung des mitteldevonischen Massenkalks an den variscischen Störungen, also vor allem auf NW und NE verlaufenden Klüften, gelten. In die Karsthohlräume wurden nahe dem Schiefergebirgsostrand sogar jungkretazische, graue limnische Sedimente eingespült (MÜHLHAUS 1965). Im Gebiet von Limburg sind diese Klüfte im Kalkstein vor allem mit dunklen Manganoxidtonen, Rotlehmen und Quarzkies (wohl alttertiären Alters) aufgefüllt (JARITZ 1966: 46).

Ein besonderes Problem innerhalb der prätertiären Beeinflussung des Gebirgsumpfes stellt die Dolomitisierung der mitteldevonischen Kalksteinkomplexe vor allem an Kreuzungspunkten von Störungen dar. Im Gegensatz zu den biogenen, frühdiagenetischen Dolomitisierungsphasen, z. B. in oberostalpinen Riffgesteinen, scheint hier die Dolomitisierung ebenfalls durch Lösungsschübe und Verdrängung des Kalziumcarbonates durch Magnesiumcarbonat von Aufstiegsspalten her verursacht worden zu sein. Ein Zusammenhang mit jungen Dislokationen ist auch hier möglich. SENOWBARI-DARYAN (1972) hält aufgrund eingehender Untersuchungen eine spät-diagenetische Entstehung für wahrscheinlich und beschreibt sie an tertiären Schollengrenzen, die mit dem Oberrheingraben entstanden sind.

4.2. Stratigraphische Ergebnisse

Eine genaue Einstufung der limnisch-fluviatilen Sedimente der Idsteiner Senke und des Limburger Beckens ist mangels Fossilien nur ungenau vorzunehmen.

Eine gewisse Altersbeziehung kann nach den palynologischen Untersuchungen der Sedimente durch PFLUG (1959) hergestellt werden. Auch die Untersuchungen von PFLUG & WERDING (1964) an Sintern und Rotlehmen von Karstschloten des Massenkalks am Schiefergebirgsostrand können herangezogen werden. Danach wäre für die roten Tone, die im Limburger Becken die Basis der Sedimentfolge bilden, alttertiäres Alter anzunehmen. Die noch tieferen Manganoxidtone (Residualtone) müssen noch älter sein.

Bei Heckholzhäusern werden die Kiesvorkommen von MICHELS (1969a) aufgrund der Überlagerung durch Süßwasserkalke mit der Fauna der Hochheimer Landschneckenkalke in das Oberoligozän gestellt. THEWS (frdl. mündl. Mitt.) fand in den Tonen unter dem basaltischen Tertiär bei Hintermeilingen im nördlichen Limburger Becken *Candona* cf. *candidula* LIENENKLAUS und *Cytheromorpha zinndorfi* (LIENEN-

KLAUS), die ihn zu einer Datierung in das Untermiozän veranlaßten. Schließlich stellten PFLUG & WERDING (1964) jüngere Rottone in einer Karstschlotte am Schiefergebirgsostrand in das Miozän. Da solche rote Tone im nördlichen Limburger Becken deutlich diskordant die Quarzkiesfolge überlagern, könnte dieser Einstufung beipflichtet werden. Da in den beschriebenen Tonabfolgen im nördlichen Limburger Becken die rötlichen Tone häufig als Basis der Tonfolge auftreten, müßte der größte Teil der hellgefärbten Tone dort jünger sein.

Auch die Kiese der Idsteiner Senke sind deutlich in zwei Abfolgen gegliedert, einer tieferen hellen Folge und einer höheren, stärker eisenschüssigen Folge mit Fetzen von Rotsedimenten.

Aus dem schwer zu ordnenden Wirrwar der Farben und Korngrößen schält sich heraus, daß es innerhalb der tertiären Sedimente des Limburger Beckens zwei Abschnitte gibt, in denen Rotsedimente vorherrschen, nämlich einen vor Ablagerung der Hauptmasse der Kiese und der sie vertretenden feinklastischen Sedimente und einen nach ihrer Ablagerung. In beiden Fällen dürfte es sich um echte Paläosole handeln, die eine Ablagerung unter subtropischem bis semiaridem Klima mit saisonalen Niederschlägen und Transport über kurze Entfernungen anzeigten.

Für wiederholten, kurzen, aber schonenden Transport sprechen der verbreitete schlechte Abrollungsgrad der Gerölle, die örtliche Einschaltung von Quarzitblöcken, Tonfetzen und Schlufflinsen oder Flachgeschieben gebleichter Tonschiefer. Da sich in der hangenden Rotfolge auch mit Brauneisen und Manganoxid belegte Windkanter fanden, muß im ganzen ein wüstenhaftes Klima mit einer den Niederschlag überwiegenden Verdunstung geherrscht haben.

Die durchweg gut gerundeten Gerölle der Quarzkiese zwischen den — nicht überall erhaltenen — Rotfolgen deuten dagegen auf feuchtere Bedingungen, auf einen fluvialen Transport. Die limonitischen Verkittungen in den Kiesen könnten Grundwasserspiegelschwankungen andeuten.

Ebenso deuten die vorwiegend hellen Tone mit Braunkohleneinlagerungen im Liegenden des basaltischen Tertiärs auf feuchtere Klimate. Sie sind meist unterschiedlich stark erodiert.

Die Auffassung von einem häufigen Wechsel verschiedener Klimate im Tertiär wird auch von BAKKER & LEVELT (1964) vertreten. JARITZ (1966) hält ein fortdauerndes tropisches bis subtropisches Klima vom Alttertiär bis in das Pliozän aufgrund zahlreicher Lateritvorkommen sowohl in der präbasaltischen Sedimentfolge als auch innerhalb der basaltischen Abfolge des Westerwaldes für gegeben.

Die Abfolge des terrestrischen Tertiärs innerhalb des rechtsrheinischen Schiefergebirges zeigt also im Liegenden eine mehr kontinental beeinflusste trockene Phase, eine folgende feuchtere Phase mit entsprechenden Ablagerungsbedingungen, eine zweite trockene Phase und schließlich eine zweite feuchte Phase vor dem vulkanischen Geschehen. In den beiden feuchten Phasen könnten sich die beiden großen marinen Vorstöße im Rupel und im Aquitan der Tertiärzeit widerspiegeln. Weitere Beweise für diese Vorstellung müssen freilich noch gesammelt werden.

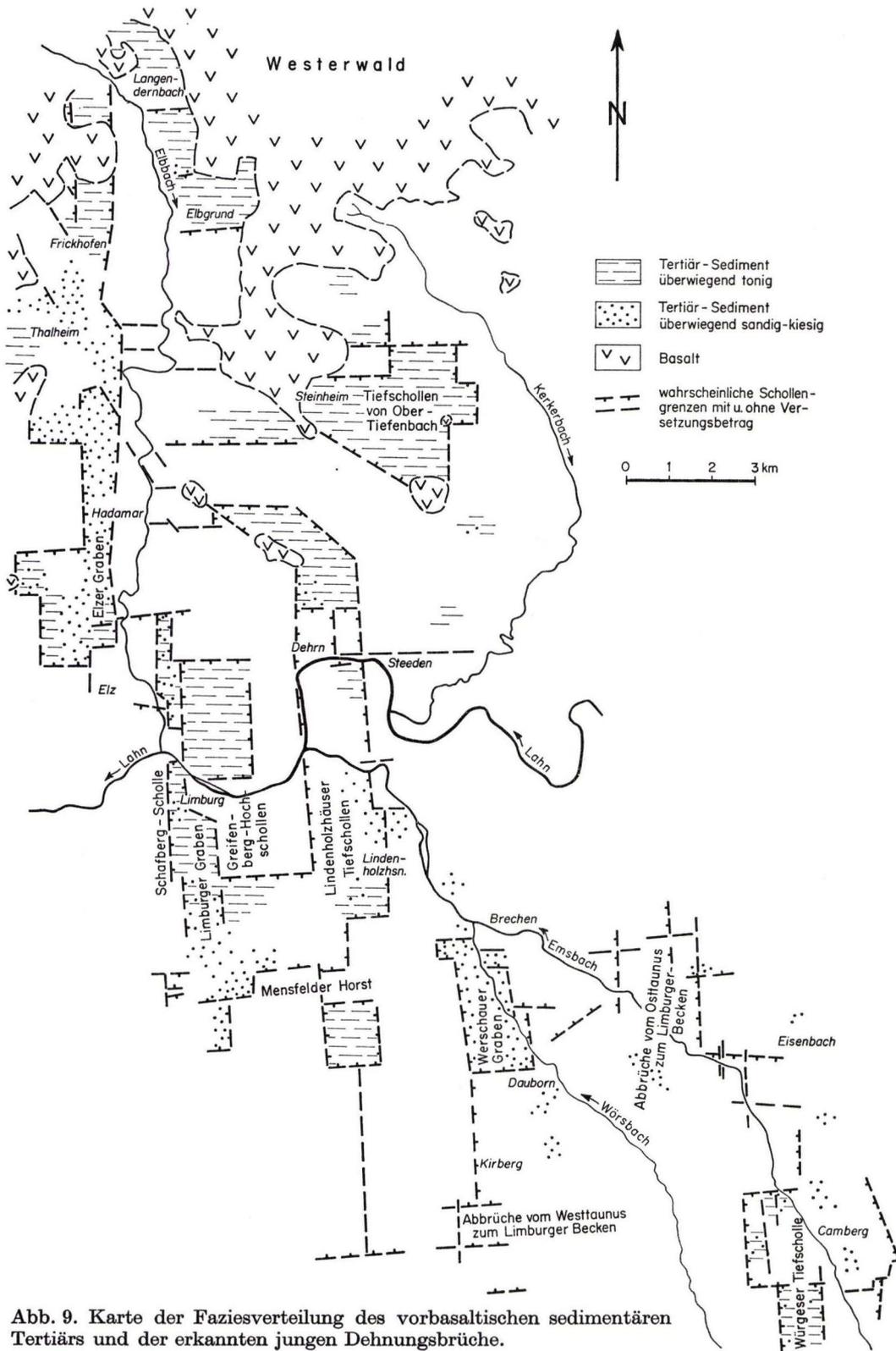


Abb. 9. Karte der Faziesverteilung des vorbasaltischen sedimentären Tertiärs und der erkannten jungen Dehnungsbrüche.

4.3. Tektonische Ergebnisse

Durch die Bohrungen ist eine Anzahl mehr oder weniger klar abgrenzbarer Schollen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge nachgewiesen worden, die sich teils als Tiefschollen mit unterschiedlich mächtiger Tertiärüberdeckung, teils als Hochschollen mit mehr oder weniger deutlichem Abtrag zu erkennen geben. Besonders tief abgesenkt sind anscheinend die Würgeser Tiefscholle, der Werschauer Graben, die Lindenhöhlhäuser Tiefschollen und der Limburger Graben südlich der Lahn sowie der Elzer Graben und Tiefschollen bei Obertiefenbach nördlich der Lahn. Zwischen den Tiefschollen liegen Hochschollen ohne oder mit nur geringer Tertiärüberdeckung, die aber, in der großen Einheit des Limburger Beckens gesehen, auch nur relativ gegen die Nachbarschollen vertikal versetzte Schollen mit geringen Verschiebungsbeträgen darstellen.

Größere Verschiebungsbeträge sind mit den treppenartigen Anstiegen der Schollen zum Hochtaunus im S, zur Feldberg-Pferdskopf-Scholle und ihrer nördlichen Verlängerung im E, zum Westtaunus und Vorderwesterwald im W und zum Hochwesterwald im N anzunehmen, wobei die Schollen zu verschiedenen Zeiten entstanden und oft mehrmals gegeneinander bewegt sein müssen. Zu den auch morphologisch erkennbaren Schollengrenzen treten zahlreiche Dehnungsbrüche als wahrscheinliche Vorstufen von Verwerfungen, die vor allem die zwischen den Tiefschollen liegenden Schollen zerschneiden und damit die sichtbar tektonischen Anlagen von Elbbachtal, Aartal, Teilen von Ems- und Wörsbachtal, vor allem aber auch des Lahntales vorzeichnen. Den Dehnungsbrüchen muß bei der morphologischen Ausgestaltung eine höhere Priorität zufallen als den abgesunkenen, tertiärüberdeckten Schollen, die oft neben den heutigen Tälern liegen.

Die wichtigsten Schollengrenzen verlaufen rheinisch und E—W. Die erkannten Tiefschollen sind rheinisch angeordnet und liegen, durch Blattverschiebungen leicht bajonettartig nach W versetzt, letztlich in der nördlichen Verlängerung des Oberrheingrabens. Das neogene Schollenfeld von Idsteiner Senke und Limburger Becken könnte ein erstes Stadium der späteren Grabenbildung sein. In unterschiedlicher Intensität und Ausbildung prägt es den morphologischen Formenschatz im Taunus und Lahngbiet mindestens so stark wie die jungtertiären und pleistozänen Verebnungs- und Terrassenflächen, die in den jüngsten Arbeiten über dieses Gebiet (ANDRES 1967, MÜLLER 1973) so herausgestellt werden.

Die Darstellung der neogenen Tektonik im alten Schiefergebirgsrumpf befindet sich erst in den Anfängen. Sie kann, richtig entziffert, den Schlüssel für die Deutung von Bewegungsbildern in den benachbarten Senken (Hessische Senke, Oberrheingraben) bieten.

4.4. Hydrogeologische Ergebnisse

Die meisten der angeführten Bohrungen wurden zur Erschließung von Grundwasser niedergebracht. Ein großer Teil von ihnen erbrachte ein gegenüber den Erwartungen im Taunus herausragendes Erschließungsergebnis. Dabei spielen gewisse Kombinationen von Störungen eine wichtige Rolle. Es erwies sich z.B. als vorteilhaft, Bohrungen dort anzusetzen, wo von S oder SE aus dem Hochtaunus oder benach-

barten Hochschollen heranziehende Dehnungsbrüche durch die ganz jungen Querschollen (E—W-Störungen) unterbrochen werden. Oft liegen an solchen Strukturen bereits seit langem bekannte Quellen mit verhältnismäßig hoher, gleichmäßiger Schüttung und gleichmäßigem Gang der Wassertemperatur und typischem Chemismus. Während die im Taunus verbreiteten Quellen um 0,3 l/s schütten, in Naßzeiten stark anschwellen, in Trockenzeiten annähernd versiegen, schütten jene Quellen 2 l/s und mehr ohne wesentliche Schwankungen oder gehen erst nach mehrjähriger Trockenheit (z.B. 1971—1973) in der Schüttung zurück. Beispiele hierfür sind in Tab. 1 gegeben.

Tab. 1. Schüttungsstarke Quellen an jungen Dehnungsbrüchen der Idsteiner Senke

Name der Quelle	Schüttung
Wörsbachquelle S Idstein	2 l/s
Angelborn in Würges	2 l/s
Dammersborn NW Camberg	5 l/s
Herrenauquelle bei Erbach	6—8 l/s
Quelle im Mannbachtal, Niederselters	4—5 l/s
Quellen Lindenhofhausen, unter der BAB	4—6 l/s

Noch erheblich stärker sind die Schüttungen von Karstquellen an derartigen Strukturen. E—W-Brüche in Kombination mit N—S-Brüchen bewirken das Auftreten der Karstquellen im Elbbachtal SE des Reitplatzes Elz, des Altschauerborn N Elz, der Karstquelle am alten Elektrizitätswerk der Stadt Hadamar am nördlichen Stadtrand und auch des Nonnenborns nahe der Elbbachmündung als Teil der Wasserversorgung der Stadt Limburg. Die wichtigsten Quellen sind in Abb. 2 vermerkt.

Die durchschnittliche Leistung eines bis rd. 100 m tiefen Bohrbrunnens im Taunus (Pumpversuch) beträgt 1—3 l/s. Brunnen geringerer Leistung werden in der Regel nicht ausgebaut. Die Leistung geht mit längerer Betriebszeit normalerweise erheblich zurück, wobei die Ursachen mannigfach sind (häufig: Überbeanspruchung). Die an Dehnungsbrüchen angesetzten Brunnen in der Idsteiner Senke (im Limburger Becken sind grundsätzlich die gleichen Beobachtungen vorhanden, dort ist nur die Größenordnung wegen des im mitteldevonischen Massenkalk verbreiteten Karstgrundwassers eine andere) zeigten die in Tab. 2 wiedergegebenen Schüttungen im Pumpversuch.

Unter den Schichtenverzeichnissen sind im übrigen die Pumpversuchergebnisse, soweit bekannt, angegeben worden. Aus ihnen ergibt sich, daß im benachbarten Limburger Becken die leistungsstärksten Brunnen ebenfalls an jungen Dehnungsbrüchen liegen.

Auch im Gebiet der Mineralquellen von Oberselters und Niederselters konnten 1974 und 1975 durch 3 Bohrbrunnen an ausgewählten Strukturen gute Erschließungserfolge erzielt werden. So konnte zu der bestehenden Schüttung der Mineralquelle Niederselters von 0,2—0,4 l/s eine zusätzliche Menge von ausgezeichnetem Mineralwasser von 3—5 l/s durch Bohrbrunnen erschlossen werden. Zur Schüttung der Mineralquellen von Oberselters von 0,25 l/s, die sich durch Abpumpen auf rd. 0,6 l/s steigern ließe, konnte durch einen entsprechend angesetzten Bohrbrunnen im Pumpversuch

Tab. 2. Leistungsstarke Bohrbrunnen an jungen Dehnungsbrüchen der Idsteiner Senke

Gemeinde	Baujahr	Rechts	Hoch	Höhe (m ü.NN)	Tiefe (m)	PV-Leistung (l/s)	Absenkung von (m)	Absenkung auf (m)
Würges I	1966	34 49 78	55 72 84	245	75	8	5,20	60,40
Würges II	1973	34 49 32	55 72 47	220	75	9	2,50	14,95
Camberg - Wachhol- derwiese	1971	34 46 35	55 73 63	235	97,5	22	4,10	34,66
Camberg - Dammers- born	1953	34 37 04	55 74 27	197	42	20	2,35	17,96
Erbach-Herrenau	1975	34 46 90	55 74 43	195	50,6	11	5,07	14,22
Oberselters - Kalbsgraben	1964	34 46 77	55 76 69	220	100	4,5	37,7	92,5
Niederselters - Mannbach	1971	34 45 10	55 79 69	220	43	16,7	Überl.	2,70
Oberbrechen "Am Finkel"	1974	34 44 37	55 80 64	170	56	20	3,10	9,00
Lindenholzhausen - Emsbachtal	1973	34 38 62	55 82 78	124	60	6	2,30	7,40
Eisenbach - Bruchwiese	1971	34 48 34	55 78 91	215	73	13,5	Überl.	47,48
Eisenbach II	1972/73	34 47 50	55 78 44	198	68,5	14	Überl.	19

eine zusätzliche Menge von 1,25—2 l/s ausgezeichneten Mineralwassers hinzugewonnen werden.

Zuletzt soll noch auf die hydrochemischen Verhältnisse eingegangen werden. Das Grundwasser in den offenen Klüften der Dehnungsbrüche hat aufgrund längerer Verweildauer unter dem Niveau der Haupttäler bei sehr langsamem Abfluß genügend Zeit, aerogene Bestandteile an das Gestein abzugeben (z. B. Sauerstoff) und geogene Bestandteile aufzunehmen (z. B. Eisen-II-Ionen und Mangan-II-Ionen, Karbonat-Ionen). Sauerstoffarmes, eisen-, seltener manganhaltiges Grundwasser mit höherer Härte als das weitverbreitete oberflächennahe Grundwasser des Taunus kennzeichnet ebenfalls junge Dehnungsbrüche im Taunus und südlichen Limburger Becken. Über solche weitreichende Störungen dringt andererseits auch Grundwasser aus höher gelegenen Randgebieten in das Limburger Becken und mischt sich dort mit hartem Grundwasser des lößüberdeckten Massenkalks. Zonen weicherer Wässer (als sonst im zentralen Bereich der Lahnmulde verbreitet) verraten hier offene Störungen, über die z. B. Grundwasser aus dem basaltischen Westerwald zur Lahn in das nördliche Limburger Becken abfließt. Dieses Grundwasser ist auch kälter als das Grundwasser im Limburger Becken, da es in Gebieten tieferer mittlerer Jahrestemperatur gebildet wurde und ein Temperatenausgleich anscheinend nicht immer stattfindet (verhältnismäßig hohe Fließgeschwindigkeit).

5. Zusammenfassung

Anhand von mehr als 50 Bohrprofilen und einer Reihe weiterer Aufschlüsse aus dem sedimentären Tertiär im Liegenden des Basaltes wird der Verbreitung und Ausbildung des kontinentalen Tertiärs in der Idsteiner Senke und dem Limburger Becken

nachgegangen und versucht, die junge Dislokationstektonik in ihren Schwerpunkten abzugrenzen.

Die Bohrungen zeigen, daß die bisher angenommene tiefgründige prä- oder alttertiäre Verwitterung und Bleichung des Gebirges keineswegs überall vorhanden ist. Vielenorts liegen die tertiären Sedimente auf unverwittertem Paläozoikum, wo man gerade erwarten müßte, daß unter der schützenden Bedeckung die Verwitterungsrinde besonders gut überliefert sei. Da weiterhin ein großer Teil der erkennbaren Zersetzung und Bleichung im paläozoischen Sockel an oft eng gescharte und vergitterte hydrothermale Zersatzzonen bis in erhebliche Tiefe gebunden ist, ja oft nach der Tiefe noch an Intensität zunimmt, wird überhaupt am Vorhandensein einer mächtigen prä- oder alttertiären Verwitterungsrinde gezweifelt. Freilich muß dieser Frage auch aus pedologischer Sicht noch weiter nachgegangen werden.

Weiterhin scheint eine Gliederung der tertiären Sedimente anhand ihrer Ausbildung und Farbe möglich, nämlich in zwei kontinentale Phasen mit Bildungen verhältnismäßig trockener Klimate mit saisonalen Niederschlägen und in zwei feuchtere Phasen, in denen sich der Einfluß benachbarter Meeresräume ausdrücken könnte. Die faziellen Besonderheiten werden bei den einzelnen Bohrungen und Aufschlüssen beschrieben.

Die mächtigsten Tertiärvorkommen liegen über abgesunkenen Schollen, die sich gut umgrenzen und beschreiben lassen und sozusagen Kernpunkte der Idsteiner Senke und des Limburger Beckens sind, ohne immer auch morphologisch aufzufallen. Schollen, Dehnungsbrüche und Störungskreuzungen werden, soweit erkannt, beschrieben und in ein großes rheinisches Dislokationsfeld in nördlicher Verlängerung des Oberrheingrabens eingeordnet.

Die neogene, mehrphasige Tektonik hat praktische Bedeutung. Grundwassererschließung, Mineralwasservorkommen und Hydrochemie sind eng mit dieser Tektonik verknüpft. Die jungen Dehnungsbrüche, von denen ein Teil noch heute seismisch aktiv ist, dürften auch für die Ingenieurgeologie wichtig sein.

6. Schichtenverzeichnisse

Bg. 1; Gemarkung Würges; R 344760, H 557110, 230 m über NN; Voruntersuchung Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 142 mm, 1973.

— 2,40 m	Löß und Lößlehm	Quartär
— 8,10 m	Quarzkies (Feinkies), braun, stark lehmig gebunden	Oligozän
— 26,00 m	Quarzfeinkies, wenig gerundete Gerölle, feinsandig, gelb bis rötlich	„
— 31,00 m	Ton, feinsandig, rot	„
— 35,50 m	Ton, grünlich; Quarzkies, Gerölle bis 3 mm; rostiges Bindemittel	„
— 45,00 m	Schiefer, zersetzt, grün-grau, tonig	Unterems
— 90,00 m	Tonschiefer, grau	„

Bg. 2; Gemarkung Würges; R 344718, H 557177, 235 m über NN; Voruntersuchung Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 142 mm, 1973.

— 7,60 m	Löß und Lößlehm	Quartär
— 11,80 m	Lehm, braun, sandig	„
— 29,40 m	Quarzfeinkies, lehmig, Gerölle schlecht gerundet	Oligozän
— 30,00 m	Ton, sandig, rot	„

— 42,00 m	Quarzgrand, lehmig, gelbbraun	Oligozän
— 45,00 m	Tonschiefer, zersetzt, braungrau	Unterems

Bg. 3; Gemarkung Würges; R 344978, H 557284, 245 m über NN; Wassererschließung, Saugbohrung, End- \varnothing 600 mm, 1966.

— 4,20 m	Lehm, periglazialer Solifluktionsschutt	Quartär
— 15,00 m	Tonschiefer, zersetzt, tonig, grüngrau	Unterdevon
— 75,00 m	Tonschiefer und sandige Schiefer, grau, stark quarz-durchtrübert; kavernöser „zerfressener“ Gangquarz	„

Bg. 4; Gemarkung Würges; R 344932, H 557247, 220 m über NN; Wassererschließung, Trockenmeißel-Bohrung, End- \varnothing 521 mm, 1973.

— 3,40 m	Lehm, braun, rostfleckig	Quartär
— 4,90 m	Schluff, hellgrün bis weißlich	„
— 37,00 m	Tonschiefer, zersetzt, grauweiß bis grünlich, zuletzt grau, stark quarzdurchtrübert; Gangquarz kavernös	Unterems
— 75,00 m	Tonschiefer, grauschwarz, quarzdurchtrübert	„

Bg. 5; Gemarkung Camberg (Wacholderwiese); R 344635, H 557363, 235 m über NN; Wassererschließung, Trockenmeißel-Bohrung, End- \varnothing 600 mm, 1971.

— 2,00 m	Löß und Solifluktionsschutt	Quartär
— 9,60 m	Ton, kaolinisch, rosa und weißgelb	Oligozän
— 11,00 m	Ton, ockergelb; Sandstein, mürbe, gelb	„
— 12,00 m	Ton, rot	„
— 14,00 m	Ton, gelb	„
— 22,00 m	Quarzit, braun	Emsquarzit
— 24,50 m	Ton, rot, zäh	„
— 28,00 m	Quarzit, gelbbraun; Tonschiefer, rotorange	„
— 33,90 m	Quarzgang; Eisen- und Manganoxid auf Klüften	„
— 97,50 m	Tonschiefer, teilweise zersetzt, stark quarz-durchtrübert	Emsschiefer

Bg. 6; Gemarkung Erbach; R 344690, H 557343, 195 m über NN; Wassererschließung, Trockenmeißel-Bohrung, End- \varnothing 600 mm, 1975.

— 1,10 m	Auelehm, humos	Quartär
— 2,30 m	Auelehm, graubraun	„
— 4,40 m	Auelehm, rehbraun, fleckig	„
— 7,70 m	Quarzkies, hellgelb bis weiß, Gerölle grob	Oligozän
— 8,30 m	Schluff, hellgelb	„
— 9,80 m	Klebsand, orangegelb	„
— 11,20 m	Klebsand, rotbraun; Schiefer zersetzt	Unterems
— 13,00 m	Schieferzersatz, Quarz, Manganoxidkrusten	„
— 23,50 m	Tonschiefer, hell, zersetzt	„
— 28,20 m	Sandstein, hellbraun bis grau	„
— 50,60 m	Schiefer, sandig, grau, z.T. zersetzt; sehr viel Gangquarz	„

Bg. 7; Gemarkung Neesbach; R 344026, H 557794, 175 m über NN; Wassererschließung, Seilschlag-Trockenbohrung, 1956/57.

— 17,90 m	Kies, Sand, lehmig	Oberoligozän
— 20,60 m	Quarzgerölle bis 10 cm, mit Sand	„
— 21,10 m	Tonschiefer, dunkel	Unt. Mitteldevon

Bg. 8; Gemarkung Neesbach; R 343956, H 557710, 185 m über NN; Wassererschließung, Seilschlag-Trockenbohrung, 1956/57.

— 1,00 m	Lößlehm	Quartär
— 12,60 m	Schiefer, grau, tonig zersetzt	Unt. Mitteldevon
— 20,70 m	Tonschiefer, hellgrau, zersetzt	„

Bg. 9; Gemarkung Lindenholzhausen; R 343730, H 558146, 176 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 869,5 mm, 1973.

— 2,00 m	Lößlehm	Quartär
— 9,00 m	Quarzkies, Gerölle 2–3 mm, einzelne Gerölle bis 2 cm, schlecht abgerollt; schluffig-lehmig gebunden, braun	Oligozän
— 22,00 m	Ton, schluffig, zuletzt fett, gelbweiß	„
— 54,00 m	Ton, weißgrau, lagenweise schluffig-kiesig	„

Bg. 10; Gemarkung Lindenholzhausen; R 343756, H 558133, 172 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 269,5 mm, 1973.

— 1,00 m	Lehm, braun	Quartär
— 2,00 m	Feinkies, vorwiegend Quarz, lehmig, braun	„
— 4,00 m	Quarzkies, schlecht gerundete Gerölle, schluffig-feinsandig, braun	Oligozän
— 5,00 m	Ton, feinsandig, elfenbeinfarben	„
— 20,00 m	Ton, schluffig, weißgrau	„
— 39,00 m	Tonschiefer, zersetzt, graubraun und grau	Mitteldevon (?)
— 73,00 m	Tonschiefer, sandig, grau	„

Bg. 11; Gemarkung Lindenholzhausen; R 343818, H 558176, 153 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 269,5 mm, 1973.

— 3,00 m	Lößlehm	Quartär
— 6,00 m	Grobsand bis Feinkies, stark tonig, gelbbraun	„
— 60,00 m	Tonschiefer, hellgrau bis bräunlich; Bohrgut stark tonig	Mitteldevon

Bg. 12; Gemarkung Eschhofen; R 343571, H 558385, 155 m über NN; Wassererschließung, Saugbohrung, End- \varnothing 600 mm, 1969.

— 2,20 m	Lößlehm	Quartär
— 6,00 m	Schieferschutt, verwittert, gelbbraun	„
— 15,00 m	Schiefer, sandig, ockerfarben; Quarztrümer	Oberdevon
— 34,00 m	Siltschiefer, grün und rot, kalkhaltig	„
— 46,00 m	Tonschiefer und Kalkstein, geschiefert, dunkel	„
— 97,00 m	Tonschiefer, kalkhaltig, dunkel	„
— 100,00 m	Schalstein, grün, kalzitreich	„

Im Pumpversuch wurden 7 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 4,70 auf 28,70 m gefördert. Nach 4 Jahren Dauerbetrieb mit einer Pumpe von 8 l/s Leistung konnten nur noch im Durchschnitt 1,2 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels auf 60,00 m gefördert werden.

Bg. 13; Gemarkung Eschhofen; R 343597, H 558397, 155 m über NN; Wassererschließung, Trockenbohrung, End- \varnothing 600 mm, 1974.

— 12,00 m	Löß und Lößlehm	Quartär
— 16,00 m	Fein- bis Mittelkies, lehmig	„
— 26,00 m	Grobkies, schluffig gebunden, rosarot	Tertiär (?)

— 38,00 m	Diabas und Schalstein, zersetzt	Mit.- u. Oberdevon
— 61,00 m	Tonschiefer, kalkhaltig, grau	„
— 72,00 m	Schalstein, grün, zuletzt mit Schiefer, grau	„
— 89,00 m	Siltschiefer, rot und grüngrau	„
— 101,00 m	Schiefer, hellgrau	„
— 123,00 m	Schalstein, dunkelgrün, massiv	„

Im Pumpversuch sind 13 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 25,05 (etwa Niveau des Lahntales) auf 53,03 m u. Gel. gefördert worden.

Bg. 14; Gemarkung Limburg a. d. Lahn (Brauerei Busch); R 34 33 84, H 55 82 49, 130 m über NN; Betriebswasserversorgung, Seilschlag-Trockenbohrung, 1961.

— 55,00 m	Siltschiefer, rot und grüngrau, kalkhaltig	Oberdevon
— 65,00 m	Diabas, verwittert	Mitteldevon (?)
— 82,00 m	Schalstein, grün	„

Im Pumpversuch sind 4,5 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 22,00 auf 68,00 m gefördert worden.

Bg. 15; Gemarkung Limburg a. d. Lahn (Pallotiner); R 34 34 34, H 55 82 80, 150 m über NN; Betriebswasserversorgung, Seilschlag-Trockenbohrung, 1958.

— 1,10 m	Lehm, braun	Quartär
— 4,50 m	Lehm, sandig, grau	„
— 5,80 m	Lehm, rotbraun	„
— 28,50 m	Schalstein, gelb verwittert, stark tonig	Mitteldevon
— 70,00 m	Schalstein mit Schieferlagen	„

Im Pumpversuch sind 6 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 0,1 l/s Überlauf auf 40 m gefördert worden.

Bg. 16; Gemarkung Limburg a. d. Lahn (Tal Josaphat); R 34 34 46, H 55 83 37, 130 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1967.

— 2,00 m	Hangschutt, lehmig (Schiefer)	Quartär
— 4,50 m	Tonschiefer, grüngrau und ockerfarben, lehmig	Mit.- bis höchstes Unterdevon
— 6,00 m	Tonschiefer, grau, z. T. braun angewittert	„
— 62,00 m	Tonschiefer, dunkel, kalkhaltig	„

Bg. 17; Gemarkung Limburg a. d. Lahn (Tal Josaphat); R 34 34 50, H 55 83 16, 140 m über NN; Wassernetversorgung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1967/1973.

— 5,00 m	Hangschutt, lehmig, und Kolluvium, braun	Quartär
— 40,00 m	Tonschiefer, grüngrau, graubraun und grau, kalkfrei, nur in den letzten Metern kalkhaltig; viel Gangquarz	Oberems

Im Pumpversuch sind 6,5 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 1,1 l/s Überlauf auf 11,00 m u. Gel. gefördert worden.

Bg. 18; Gemarkung Limburg a. d. Lahn (Kreisberufsschule); R 34 33 97, H 55 82 55, 176 m über NN; Wassernetversorgung, Trockenbohrung, End- \varnothing 600 mm, 1974.

— 4,80 m	Feinkies, sandig, rötlich; einzelne Gerölle bis 4 cm	Oligozän
— 31,00 m	Keratophyrtuff oder Schalstein, braun bis graubraun, verwittert	Mitteldevon
— 37,00 m	Schalstein, braun und grün	„
— 80,00 m	Tonschiefer, grau, kalkhaltig	„

Im Pumpversuch sind 4 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 25,20 auf 37,05 m gefördert worden.

Bg. 19; Gemarkung Limburg a.d. Lahn (Parkhochhaus gegenüber Hauptpost); R 34 33 65, H 55 83 80, 114 m über NN; Wassernetversorgung, Trockenbohrung, End- \varnothing 660 mm, 1971.

— 1,00 m	Bauschutt	Quartär
— 3,40 m	Schwemmlehm, braun	„
— 3,90 m	Lehm, rotbraun	„
— 21,50 m	Tonschiefer, rot und gelbbrot	Oberdevon
— 26,50 m	Kalkstein, rosa und grau	„
— 31,70 m	Schiefer, sandig-quarzitisch, rot	„
— 35,40 m	Kieselschiefer, rot und grün	„
— 37,40 m	Quarzgang; Zersatz lehmig, grau und rot	„
— 51,00 m	Siltschiefer, rot und grünlich; viel toniger Zersatz	„

Im Pumpversuch sind max. 7,2 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 4,60 auf 24,40 m u. Gel. gefördert worden.

Bg. 20; Gemarkung Holzheim (850 m SW Hof Blumenrod); R 34 33 34, H 55 81 62, 167 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1966/67.

— 4,00 m	Löß und Lößlehm	Quartär
— 5,00 m	Schluff, grau, grüngrau und braunfleckig, kalkfrei	„
— 10,00 m	Schluff, tonig, hellgrau	Oligozän
— 15,00 m	Quarzkies, scharfkantig, schluffig gebunden, hellgrau	„
— 18,00 m	Ton, schluffig, grüngrau bis ockerfarben	„
— 26,00 m	Quarzkies, scharfkantig, Gerölle bis 3 cm	„
— 30,00 m	Ton, braun bis rot geflammt, sandig bis schwach kiesig	„
— 37,00 m	Ton, sandig bis feinkiesig, gelbbraun	„
— 50,00 m	Ton, sandig, rot bis rotbraun; viel Quarzgrand	„
— 65,00 m	Schieferzersatz, braun, sandig	Unterdevon (?)
— 100,00 m	Tonschiefer, braun verwittert, z.T. kaolinisch zersetzt; Anreicherungszone von Eisen- und Manganoxid	„

Bg. 21; Gemarkung Limburg a.d. Lahn (550 m SW Hof Blumenrod); R 34 33 60, H 55 81 72, 183 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1966/67.

— 5,00 m	Löß und Lößlehm	Quartär
— 10,00 m	Schieferschutt, tonig-lehmig	„
— 18,00 m	Quarzkies (Fein- bis Mittelkies), lehmig gebunden, gelb, Gerölle von Kieselschiefer und Quarzit	Oligozän
— 20,00 m	Quarzkies, schlecht gerundet, schluffig gebunden, gelblich	„
— 35,00 m	Ton, hellgelb, rot geflammt	„

Bg. 22; Gemarkung Limburg a.d. Lahn (350 m W Hof Blumenrod); R 34 33 65, H 55 82 13, 174 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1966/67.

— 1,00 m	Lößlehm, sandig, braun	Quartär
— 3,00 m	Quarzkies, lehmig, braun, meist Feinkies, Gerölle bis 5 cm	Oligozän
— 4,00 m	Quarzkies, sandig, Gerölle 1–2 cm	„
— 6,00 m	desgl., Gerölle bis 3 cm	„
— 9,00 m	Grobsand bis Feinkies	„

— 10,00 m	Feinkies (Quarz, Kieselschiefer, Quarzit), grobsandig, gelbbraun	Oligozän
— 15,00 m	Mittelkies, schwach lehmig	„
— 20,00 m	Ton, sandig, hellgrau und gelb, rötlich geflammt	„
— 25,00 m	Ton, grobsandig bis feinkiesig	„
— 30,00 m	Ton, hellgrau und rosa	„
— 35,00 m	Ton, grau, hellgelb, violett	„
— 45,00 m	Ton, hellgelb, fett	„
— 55,00 m	Tonschiefer, braun, zersetzt; Gangquarz	Oberdevon
— 60,00 m	Tonschiefer, violettrot und hellgraugrün, feinblättrig	„
— 65,00 m	Tonschiefer, olivgraugrün	„
— 80,00 m	Tonschiefer, dunkel, feinblättrig	„

Bg. 23; Gemarkung Limburg a. d. Lahn; R 343325, H 558257, 145 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1966/67.

— 1,00 m	Schluff, braun, rostfleckig	Quartär
— 2,00 m	Ton, sandig, gelbbraun	„
— 4,00 m	Schluff, gelbbraun, kalkhaltig	„
— 5,00 m	Schluff, braunviolett	„
— 8,00 m	Ton, schluffig bis feinsandig, braun	„
— 10,00 m	Ton, grobsandig, rot und bunt	Oligozän
— 15,00 m	Feinsand, tonig, braun bis gelb	„
— 20,00 m	Feinsand bis Grobsand, Quarzfeinkies, scharfkantig	„
— 27,00 m	Tonschiefer, grün und rot, kalkhaltig	Oberdevon
— 29,00 m	desgl.; Kalkstein, graubraun	„
— 30,00 m	Tonschiefer, rot	„
— 31,00 m	Tonschiefer, grünlich	„
— 32,00 m	Tonschiefer, vorwiegend rot	„

Bg. 24; Gemarkung Limburg a. d. Lahn (500 m NW Hof Blumenrod); R 343374, H 558262, 160 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1966/67.

— 1,00 m	Lehm, braun, sandig	Quartär
— 2,00 m	Kies (Quarz, Quarzit), Gerölle bis 3 cm, tonig, weißgrau	Oligozän
— 3,00 m	Schluff, weiß, klebend	„
— 15,00 m	Ton, bunt (vor allem rötlich)	„
— 27,00 m	Feinsand, hellgrau bis gelb	„
— 31,00 m	Grobsand (Quarz), scharfkantig	„
— 35,00 m	Ton, braunrosa, stark sandig	„
— 39,00 m	Kies (Quarz, Kieselschiefer, Quarzit), scharfkantig, Gerölle bis 0,5 cm, sandig, braungelb	„
— 75,00 m	Sand mit Quarzfeinkieslagen, braungrau und braun	„
— 80,00 m	Feinsand, braungrau; rosa Tonschmitzen	„
— 90,00 m	Tonschiefer, braun und hellgrün; viel Gangquarz	Oberdevon

Bg. 25; Gemarkung Limburg a. d. Lahn (Landeszentralbank); R 343288, H 558366, 122 m über NN; Wassernotversorgung, Seilschlag-Trockenbohrung, End- \varnothing 600 mm, 1974.

— 5,00 m	Lehm, schluffig, braun, zuletzt grob- bis mittelkiesig	Quartär
— 7,00 m	Löß, hellgelblichbraun	„
— 10,80 m	Gesteinsgrus; Kies, bunt	„
— 22,00 m	Ton, rot, weißgebändert; Quarzkies, schlecht gerundet	Oligozän
— 36,00 m	Ton, rot, weißgebändert	„
— 37,00 m	Ton, rot; Quarzgrand, fein	„

— 49,00 m	Ton, violettrot und rot	Oligozän
— 51,00 m	Ton, braun bis rötlich; Kalksteinsplitter	Givet
— 54,00 m	Manganoxidton, schwarzbraun	„
— 68,00 m	Kalkstein, hellgrau, klüftig	„
— 72,80 m	Kalkstein, grau	„

Im Pumpversuch sind 10 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 4,10 auf 21,30 m gefördert worden.

Bg. 26; Gemarkung Limburg a.d. Lahn (Kreisgesundheitsamt); R 34 33 06, H 55 84 00, 117 m über NN; Wassernotversorgung, Seilschlag-Trockenbohrung, End- \varnothing 600 mm, 1973/74.

— 3,20 m	Terrassenkies, lehmig, bunt	Quartär
— 39,00 m	Ton, rot, oben weiß gestreift, zäh	Oligozän
— 60,00 m	Kies (Fein- bis Mittelkies), Quarz, schluffig gebunden, gelbgrau; Eisen-Manganoxid-Zementationshorizonte	„

Bg. 27; Gemarkung Limburg a.d. Lahn (Fernmeldezentrale); R 34 32 50, H 55 84 34, 117 m über NN; Kühlwasserschluckbrunnen, Seilschlag-Trockenbohrung, End- \varnothing 1000 mm.

— 2,00 m	Lehm, braun	Quartär
— 2,70 m	Lehm, rotbraun, mit Kies, grau	„
— 5,60 m	Quarzkies, weiß, bräunlich	Oligozän
— 8,90 m	Ton, weiß	„
— 13,80 m	Ton, rot, zäh	„
— 24,50 m	Quarzkies, weiß, mit Tonlagen	„

Bg. 28; Gemarkung Limburg a.d. Lahn (Glashütte); R 34 32 77, H 55 84 50, 110 m über NN; Betriebswasserversorgung, Seilschlag-Trockenbohrung, End- \varnothing 670 mm, 1973.

— 3,50 m	Auelehm, braun	Quartär
— 7,00 m	Mittelkies, grob- und feinsandig, bunt	„
— 20,00 m	Ton, rot, sandig	Oligozän
— 21,00 m	Ton, rot; Quarzgrand bis 1 cm	„
— 27,00 m	Ton, rot und graubraun, sandig bis feinkiesig	„
— 80,00 m	Kalkstein, grau, spaltenreich	Givet

Im Pumpversuch sind max. 20,8 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 4,20 auf 7,23 m u. Gel. gefördert worden.

Bg. 29; Gemarkung Limburg a.d. Lahn; R 34 32 60, H 55 82 67, 125 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1966/67.

— 2,00 m	Schluff, braungrau	Quartär
— 12,00 m	Feinkies, bunt, lehmig (Terrasse)	„
— 25,00 m	Tonschiefer, zersetzt, rot und hellgraugrünlich	Oberdevon
— 71,00 m	Ton- und Siltschiefer, rot und grüngrau, kalkhaltig	„

Bg. 30; Gemarkung Holzheim; R 34 32 97, H 55 81 26, 195 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1966/67.

— 11,00 m	Löß und Lößlehm	Quartär
— 14,00 m	Ton, schluffig, grau und braun	„
— 16,00 m	Schluff, ockerfarben, tonig; Quarzgerölle bis 1 cm	„
— 30,00 m	Feinkies, grobsandig, gelbbraun	Oligozän
— 40,00 m	Ton, schwach sandig, gelb bis rosa	„

- | | | |
|-----------|---|--------------------------------------|
| — 71,00 m | Tonschiefer, verwittert und zersetzt, braun und grüngrau; einzelne Bänke quarzitischer Sandsteine | Unterdevon (?) —
unt. Mitteldevon |
| — 98,00 m | Tonschiefer, dunkel, quarzdurchtrübert, kalkhaltig | „ |
- Bei 97,50 m Bohrtiefe trat totaler Spülungsverlust ein. In einem längeren Pumpversuch sind 5 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 6,80 auf 42,00 m u. Gel. gefördert worden.

Bg. 31; Gemarkung Dehrn („in der Speich“); R 343600, H 558871, 164 m über NN; Wassererschließung, Seilschlag-Trockenbohrung, End- \varnothing 620 mm, 1969.

- | | | |
|-----------|---|----------|
| — 6,00 m | Lößlehm | Quartär |
| — 16,00 m | Ton (zersetzte Basalttuffe), bunt, quellend | Miozän |
| — 34,00 m | Quarzkies, Gerölle bis 2 cm, schlecht gerundet; Bindemittel Schluff, rosa | Oligozän |
| — 45,00 m | Ton, rosa, mit Feinsandlagen, weiß | „ |
| — 68,00 m | Ton, gelbbraun, sandig; Quarzkies, Gerölle schlecht abgerollt | „ |
| — 85,00 m | Quarzkies, Brauneisenmangan-Konkretionen; Bindemittel schluffig-sandig | „ |
| — 96,00 m | Kalkstein, grau, spaltenreich | Givet |

Im Pumpversuch sind 14 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 2,20 auf 64,65 m u. Gel. gefördert worden.

Bg. 32; Gemarkung Dehrn (900 m SE Bg. 31); R 343678, H 558822, 163 m über NN; Wassererschließung (erfolglos), Seilschlag-Trockenbohrung, End- \varnothing 600 mm.

- | | | |
|-----------|---|------------|
| — 2,50 m | Schluff, weißbraun, kalkhaltig | Quartär |
| — 3,00 m | Lehm, rötlichbraun; Quarzkies, grob | Miozän (?) |
| — 3,50 m | Ton, kaolinisch, hellgelblich | „ |
| — 10,00 m | Ton, rosa und braun, weißfleckig, zuletzt orangefarben, quellend. Aschepartikel erkennbar (zersetzter Basalttuff) | „ |
| — 16,00 m | Ton, gelbbraun bis rötlich | Oligozän |
| — 18,00 m | Ton, gelbbraun | „ |
| — 24,50 m | Ton, schokoladefarben | „ |
| — 37,00 m | Kalkstein, grau, z.T. dolomitisch, braun | Givet |
| — 61,00 m | Schalstein, grüngrau und grün | „ |

Der Wasserspiegel stellte sich bei 37 m u. Gel. ein, d.h. rd. 14 m über Lahnspegel. Damit wird deutlich, daß zwischen dem Karst des Kalksteins, den der Brunnen angetroffen hat, und dem Lahntal keine unmittelbare hydraulische Verbindung besteht.

Bg. 33; Gemarkung Ahlbach („am Cassel“); R 343658, H 558976, 190 m über NN; Wassererschließung, Seilschlag-Trockenbohrung, End- \varnothing 600 mm, 1973.

- | | | |
|------------|---|----------|
| — 2,80 m | Lößlehm | Quartär |
| — 3,00 m | Solifluktionsschutt, schluffig, mit Kalksteinbrocken, hellgrau | „ |
| — 4,20 m | Kies, grusig, bunt, lehmig (Terrasse) | „ |
| — 4,80 m | Schluff, weißgrau | „ |
| — 11,60 m | Ton, weiß-rot gestreift | Oligozän |
| — 27,00 m | Ton, rot | „ |
| — 29,00 m | Ton, gelb; Quarzfeinkies, Gerölle schlecht gerundet; Quarzitgerölle | „ |
| — 43,00 m | Ton, rot | „ |
| — 100,00 m | Kalkstein, grau, spaltenreich | Givet |

Im Pumpversuch sind 17 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 44,80 auf 46,35 m u. Gel. gefördert worden.

Bg. 34; Gemarkung Steinbach; R 343677, H 559377, 272 m über NN; Wassererschließung (erfolglos), Seilschlag-Trockenbohrung, 1963/64.

— 5,70 m	Ton, gelb; Quarzit	Oligozän
— 7,00 m	Ton, rot; Quarzit	„
— 9,40 m	Ton, grau	„
— 20,80 m	Ton, schluffig, gelb; Quarzit	„
— 29,60 m	Ton, rot-weiß geflammt	„
— 40,00 m	Ton, hellgrau, rötlich gefleckt	„
— 56,30 m	Ton, rosarot, kaolinisch	„
— 100,20 m	Schiefer, tonig zersetzt und gebleicht	Mitteldevon

Bg. 35; Gemarkung Obertiefenbach (Beselich); R 343846, H 559186, 242,5 m über NN; Wassererschließung, Seilschlag-Trockenbohrung und Saugbohrung kombiniert, 1964.

— 4,00 m	Löß und Lößlehm	Quartär
— 14,00 m	Basalttuff, verlehmt, braun, mit Basaltbrocken, zersetzt; zuletzt Schluff, schwärzlich, kohlig	Miozän
— 27,00 m	Ton, gelb bis braungrün	Oligozän
— 31,00 m	Ton, weiß und weißgrau	„
— 64,00 m	Ton, rot-weiß geflammt	„
— 78,00 m	Ton, violett; Gesteinssplitter	„
— 89,10 m	Ton, manganoxidhaltig, braun	„
— 120,00 m	Kalkstein, grau	Givet

Im Pumpversuch wurden 35 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 79,65 m (Rsp.) auf 83,45 m u. Gel. gefördert.

Bg. 36; Gemarkung Limburg a. d. Lahn (Hubertusstraße); R 343403, H 558440, 133 m über NN; Wassermotversorgung, Trockenbohrung, End- \varnothing 750 mm, 1974.

— 1,00 m	Feinkies (Quarz), tonig, rot	Oligozän
— 7,80 m	Ton, sandig, rot	„
— 11,80 m	Klebsand, rötlich und grau	„
— 12,50 m	Quarzfeinkies, gelbweiß	„
— 19,80 m	Klebsand, rosagelb und grau	„
— 28,70 m	Quarzfein- und -mittelkies, Gerölle gut gerundet; zuletzt toniges Bindemittel	„
— 34,80 m	Ton, rot, mit Quarzfeinkies	„
— 40,60 m	Quarzkies, sandig-lehmig, rotbraun	„
— 80,50 m	Kalkstein, grau	Givet

Im Pumpversuch sind nur 1,5 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 22,85 m (2–3 m über Lahnwasserspiegel) auf 42,90 m u. Gel. gefördert worden.

Bg. 37; Gemarkung Limburg a. d. Lahn (Brunnen 7 der EVL); R 343415, H 558484 146 m über NN; Wasserversorgung, Trockenbohrung, End- \varnothing 600 mm, 1974.

— 3,00 m	Ton, weiß	Oligozän
— 13,00 m	Ton, violett und rot	„
— 15,00 m	Ton, weißlich und rosa, zunehmend sandig	„
— 17,00 m	Ton, sandig bis feinkiesig, weißlich	„
— 18,00 m	Ton, gelblich und rosa; Quarzfeinkies, Gerölle schlecht gerundet	„
— 28,00 m	Ton, rot und rosa	„
— 34,00 m	Ton, rosa und weiß	„
— 36,00 m	Ton, dunkelrot	„
— 37,00 m	Ton, weiß, feinsandig; Quarzgerölle bis 4 cm	„
— 40,00 m	Ton, weißlich, schluffig	„
— 48,00 m	Ton, gelbbrot und rot	„

— 51,00 m	Ton, gelblich bis ockerfarben	Oligozän
— 57,00 m	Quarkies, Gerölle bis 6 cm, weiß, einzelne graue Kieselschiefergerölle	„
— 63,00 m	Manganoxid-Ton, braunrot	„
— 120,00 m	Kalkstein, stark dolomitisiert, mächtige Partien Dolomitasche	Givet

Im Pumpversuch sind 29 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 42,80 auf 86,50 m gefördert worden.

Bg. 38; Gemarkung Limburg a. d. Lahn; R 343458, H 558486, 165 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 172 mm, 1966/67.

— 0,80 m	Lehm, gelb, mit Quarzgeröllen	Quartär
— 26,00 m	Ton, rot-weiß gestreift	Oligozän
— 40,00 m	Ton, weißgelb und graugrün	„
— 49,00 m	Quarkies, scharfkantig, tonig gebunden, gelbbraun	„
— 89,00 m	Kalkstein, grau; Karstschlotten mit Tonfüllung, rotbraun, und Quarkies, gelbbraun, bis Endteufe	Givet

Bg. 39; Gemarkung Limburg a. d. Lahn; R 343402, H 558505, 135 m über NN; Grundwassermeßstelle, Rotationsspülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1968.

— 3,50 m	Lehm, braun; Sand, braungrau	Quartär
— 20,50 m	Ton, rosa, rot und gelblich, schwach sandig, zuletzt orangerot	Oligozän
— 27,50 m	Quarkies, Gerölle schlecht gerundet, 2–3 mm, tonig gebunden, rot	„
— 34,50 m	Ton, rot, z.T. sandig	„
— 37,00 m	Quarzgrand, scharfkantig; Ton, gelbbraun	„
— 38,50 m	Quarkies, Gerölle bis 5 mm, gelb	„
— 44,00 m	Ton, sandig, braunrosa bis violett	„
— 50,00 m	Ton, rot	„
— 65,00 m	Quarzsand und -feinkies, 2–3 mm; Ton, braunviolett	„
— 89,00 m	Manganoxidton, braunviolett bis schwarz, sandig; Kalksteinsplitter	Givet
— 138,00 m	Kalkstein, grau; Karstschlotten mit Ton, rot, und Quarzsand gefüllt	„
— 143,00 m	Tonschiefer, grau, kalkhaltig	„

Bg. 40; Gemarkung Limburg a. d. Lahn; R 343333, H 558449, 109 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 172 mm, 1968.

— 1,40 m	Auffüllung, künstlich	Quartär
— 4,50 m	Auelehm, stark humos; Feinkies	„
— 16,80 m	Kies der Niederterrasse, bunt	„
— 22,00 m	Ton, rot, sandig	Oligozän
— 26,50 m	Ton, rot; Quarkies, scharfkantig	„
— 38,00 m	Kalkstein bis Kalkschiefer, grau	Givet

Bg. 41; Gemarkung Limburg a. d. Lahn; R 344425, H 558470, 108 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 108 mm, 1967.

— 3,00 m	Schieferschutt (Auffüllung)	Quartär
— 8,60 m	Fein- bis Mittelkies der Niederterrasse der Lahn	„
— 14,00 m	Ton, rot, weißstreifig	Oligozän
— 19,00 m	Quarzfeinkies, Gerölle schlecht gerundet, tonig gebunden, rot	„

— 25,00 m	Ton, graugelb; Quarzgrand	Oligozän
— 30,00 m	Ton, gelbbraun, grobsandig	„
— 58,00 m	Kalkstein und Dolomit	Givet
— 77,00 m	Schalstein, dunkelgrün	„

Bg. 42; Gemarkung Limburg a.d. Lahn (Brunnen 6 der EVL); R 343313, H 558481, 109 m über NN; Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 600 mm, 1969.

— 3,80 m	Auelehm, humos, dunkelbraun	Quartär
— 8,00 m	Grobkies der Niederterrasse der Lahn	„
— 9,00 m	Ton, rot	Oligozän
— 14,00 m	Ton, gelbbraun, feinkiesig; Gerölle schlecht gerundet; Quarz überwiegt, Kieselschiefer und Quarzit kommen ebenfalls vor	„
— 62,00 m	Schalstein, grün und braun	Givet
— 88,00 m	Kalkstein, dolomitisch, mit Schalstein-zwischenlagen (Schuppenzone)	„
— 98,00 m	Schalstein, grün und violett, zuletzt mit Kalkstein, grau	„
— 106,00 m	Kalkstein, stark dolomitisch, braun und grau	„

In einem langfristigen Pumpversuch (6 Monate) wurden bis zu 130 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 1,96 auf 40,21 m u. Gel. gefördert. Der Wasserspiegel der Meßstelle Bg. 39 wurde dabei leicht beeinflußt.

Bg. 43; Gemarkung Offheim (Deponie-Südrand); R 343290, H 558808, 178 m über NN; Grundwassermeßstelle, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 220 mm, 1973.

— 6,80 m	Schluff und Lehm, braun	Quartär
— 16,80 m	Basalttuff, grünlich, tonig zersetzt	Miozän
— 25,90 m	Basalt, fest, schwarzgrün	„
— 31,00 m	Basalttuff, olivbraun, fest	„

Bg. 44; Gemarkung Elz; R 343144, H 558797, 127 m über NN; Wasserversorgung, Bohrverfahren nicht bekannt — wahrscheinlich Trockenbohrung, 1951.

— 7,50 m	Lehm, gelbbraun	Quartär
— 9,50 m	Basaltgeröll, Kies, grob	„
— 14,50 m	Lehm, rot	Oligozän
— 15,80 m	Lehm, rot, kiesig	„
— 18,00 m	Lehm, gelb, kiesig	„
— 25,00 m	Kalkstein, grau	Givet

Im Pumpversuch sind bis zu 33 l/s bei Absenkung des Wasserspiegels von 10,00 auf 17,80 m u. Gel. gefördert worden.

Bg. 45; Gemarkung Elz; R 343145, H 558804, 125 m über NN; Wasserversorgung, Freifall-Trockenbohrung, End- \varnothing 800 mm, 1970.

— 6,80 m	Lößlehm	Quartär
— 8,50 m	Schluff, grau bis weißlich	„
— 9,50 m	Grob- bis Feinkies, sandig, bunt	„
— 11,00 m	Ton, rot; Quarzfeinkies	Oberoligozän
— 13,00 m	Ton, schluffig, gelb-rot geflammt; Tertiärquarzit	„
— 30,00 m	Ton, rot und hell; Feinsand, grau	„
— 38,00 m	Ton, rot und gelbbraun, sandig-kiesig	„
— 49,30 m	Kalkstein, grau; in Karstspalten Ton, rot	Givet

Im Pumpversuch sind bis zu 30 l/s bei Absenkung des gespannten Wasserspiegels von 7,20 auf 18,45 m u. Gel. gefördert worden. Auch langfristiger Pumpbetrieb am Brunnen beeinflußt weder den Wasserspiegel am Brunnen Bg. 44 noch den nahen Altschauerborn (s. Text).

Bg. 46; Gemarkung Oberzeuzheim; R 343478, H 559280, 212 m über NN; Wasserversorgung (erfolglos), Rotary-Spülbohrung bis 19,00 m, ab da Freifall-Trockenbohrung, End- \varnothing ~ 400 mm, 1974.

— 3,00 m	Löß und Lößlehm	Quartär
— 5,00 m	Ton, rosa	Oligozän
— 7,00 m	Ton, rot; weiße bis gelbliche feinsandige Streifen	„
— 8,00 m	Ton, weiß	„
— 16,50 m	Ton, dunkelrot und weißlich	„
— 19,50 m	Ton, manganoxidhaltig, schwärzlich	„
— 130,00 m	Kalkstein, grau, stark dolomitisch; Karstspalten mit graugelbem und rotem Ton bis 105 m u. Gel.	Givet

Bg. 47; Gemarkung Thalheim (Kiesgrube); R 343017, H 559515, 168 m über NN; Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 800 mm, 1971.

— 4,00 m	Lößlehm, kiesig, braun	Quartär
— 5,00 m	Schluff, lehmig, braungelb	„
— 15,00 m	Quarkies (Grob-, Mittel- und Feinkies), sandig, gelb bis weiß; einzelne Gerölle von Quarzit und Eisenkiesel, gut gerundet	Oligozän
— 27,00 m	Tonschiefer, grau (Bohrgut sehr tonig)	Devon
— 30,00 m	Tonschiefer, fest, grau	„

Bg. 48; Gemarkung Frickhofen (Dornburg, E Blasiusberg); R 343022, H 559838, 312 m über NN; Voruntersuchung zur Wassererschließung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 153 mm, 1970.

— 1,00 m	Lehm, braun	Quartär
— 34,00 m	Basalt und Basalttuff	Miozän
— 45,00 m	Ton, rosa und graugelb	Oligozän
— 58,00 m	Ton, hellrot bis rosa	„
— 62,00 m	desgl., mit Quarzgrand	„
— 79,00 m	Ton, ziegelrot bis rotbraun	„
— 100,00 m	Kieselschiefer, Tonschiefer, Gangquarz als Feinsplitt in Ton, braunrot (Bohrgut schlecht bestimmbar aufgrund des Bohrverfahrens)	Paläozoikum

Bg. 49; Gemarkung Wilsenroth (Sportplatz); R 343004, H 559980, 370 m über NN; Wassererschließung, Freifall-Trockenbohrung, End- \varnothing 600 mm, 1971.

— 14,00 m	Basalt, grau, fest	Tertiär
— 22,00 m	Tuffe, dunkel, kohlig	„
— 24,00 m	Kohle, lignitisch	„
— 62,00 m	Tuffe, grau, graubraun, tonig zersetzt	„
— 68,00 m	Ton, rot-weiß gestreift	Oligozän
— 100,00 m	Tonschiefer, unzersetzt, grau	Unterdevon (?)

Bg. 50; Gemarkung Dorchheim (Elbtal, Hochbehälter); R 343442, H 559768, 268 m über NN; Voruntersuchung zur Wasserversorgung, Rotary-Spülbohrung, End- \varnothing 159 mm, 1973.

— 1,00 m	Lehm, braun; Basaltschutt	Quartär
— 22,00 m	Basalt, dunkel; Tuffe, verwittert, tonig, braun	Miozän
— 30,00 m	Ton, rot; im Hangenden Lage von Basaltgeröllen, verwittert	Oligozän
— 47,00 m	Ton, hellbraun bis rötlich	„
— 57,00 m	Ton, braun und grau	„

7. Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1916): Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **36**: 269—373; Berlin.
- AHRENS, W. (1960): Die Lagerstätten nutzbarer Steine und Erden im Westerwald. — Z. dt. geol. Ges., **112**: 238—252; Hannover.
- ANDRES, W. (1967): Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke. — Rhein-Mainische Forsch., **61**: 88 S., 23 Abb., 2 Tab., 15 Bild., 1 Kte.; Frankfurt a. M. (Kramer).
- ANGELBIS, G., & SCHNEIDER, A. (1891a): Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. thüring. Staaten, Lfg. **41**, Bl. Hadamar; Berlin.
- — (1891b): Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. thüring. Staaten, Lfg. **41**, Bl. Mengerskirchen; Berlin.
- BAKKER, J. P., & LEVELT, T. W. M. (1964): An inquiry into the probability of an poly-climatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the middle and upper senonian and the tertiary period. — Publ. Serv. geol. Luxembourg, **19**: 58—66; Luxembourg.
- BOTKE, H. (1963): Die Tonlagerstätte der Höhrer Löcher bei Vallendar/Rhein am Ost-rand des Neuwieder Beckens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 256—276, 9 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- DECHEN, H. v. (1884): Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. — Bonn.
- FICKEL, W. (1970): Erl. Bodenkte. Hessen 1:25000, Bl. 5715 Idstein, 108 S., 24 Tab., 24 Prof.; Wiesbaden.
- GALLADÉ, M. (1926): Die Oberflächenformen des Rheintaunus und seines Abfalles zum Main und Rhein. — Jb. nass. Ver. Naturk., **79**: 1—100; Wiesbaden.
- GEISEL, TH. (1937): Das Usinger Becken und seine Randgebiete. — Jb. nass. Ver. Naturk., **84**: 80—197; Wiesbaden.
- HEINE, K. (1970): Die Bleichung der Sandsteine bei Marburg/Lahn — eine hydrothermale Bildung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 198—205, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B., & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1964): Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **47**, 37 S., 2 Taf.; Wiesbaden.
- JARITZ, G. (1966): Untersuchungen an fossilen Tertiärböden und vulkanogenen Edaphen des Westerwaldes. — Diss., 152 S.; Bonn.
- KAYSER, E., & SCHNEIDER, A. (1886a): Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. thüring. Staaten, Lfg. **31**, Bl. Idstein; Berlin.
- — (1886b): Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. thüring. Staaten, Lfg. **31**, Bl. Eisenbach; Berlin.
- — (1886c): Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. thüring. Staaten, Lfg. **31**, Bl. Limburg; Berlin.
- KEGEL, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. Erläuterungen zu einer von JOHANNES AHLBURG hinterlassenen Übersichtskarte u. Profildarstellung der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **86**, 81 S., 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- KEGLER, J. (1967): Stratigraphie, Fazies und Tektonik in der westlichen Lahnmulde (Bl. Limburg u. Hadamar) unter besonderer Berücksichtigung des Oberdevon und der Gaudernbacher Schichten. — Diss., 68 S.; Gießen.
- KLÜPFEL, W. (1929): Der Westerwald. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., C. Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver., 1927/28, **85**: 75—135; Bonn.
- KUBELLA, K. (1951): Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**, 81 S., 14 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- LAUTERBACH, W. (1915): Das Diluvium zwischen Limburg und Koblenz. — Ber. oberhess. Ges. Natur.- u. Heilk., N.F., naturwiss. Abt., **6**: 13—52; Gießen.

- MAULL, O. (1919): Die Landschaft um Marburg a. d. Lahn in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. — Jber. Frankfurter Ver. Geograph. Stat., **81**: 5—97; Frankfurt a. M.
- MICHELIS, F. (1969): Über das Alter der fluviatilen Quarzgerölle (Vallendarer Schotter) des terrestrischen Tertiärs im Lahnggebiet südlich des Westerwaldes. — Jb. nass. Ver. Naturk., **100**: 32—35; Wiesbaden.
- MORDZIOL, C. (1908): Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. dt. geol. Ges., **60**: 270—284; Berlin.
— (1910): Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. — Geol. Rdsch., **1**: 313—327; Leipzig.
- MÜHLHAUS, I. (1965): Limnische Oberkreide in einer Massenkalkdoline im Steinbruch Hermannstein (Bl. 5417 Wetzlar). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 176—186, 2 Abb.; Wiesbaden.
- MÜLLER, K. H. (1973): Zur Morphologie des zentralen Hintertaunus und des Limburger Beckens — ein Beitrag zur tertiären Formengenesse. — Marburger geograph. Schr., **58**, 112 S., 41 Abb.; Marburg/Lahn.
- OESTERREICH, K. (1927): Die Entwicklung unserer Kenntnisse von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. Geomorph., **2**: 135—159; Leipzig.
- PANZER, W. (1923): Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., **23**: 1—48; Freiburg i. Br.
- PFLUG, H. D. (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Fel-des. — Freiburger Forsch.-H., **C 71**: 1—10, 13 Abb., 5 Tab.; Berlin.
— & WERDING, L. (1964): Kalksinter und Rotlehme in Karstspalten des Massenkalkes von Pohl-Göns (Bl. 5518 Butzbach). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 126—138, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1972): Paläogeographie und Tektonik im Massenkalkvorkommen von Steeden a. d. Lahn. — Dipl.-Arbeit, unveröff., 109 S.; Gießen.
- STENDEL-RUTKOWSKI, W. (1967): Einige Vorkommen von Natrium-Chlorid-Wasser im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 190—212, 6 Abb.; Wiesbaden.
— (1970): Bruch- und Dehnungstektonik im östlichen Rheinischen Schiefergebirge als Auswirkung des Oberrheingrabens. — Z. dt. geol. Ges., **121**: 129—141, 3 Abb.; Hannover.
- TICHY, F. (1951): Die Lahn. — Geographische Grundlagen einer Wasserwirtschaft. — Marburger geograph. Schr., **2**, 124 S.; Marburg/Lahn.

Manuskript eingegangen am 1. 9. 1975

Schichtenausbildung und Lagerungsverhältnisse am Ostrande des nördlichen Oberrheingrabens bei Neu-Isenburg (Hessen)

Von

ECKHARD BÖKE *

Mit 2 Abbildungen

Kurzfassung: Mittels eines aus 6 Bohrprofilen entworfenen Querschnittes wird die Schichtenfolge Pleistozän—Pliozän—Untermiozän beschrieben.

Die grabenwärts einfallende Schollentreppe ist durch vorwiegend spätuntermiozäne und pliozäne Bruchtektonik entstanden.

Abstract: A cross section of 6 drill logs describes the stratigraphic sequence (Pleistocene to Lower Miocene) and tectonic dislocation at the eastern margin of the northern Oberrheingraben near Neu-Isenburg (Hesse).

Inhalt

1. Einleitung	225
2. Stratigraphie	225
3. Schichtenlagerung	231
4. Schriftenverzeichnis	231

1. Einleitung

Im Zuge der Trink- und Betriebswassererschließung sind in den vergangenen Jahren W Neu-Isenburg einige überdurchschnittlich tiefe Versuchs- und Brunnenbohrungen niedergebracht worden. Da in absehbarer Zeit annähernd tiefe Aufschlüsse in diesem Gebiet nicht zu erwarten sind, sollen die Bohrbefunde beschrieben werden.

Herrn Kollegen Dr. O. SCHMITT danke ich für die Überlassung der von ihm aufgestellten Schichtenverzeichnisse der Bohrungen 4 und 5.

2. Stratigraphie

Die an den in Abb. 1 gekennzeichneten Stellen durchgeführten Bohrungen lieferten die in Abb. 2 vereinfacht wiedergegebenen Säulenprofile. Für die Schlüsselstellungen einnehmenden Bg. 2 und 6 wurden folgende Schichtenverzeichnisse aufgestellt.

* Dr. E. BÖKE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.



Abb. 1. Lageplan M. 1:50000.

Bohrung 2(Rotary-Spülbohrung 120 mm \varnothing)

— 2,4 m	Feinsand, hellgelb	Pleistozän
— 3,9 m	Sand aller Korngrößen, hellgelb	
— 7,4 m	Schluff, grünlichhellgrau, tonig	
— 17,6 m	Mittel- bis Grobsand, braun-bunt, stark mittel- und feinkiesig	
— 21,0 m	Fein- bis Mittelkies, rotbraun-bunt, stark sandig, einzelne Steine (gebl. Buntsandstein)	
— 24,0 m	Schluff, gelbbraun, feinsandig	
— 28,0 m	Sand aller Korngrößen, gelblich-hellgrau, feinkiesig	
— 34,5 m	wie vorher, doch tonig-schluffig gebunden	
— 36,0 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun, schluffig gebunden, einzelne Feinkiesgerölle (Quarz, gebl. Buntsandstein)	
— 37,0 m	Schluff, rötlich grau, mittel- und feinsandig	
— 39,0 m	Schluff, hellgrau-rotbraun marmoriert, tonig	
		<hr/> Pliozän

- 40,0 m Schluff, grau-ockerbraun marmoriert, einzelne torfige Holzreste
- 43,0 m Schluff, graugelb, fein- und mittelsandig
- 45,0 m Schluff, schwarzgrau, mit torfigen Pflanzenresten
- 46,0 m Schluff, bräunlichgrau, tonig
- 47,2 m Schluff, gelbgrau, tonig-feinsandig, mit eckig-kantigem Feinkies (Quarz)
- 48,0 m Schluff, bräunlichgrau, schwach feinsandig
- 49,0 m Schluff, dunkelgrau, humos, einzelne Feinkiesgerölle (Quarz)
- 50,5 m Feinsand, bräunlichgrau, schluffig gebunden, einzelne Fein- und Mittelkiesgerölle (Quarz, grauer Quarzit)
- 52,0 m Mittelsand, hellgrau
- 53,0 m Schluff, hellgrau, einzelne graue Gerölle (Quarzit)
- 55,0 m Sand aller Korngrößen, hellgrau
- 57,8 m Schluff, grünlichgrau, fein- und mittelsandig, einzelne Fein- und Mittelkiesgerölle (Quarz, Quarzit)
- 65,5 m Schluff, grau bis grünlichgrau, tonig
- 76,8 m Schluff, grau mit bräunlichem Stich, horizontweise humose Einlagerungen
- 77,0 m Braunkohle, schwarzgrau
- 99,0 m Schluff, grau mit bräunlichem Stich, z.T. fein- und mittelsandig, einzelne Holzreste
- 103,0 m Braunkohle, schwarzbraun, tonig
- 105,0 m Mittel- bis Feinsand, grau, schwach feinkiesig (Quarz, Lydit)
- 113,0 m Mittel- bis Grobsand, grau, einzelne Quarzgerölle
- 118,0 m Fein- bis Mittelkies, grau (kantengerundeter Quarz)
- 120,5 m Braunkohle, schwarzbraun
- 125,0 m Fein- bis Mittelsand, hellgrau, tonig-schluffig gebunden
- 131,0 m Ton, dunkelgrau-gelbgrau marmoriert, mit verschwemmtem Basaltzersatz
- 134,0 m Basaltzersatz, grünlichgrau bis dunkelgrüngrau, tonig
- 136,0 m Basalt, grau bis dunkelgrau, z.T. blasig u. hellgrau gebleicht
- 138,0 m Mittel- bis Feinsand, hellgrau
- 142,0 m Basalt, grünlichgrau (überwiegend sandig-schluffig zerbohrt)
- 146,0 m Basalt, schwarzgrau, tonig zersetzt
- 149,0 m Braunkohle, schwarzbraun, stark tonig
- 155,0 m Schluff, hellgrau, tonig-feinsandig
- 182,0 m Ton und Schluff, hellgrüngrau, basal ockerbraun gewölkt
- 184,0 m Ton, bräunlichgrau
- 184,2 m Braunkohle, tonig
- 200,0 m Tonmergel, dunkelgrau
- 213,0 m Kalkmergel, grau-hellgrau
- 215,0 m Tonmergel, dunkelgrau
- 220,0 m Kalkmergel, grau
- 223,0 m Tonmergel, dunkelgrau
- 226,0 m Kalkmergel, dunkelgrau
- 233,0 m Tonmergel, dunkelgrau
- 238,0 m Kalkmergel, grau
- 243,0 m Tonmergel, dunkelgrau

 Burdigal

 Aquitan

Bis 184,2 m kalkfrei, dann kalkhaltig

Bohrung 6(Rotary-Spülbohrung 1250/800 mm \varnothing)

— 2,0 m	Schluff, hellbraun, schwach feinsandig	Pleistozän
— 6,0 m	Mittel- bis Grobsand, gelbbraun, schwach fein- und mittelkiesig	
— 9,0 m	Mittel- bis Grobkies, braun-bunt (Quarz, Quarzit, Kieselschiefer, Buntsandstein)	
— 14,2 m	Grobkies, grau-bunt, einzelne grobe Buntsandsteinbrocken	
— 15,0 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun, schwach grobsandig	
— 15,5 m	Schluff, gelbbraun, schwach feinsandig	
— 17,0 m	Ton, blaugrau und gelbbraun, schwach schluffig-feinsandig	
— 18,0 m	Schluff, bräunlichhellgrau, schwach tonig	
— 20,0 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun	
— 22,0 m	Mittel- bis Grobsand, gelbbraun	
— 23,2 m	Schluff, bräunlich, schwach tonig-feinsandig	
— 25,3 m	Kies aller Korngrößen, gelb-bunt, schwach sandig (Buntsandstein, Quarz, Kieselschiefer)	
— 26,2 m	Ton, mittelgrau, stark schluffig, einzelne hellgraue Sandsteinbrocken	<hr/> Pliozän
— 28,0 m	Mittelsand, mittelgrau, vereinzelt torfige Holzreste	
— 29,5 m	Schluff, mittelgrau, stark tonig, einzelne hellgraue Sandsteinbrocken	
— 30,0 m	Feinsand, gelblichhellgrau	
— 31,2 m	Schluff, mittelgrau, stark tonig, schwach feinsandig	
— 33,5 m	Fein- bis Mittelsand, hellgraugelb	
— 34,0 m	Schluff, mittelgrau, stark tonig, einzelne hellgraue Sandstein- und Quarzgerölle	
— 34,5 m	Grobkies und Schotter, mittelgrau (vorwiegend kantengerundete hellgraue Sandsteine und Quarzite, untergeordnet Quarz und Kieselschiefer), einzelne Tonfladen (rot-braun-grüngrau marmoriert)	
— 35,2 m	Ton, mittelgrau, schwach schluffig	<hr/> Burdigal
— 36,7 m	Feinsand, hellgrau, dicht gelagert	
— 39,4 m	Tonmergel, mittelgrau	<hr/> Aquitän
— 40,5 m	Kalkstein, hellgrau	
— 41,4 m	Schluffstein, dunkelgrau-schwarzgrau, schichtig	
— 42,3 m	Kalkstein, hellgrau	
— 43,4 m	Tonmergel, mittelgrau	
— 44,2 m	Kalkstein, hellgrau	
— 46,0 m	Tonmergel, mittelgrau	
— 47,4 m	Kalkmergel, mittelgrau	
— 54,4 m	Tonmergel, mittelgrau	
— 56,4 m	Kalkmergel, hellgrau	
— 57,6 m	Algenkalk, hellgrau	
— 59,4 m	Tonmergel, dunkelgrau	
— 60,4 m	Kalkstein, grau, schillreich	
— 62,3 m	Schluffstein, dunkelgrau, geschichtet	
— 63,4 m	Tonmergel, mittelgrau, vereinzelt Schalenreste	
— 66,4 m	Tonmergel, dunkelgrau	
— 67,0 m	Kalkmergel, mittelgrau	
— 67,4 m	Tonmergel, mittelgrau	

- 67,5 m Feinkies, mittelgrau (überwiegend Kalkstein, untergeordnet Quarze)
- 70,4 m Kalkmergel, mittelgrau, splittrig-hart
- 70,6 m Tonmergel, schwarzgrau
- 71,5 m Kalkstein, hellgrau
- 72,4 m Tonmergel, dunkelgrau
- 73,4 m Kalkmergel, mittelgrau
- 80,0 m Tonmergel, dunkelgrau

Bis 36,7 m kalkfrei, dann kalkhaltig

Pleistozän

Den obersten Profilabschnitt bilden 20—35 m mächtige kalkfreie Terrassenablagerungen des pleistozänen Mains, und zwar gelbe bis gelbbraune Sande und Kiese (Komponenten: frischer, nur im unteren Profilbereich auch gebleichter Buntsandstein, Quarz, Quarzit, Kieselschiefer) mit linsenförmigen Ton/Schluff-Einschaltungen.

Pliozän

Unter den stellenweise mit einer Grobkies-Schotter-Schüttung einsetzenden Pleistozänablagerungen folgen annähernd niveaunkonstant limnisch-fluviatile Pliozänsedimente, deren Mächtigkeit — bedingt durch gegen Ende ihrer Bildungszeit kulminierende Graben-Bruchtektonik — von 9 m im E (Bg. 6) auf 80 m im W (Bg. 2) answillt.

Im Gegensatz zu den fluviatilen Deckschichten sind die pliozänen Ablagerungen feinklastischer, gelblichgrau, grau und weißgrau getönt sowie durch reichlichere Einschaltungen von Driftholz, Lagen kohligen Schluffs und torfiger Braunkohle gekennzeichnet. Größere Kiese, die vereinzelt bis zu 200 mm Kantenlänge (Bg. 5) erreichen und vornehmlich aus kantengerundetem Quarz, gebleichtem Buntsandstein, grauem, Serizitschuppenlagen enthaltendem Quarzit, untergeordnet Kieselschiefer und Altkristallin bestehen, wurden lediglich an der Basis dieser Gesteinsfolge angetroffen. Es handelt sich dabei um Äquivalente der *arvernensis*-Schotter im Sinne von BARTZ (1950).

Untermiozän

Unter der das Pliozän einleitenden Kies-Schüttung folgen, wie aus Bg. 2 ersichtlich, über 125 m mächtige, wahrscheinlich durchweg dem Untermiozän zuzuordnende Schichten. Während ihr oberer, ca. 65 m mächtiger Abschnitt kalkfrei und schluffig-sandig ausgebildet ist, also noch gewisse lithologische und fazielle Gemeinsamkeiten mit dem ebenfalls kalkfreien limnisch-fluviatilen Pliozän zeigt, besteht die tiefere Schichtenserie unmittelbar unterhalb einer 2,0 m (Bg. 1) bzw. 0,2 m (Bg. 2) mächtigen Braunkohlenlage — dem im Frankfurter Stadtgebiet in burdigalen Prososthenien-Schichten nachgewiesenen Ginnheimer Flöz (KÜMMERLE 1974) — aus Ton-, Kalkmergel- und Kalksteinen, also \pm kalkhaltigen, unter brackisch-limnischen bis marinen Faziesbedingungen entstandenen Sedimenten. Die oberen Untermiozänschichten schließen einen tholeiitischen Basalt ein (Bg. 2 und Bg. 3). Die postbasaltischen Schichten enden in beiden Bohrungen mit einem 2,5 m mächtigen Braunkohleflöz

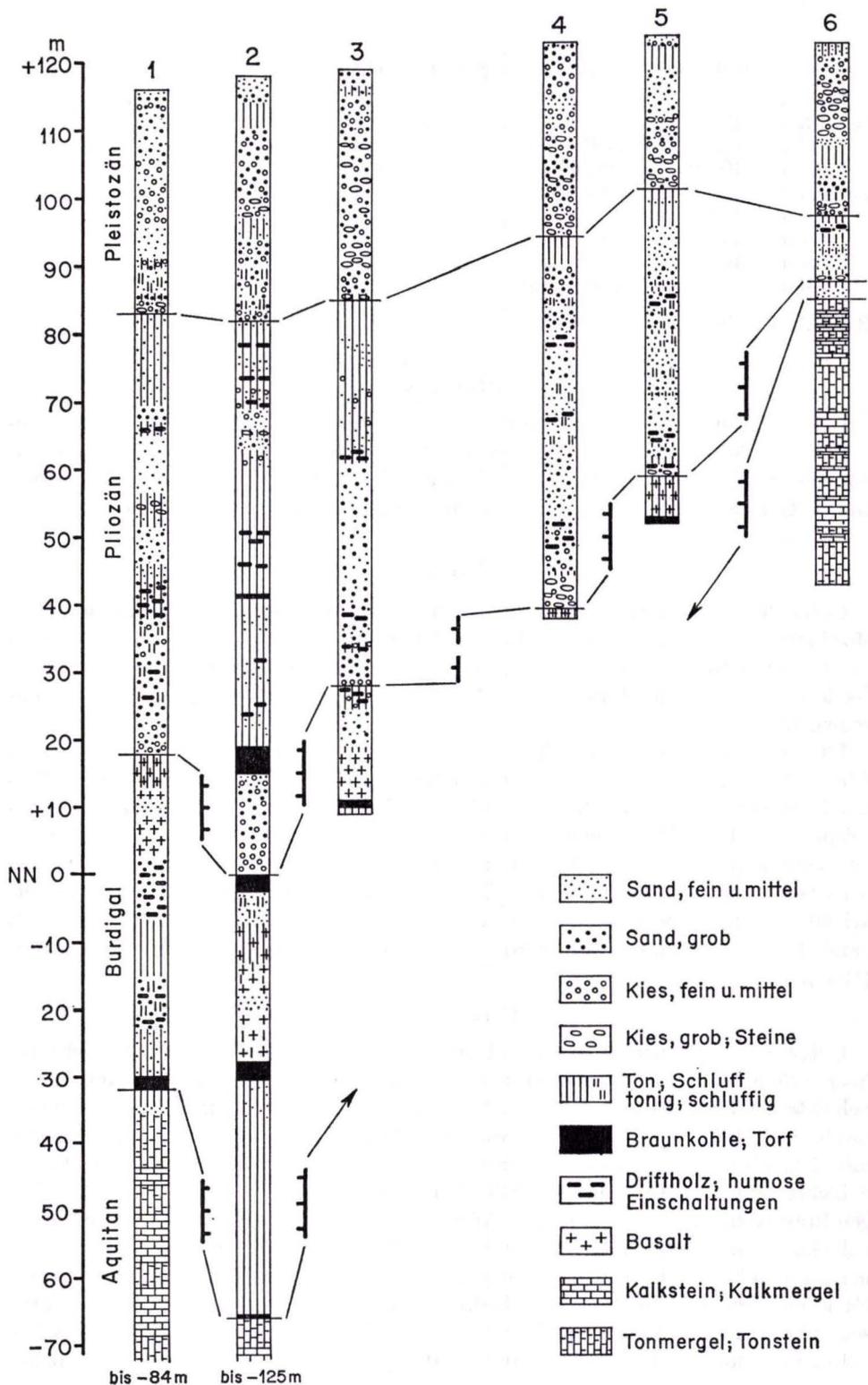


Abb. 2. Schichtenschnitt aus Bohrprofilen SW Neu-Isenburg.

bzw. Braunkohle, wohl altersgleich der Kohle, die von einer Bohrung im Frankfurter Stadtwald ca. 7 m über Basalt angetroffen und auf Grund ihrer Mikroflora in das Burdigal eingestuft wurde (GOLWER 1968).

Im unmittelbaren Liegenden des Basaltes, der im oberen Abschnitt weitgehend tonig zersetzt ist und im westlichen Bereich des Schichtenschnittes in zwei durch Quarzsand getrennte Decken vorkommt, ist ebenfalls Braunkohle entwickelt (Bg. 2, 3, 5).

3. Schichtenlagerung

Bg. 6 ist bereits auf der Hochscholle des Sprendlingen-Vilbeler Horstes niedergebracht. Die erste Randverwerfung zum Oberrheingraben dürfte — ca. 500 m WNW Bg. 6 wurde eine Bohrung ca. 76 m über NN in pliozänen Schichten eingestellt — nicht allzuweit westlich verlaufen.

Die Grobschüttungsbasis der pliozänen Schichten liegt bei Bg. 2 ca. 88 m tiefer als bei der 2,5 km entfernten Bg. 5. Obwohl sich dieser Niveauunterschied bereits bei einer Schichtenneigung von 2° W ergäbe, ist aus der Tiefschollenposition von Bg. 2 auf die Wirksamkeit pliozäner Bruchtektonik, die zur Ausgestaltung einer grabenwärts einfallenden Schollentreppe führte, zu schließen. Daß ältere Krustenbewegungen, insbesondere am Grabenrand, den Baustil vorprägten, belegt die grabenwärts von 2,7 m (Bg. 6) auf 65 m (Bg. 2) anschwellende Mächtigkeit des kalkfreien Burdigals; nicht von der Hand zu weisen ist außerdem, daß synsedimentäre Senkungsvorgänge, die längs älterer Lineamente stattfanden, im Bereich von Bg. 2 Ausbildung und Erhaltung des postbasaltisch-burdigalen Braunkohlenflözes ermöglichten.

Für die Wirksamkeit pleistozäner Bodenunruhen, die westlich von Darmstadt eine rupturale Zerlegung des quartären Schichtenverbandes verursachten, könnte die unterschiedliche Höhenlage der Pleistozänbasis bei Bg. 3, 4 und 5 sprechen.

4. Schriftenverzeichnis

- BARTZ, J. (1950): Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1: 201—243, 3 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens in Oligozän und Miozän. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 96: 157—184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1974): Geologische Ergebnisse neuerer Bohrungen in Frankfurt am Main. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 102: 143—158, 3 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 11. 9. 1975

Ergebnisse von Abflußmessungen im Krofdorfer Forst (Rheinisches Schiefergebirge)

Von

WITIGO STENGEL-RUTKOWSKI *

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

Kurzfassung: Vergleichende Abflußmessungen an 28 Meßstellen im Gebiet des Krofdorfer Forstes, östliches Rheinisches Schiefergebirge NW Gießen, im Mai und im September 1975 erbrachten Hinweise auf die Grundwasserneubildung und auf Unterschiede in Durchlässigkeit und Speichervermögen der Festgesteine. Sie zeigen, daß ein geologisch einförmiger Untergrund dennoch hydrogeologisch sehr erhebliche Unterschiede — hier vor allem an jungen Dehnungsbrüchen — aufweisen kann, die bei der Auswertung von Meßergebnissen, insbesondere aus einem forsthydrologischen Untersuchungsgebiet zu berücksichtigen sind. Auch wenn junge Dehnungsbrüche fehlen, treten Defizite im unterirdischen Abfluß an den Oberläufen, starke Überschüsse in den Unterläufen der Bäche auf. Sie zeigen eine erhebliche vertikale Kluftdurchlässigkeit an, die bei der Festlegung von Meßstellen zu berücksichtigen sind.

Abstract: Runoff measurements were carried out during May and September 1975 at 28 recording stations in the forest of Krofdorf, located in the eastern Rheinisches Schiefergebirge (rhenish slate mountains) NW of Gießen. The measurements allow concluding as to groundwater replenishment and variations in permeability and storage capacity. Though the underground is geologically homogenous, areas with notable differentiated hydrogeological properties may be found—especially along young tension faults, which have to be considered when recordings of forest watershed investigation programmes are interpreted. Deficiencies of subsurface runoff in the headwaters and surplus of runoff in the lower courses of creeks however are also observed in areas where young tension faults are absent. These runoff conditions prove a remarkable vertical permeability in fractured rocks, which has to be considered, when sites of gauges are selected.

Inhalt

1. Einleitung	234
2. Lage des forsthydrologischen Untersuchungsgebietes	234
3. Geologische Verhältnisse	235
4. Böden	236
5. Morphologische Verhältnisse im Krofdorfer Forst	236
6. Besiedlung und Flächennutzung	237

* Dr. W. STENGEL-RUTKOWSKI, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

7. Hydrogeologische Verhältnisse	237
8. Durchführung der Abflußmessungen	238
9. Ergebnisse der Messungen	240
9.1. Messungen am 22./23. 5. 1975	240
9.2. Messungen am 18./19. 9. 1975	241
10. Schlußfolgerungen	242
11. Schriftenverzeichnis	244

1. Einleitung

Seit dem Frühjahr 1969 wird im Krofdorfer Forst, einem ausgedehnten Waldgebiet am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges NW Gießen, vom Institut für Forsthydrologie der Hessischen Forstlichen Versuchsanstalt in Hann. Münden (Dr. BRECHTEL) ein Forschungsprogramm mit dem Ziel betrieben, im Sinne des „watershed-management“ den Einfluß der Waldbestockung auf die Wasserbilanz zu untersuchen. Über das Forschungsprogramm hat BRECHTEL wiederholt berichtet, u. a. in BALAZS & BRECHTEL (1974).

Unter vor allem forstlichen Gesichtspunkten sind 4 Meßwehre an Oberläufen von kleinen Seitenbächen der Salzböde, einem westlichen Nebenfluß der Lahn, erbaut worden. Von diesen mit selbsttätigen Schreibpegeln ausgerüsteten Meßeinrichtungen liegen aus den Jahren 1972, 1973 und 1974 kontinuierliche Meßreihen des oberirdischen Abflusses vor.

Ein Vergleich der Abflußpenden dieser Meßreihen, insbesondere des Sommer-Nq, zeigt, daß hier erhebliche Abweichungen untereinander und von Erfahrungswerten anderer, geologisch vergleichbarer Gebiete vorliegen, die andeuten, daß die hydrogeologischen Verhältnisse der vier kleinen Niederschlagsgebiete nicht, wie ursprünglich angenommen, gleichwertig, sondern nach Durchlässigkeit und Speichervermögen ungleichwertig sind. Deshalb wurden im gesamten Krofdorfer Forst in der Zeit vom 22.—23. 5. 1975 (verhältnismäßig hoher Abfluß) und vom 18.—19. 9. 1975 (verhältnismäßig niedriger Abfluß) vergleichende Abflußmessungen vorgenommen. Über die Ergebnisse der beiden Meßdurchgänge soll hier berichtet werden.

2. Lage des forsthydrologischen Untersuchungsgebietes

(Abb. 1, 3 u. 4)

Die vier Meßwehre liegen an dem nach NW zur Salzböde geneigten Hang des Krofdorfer Forstes rd. 2 km südlich (Untersuchungsgebiet A) und südwestlich (Untersuchungsgebiet B) der Schmelzmühle (TK 25, Bl. 5317 Rodheim-Bieber).

Die Meßwehre sind durch die in Tab. 1 wiedergegebenen Koordinaten gekennzeichnet. Sie liegen rd. 80 m höher als das Salzbödetal.

Tab. 1. Lage der Meßwehre und Größe ihrer Niederschlagsgebiete (F_N)

	R	H	F_N
A 1	347619	561604	0,09 km ²
A 2	347619	561603	0,087 km ²
B 1	347512	561658	0,105 km ²
B 2	347512	561659	0,136 km ²

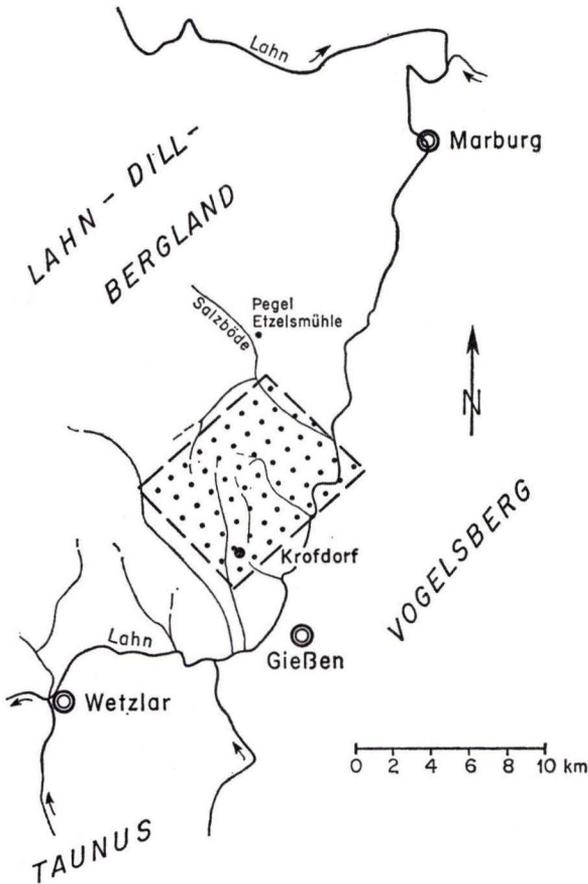


Abb. 1. Lageskizze.

3. Geologische Verhältnisse

Die Meßwehre liegen etwa 3 km westlich des durch Verwerfungen großer Sprunghöhe gekennzeichneten Abbruches vom Rheinischen Schiefergebirge zur östlich gelegenen Hessischen Senke.

Der paläozoische Gebirgsrumpf besteht nach der Geol. Kte. 1:25000, Bl. Rodheim-Bieber (KEGEL 1971), aus Kieselschiefern, Tonschiefern und Grauwacken des Unterkarbons.

Tektonisch stellt sich das Gebiet als NE streichender, NW vergenter Sattel dar, in dessen Kern Kieselschiefer (im höheren Teil des Niederschlagsgebietes B1) an der Erdoberfläche anstehen, dessen Flanken aber von Tonschiefern und Grauwacken gebildet werden, die in den Niederschlagsgebieten B2, A1 und A2 vorherrschen. Nach HENNINGSEN (1961, 1966) sind die Kieselschiefer und darin eingeschuppte Grauwacken sogar tiefoberdevonisch.

Im Kartenbild sind einige bei der variscischen Orogenese entstandene Brüche und Verwerfungen dargestellt worden. Das Kieselschiefervorkommen im Teilgebiet B1 wird durch NW streichende Störungen begrenzt. Diese Querstörungen sind oft mit Gangquarz belegt.

Der paläozoische Gebirgsrumpf war im jüngeren Paläozoikum, im Mesozoikum, Tertiär und Quartär Abtragungsgebiet. Er wurde jedoch in dieser Zeit mehrfach durch vertikaltektonische Bewegungen und Dehnungsbrüche in Schollenpolygone aufgelöst. Die wichtigsten jungen Störungsrichtungen sind die N- bis E-, die E—W- und die NW-Richtung, die sich auch in den jungen Talanlagen des Lahn- und Salzbödetales ausdrücken. Die Aufschlußverhältnisse sind in dem bewaldeten und von verschiedenartigen Hangschuttbildungen überdeckten Gebiet ungünstig. Die Intensität junger tektonischer Beanspruchung kann kaum durch geologische Kartierung, eher schon durch andere Methoden wie morphologische Analyse, hydrogeologische Kartierung und Luftbildinterpretation erkannt werden.

Die Hochfläche des Krofdorfer Forstes wird vor allem an flach nach E und SE geneigten Hängen von pleistozänem Löß und Lößlehm überlagert. In den Tälern finden sich mehrere Meter mächtige Schwemmschuttbildungen (Kolluvium), die die junge Hebung der Gebirgsscholle unterstreichen. In sie haben sich die Bäche bereits wieder tief eingeschnitten.

4. Böden

Nach einer bodenkundlichen Spezialkartierung unter Leitung von Herrn Prof. Dr. H. ZAKOSEK in der Zeit von 1969—1971 sind im Teilgebiet A an den Hanglagen verbreitet Pseudogley-Parabraunerden, nahe den Wasserscheiden auch echte Braunerden, auf einem Plateaurest mit geringem Gefälle Pseudogleye mit örtlicher Bildung von Stagnogley gefunden worden.

Im Teilgebiet B sind bei stärker verbreiteten steileren Hanglagen als im Teilgebiet A Pseudogley-Parabraunerden kartiert worden. Nahe den Wasserscheiden treten wiederum Braunerden, nahe den Bächen auch Pseudogleye und Hangquengley bis Naßgley auf. Die Kartierung ist bisher noch nicht veröffentlicht worden; einer ausführlichen Darstellung durch die Autoren soll hier nicht vorgegriffen werden. Für die hydrogeologische Beurteilung ist festzuhalten, daß in beiden Teilgebieten, aber auch im ganzen Krofdorfer Forst, Böden mittlerer bis guter, örtlich auch sehr guter Durchlässigkeit verbreitet sind.

5. Morphologische Verhältnisse im Krofdorfer Forst

Der Krofdorfer Forst stellt eine von NW nach SE pultförmig abfallende Hochfläche dar, die im NW von der Vers, im NE und N von der Salzböde, im E von der Lahn und im S von flachen Hängen am N-Rand des Lahntales zwischen Gießen und Wetzlar begrenzt wird. Die höchsten Höhen finden sich daher im NW-Teil zwischen dem „Frauenkreuz“, dem Waldhaus und dem Kamm östlich des Waldhauses mit rd. 350 m über NN. Die Lahn mit Höhen zwischen 165 und 155 m über NN stellt die Vorflut für den Krofdorfer Forst dar. Während den NW- und NE-Rand des Forstes kurze Seitenbäche von Vers und Salzböde zerschneiden, entwässern die langgezogenen

Täler des Wißmarbaches, Gleibaches und Fohnbaches nach SE. Die Spezialwasserscheiden verlaufen überwiegend NE und NW, örtlich aber auch N—S und E—W. In diesen letztgenannten Richtungen drücken sich junge Schollenbewegungen aus, deren hydrogeologische Bedeutung noch zu untersuchen ist.

6. Besiedlung und Flächennutzung

Das Gebiet des Krofdorfer Forstes ist kaum besiedelt. Die asphaltierte Straße Krofdorf—Gleiberg—Salzböden, an der das Forsthaus Waldhaus liegt, folgt im wesentlichen Wasserscheiden und beeinflusst den oberirdischen Abfluß kaum. In frühfränkischer Zeit bis in die Neuzeit hinein war der Forst stärker besiedelt (LEIB 1974).

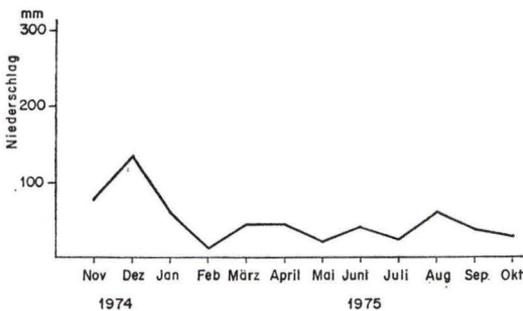


Abb. 2. Verteilung der Niederschläge im Krofdorfer Forst vom 1. 11. 74—31. 10. 75.

Eine karolingische Heerstraße mit dem „Alten Schloß“ über der Furt in der Salzboöde ist ebenso bezeugt wie die frühere landwirtschaftliche Nutzung durch Flurnamen wie „Battingsfeld“, „Wellerfeld“ und „Hirsch(Hirse-)sprung“ (ACHENBACH 1956). Auch eine Besiedlung durch Rennbauern (Holzkohlegewinnung, Eisenschmelzen, Landwirtschaft) ist nachgewiesen (v. COHAUSEN 1885/86). Heute ist das Gebiet von Laub- und Mischwald bestockt; in jüngster Zeit beginnen Nadelholzkulturen den Mischwald zu verdrängen. In den Tälern finden sich Wiesen und Weiden, neuerdings auch mehrere Fischteiche.

7. Hydrogeologische Verhältnisse

Im untersuchten Gebiet fallen im langjährigen Mittel (HAUSCHULZ 1959) 650 mm Niederschlag. Abzüglich einer mittleren Gebietsverdunstung von rd. 420 mm bleiben für den Abfluß 230 mm ($7,29 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) übrig.

Im Niederschlagsjahr 1974/75 fielen nach einem auf der südlichen Wasserscheide des forsthydrologischen Teilgebietes A1 stehenden Totalisator (Nr. 4, „schwarzer Fleck“) 601,60 mm Niederschlag, das sind 92,4% des langjährigen Mittels. 380 mm fielen im Winterhalbjahr 1974/75.

Einen Überblick über die Niederschlagsverteilung im Niederschlagsjahr 1974/75 im Krofdorfer Forst soll Abb. 2 vermitteln.

Der weitaus größte Teil des Abflusses erfolgt oberirdisch, weil die Durchlässigkeit und das Speichervermögen des paläozoischen Sockels erfahrungsgemäß gering sind.

Der unterirdische Abfluß wird nach grober Schätzung etwa 20–50 mm ($0,63–1,58 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) betragen.

Der unterirdische Abfluß erfolgt zu einem nicht geringen Teil kurzfristig im Boden und in der Verwitterungsdecke des Gebirges. Verdichtungshorizonte ermöglichen

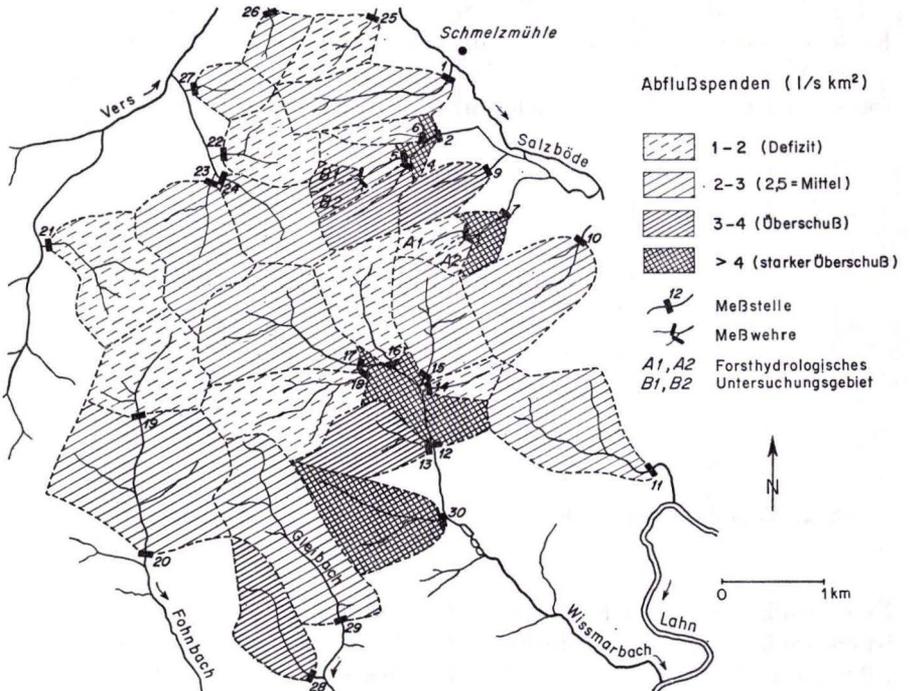


Abb. 3. Abflußmessungen im Krofdorfer Forst am 22./23. 5. 75.

einen meist verbreiteten, kurzfristigen lateralen Abfluß im Boden zu den örtlichen Vorflutern. Ein anderer Teil kann auf offenen Klüften und Spalten, der Schwerkraft folgend, so weit absinken, bis sich entweder die Kluft schließt und dann ein lateraler Abfluß mit dem morphologischen Gefälle erfolgen kann, oder bis der mit dem Grundwasserleiter der Haupttäler kommunizierende Grundwasserspiegel erreicht wird, der mit geringem Gefälle zur Salzböde oder zur Lahn abfällt. Solche tiefreichenden offenen Klüfte sind allerdings nicht sehr häufig und oft an junge Dehnungsbrüche und Schollengrenzen gebunden. Eine Tiefe von 30–40 m können aber auch offene Klüfte in der pseudotektonischen Entspannungskappe des Gebirges erreichen.

8. Durchführung der Abflußmessungen

Die Messungen wurden durch mehrfache Eimermessung bzw. Auffangen der abfließenden Wassermenge über eine festgelegte Meßzeit in einem Kunststoffsack und

Tab. 2. Lage der Meßstellen, Niederschlagsgebiete, gemessene Abflüsse und errechnete Abflußspenden im Krofdorfer Forst

Meßstelle Nr.	Rechts Hoch	Zufluß zu	F _N ² (km ²)	Messungen am 22./23.5.75		Messungen am 18./19.9.75		Q Mai Q Sept. (%)
				Q (l/s)	Q (l/s.km ²)	Q (l/s)	Q (l/s.km ²)	
1	34 75 92 56 17 54	Salzböde	0,810	1,9	2,35	0,55	0,68	29
2	34 75 86 56 17 00			0,112	0,85	7,50	0,236	2,11
4	34 75 58 56 16 72		0,387	1,20	3,10	0,400	1,03	33
5	34 75 54 56 16 78		0,240	0,55	2,25	0,13	0,53	23
6	34 75 70 56 16 00		0,187	0,35	1,80	0,064	0,34	19
7	34 76 34 56 16 64		0,340	1,10	3,23	0,300	0,88	21
9	34 76 53 56 16 24		0,200	1,07	5,30	0,270	1,35	25,4
10	34 77 26 56 15 94		1,00	2,60	2,60	0,55	0,55	21
25	34 75 16 56 18 12		0,405	0,65	1,60	0,22	0,54	33
11	34 77 93 56 13 72	Lahn	1,18	3,50	2,95	0,75	0,64	21,6
21	34 72 03 56 15 84	Vers	0,93	1,4	1,5	0,28	0,30	20
22	34 73 67 56 16 75		0,562	0,75	1,34	0,21	0,37	27,6
23	34 73 73 56 16 52		0,97	1,65	2,40	0,6	0,62	25,8
24	34 73 66 56 16 52		0,69	1,45	2,10	0,56	0,81	38,6
26	34 74 20 56 18 18		0,25	0,70	2,80	0,14	0,56	20
27	34 73 44 56 17 40		0,28	0,75	2,70	0,16	0,57	21
30	34 75 94 56 13 16	Wißmarbach	0,875	3,60	4,10	1,30	1,49	36,3
33	34 75 32 56 13 88		0,625	2,30	3,68	0,56	0,90	- 24,5
12	34 75 84 56 13 90		0,60	2,42	4,00	0,50	0,83	20,2
14	34 75 77 56 14 41		0,19	0,18	1,00	0,04	0,21	21
15	34 75 72 56 14 60		0,78	2,00	2,55	0,75	0,96	37,6
16	34 75 45 56 14 74		0,75	1,30	1,73	0,33	0,44	25,4
17	34 75 15 56 14 70		1,25	3,30	2,64	0,70	0,56	21,2
18	34 75 18 56 14 65		1,00	1,80	1,80	0,31	0,31	17,2
19	34 72 96 56 14 21	Fohnbach	0,875	1,55	1,77	0,11	0,13	7,3
20	34 73 03 56 12 80		1,90	4,55	2,40	0,54	0,28	11,7
28	34 74 66 56 11 63	Gleibach	0,68	2,25	3,30	0,45	0,66	20
29	34 74 96 56 12 15		1,50	4,20	2,80	0,65	0,43	15,4
			Σ	19,5	49,92	11,16		23,74
			Ø	0,7	1,78	2,55	0,4 0,57	

anschließender Mengenmessung ausgeführt. Gemessen wurde an 28 ausgewählten Stellen, die verhältnismäßig weit am Unterlauf der Bäche, aber doch im anstehenden Gebirge liegen, um etwaige Verluste in Schuttfächern an der Ausmündung des Baches in das Haupttal zu vermeiden. Auch wurde grundsätzlich nicht unterhalb von Fischteichen als künstlichen Eingriffen in das Abflußverhalten der oberirdischen Gewässer gemessen. Die Lage der Meßpunkte geht aus Tab. 2 und den Abb. 3 und 4 hervor.

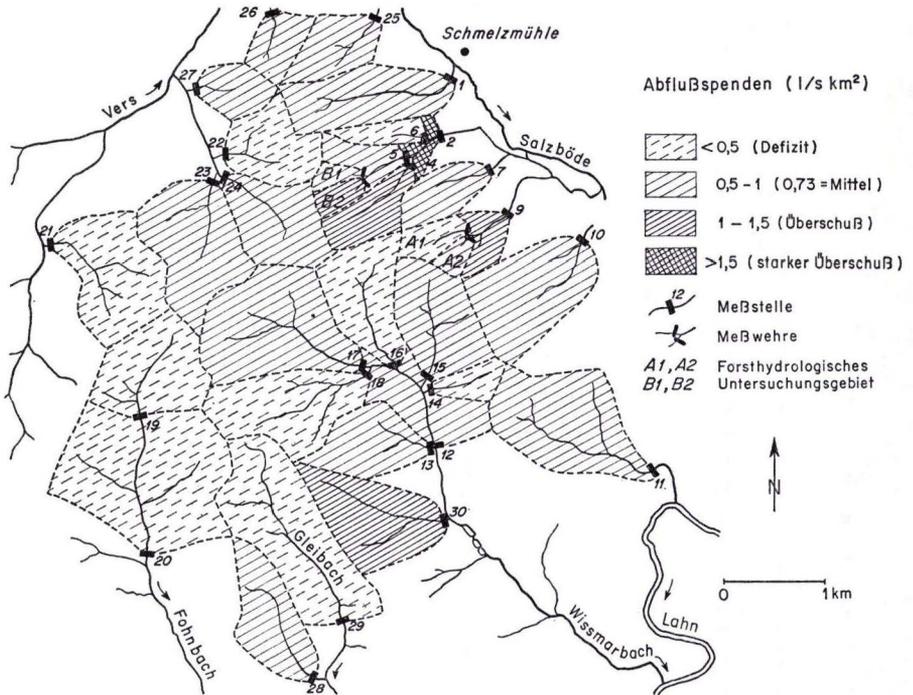


Abb. 4. Abflußmessungen im Krofdorfer Forst am 18./19. 9. 75.

In einigen Fällen wurden mehrere Messungen an verschiedenen Stellen eines Vorfluters vorgenommen, um Aussagen über den Abflußzuwachs (MATHESS & THEWS 1963) zu erhalten, so an den aus den Teilgebieten A und B abfließenden Bächen, am oberen Wismarbach und am Fohnbach (Meßstellen 19 und 20). Die fehlenden Meßstellennummern 3 und 8 sind die Meßwehre B1 + B2 und A1 + A2.

9. Ergebnisse der Messungen

9.1. Messungen am 22./23. 5. 1975 (Abb. 3, Tab. 2)

Die Messungen wurden in einer mehrwöchigen Schönwetterperiode durchgeführt. Nach dem Totalisator 4 („Schwarzer Fleck“) fielen im Mai 1975 im Krofdorfer Forst nur 22 mm Niederschlag. Auffällig geringe Abflußspenden wurden aus den gemesse-

nen Abflüssen im nördlichen und westlichen Teil des Forstes ermittelt. Verhältnismäßig hohe Abflußspenden ergaben sich dagegen im Niederschlagsgebiet des Wißmarbaches (Meßstelle 12 abzüglich der Werte der Meßstellen 14—18) und am zur Salzböde abfallenden Hang mit den Gebieten der Meßwehre. Es muß angenommen werden, daß die Überschußgebiete Gewinne aus angrenzenden Defizitgebieten erhalten, d. h. sowohl die Überschußgebiete als die Defizitgebiete werden wahrscheinlich stärker von wasserwegsamem und speicherfähigen Klüften durchzogen als die Gebiete mit mittleren Abflußspenden.

Nach den Messungen verläuft im Tal des oberen Wißmarbaches zwischen den Meßstellen 30 und 16 wahrscheinlich eine Zerrüttungs- und Störungszone von SSE nach NNW.

Dort, wo Abflußzuwachs durch mehrere Messungen an einem Vorfluter festzustellen war, wie an den Vorflutern aus den beiden hydrologischen Meßgebieten, dem oberen Wißmarbach und — weniger deutlich — am Fohnbach, konnte festgestellt werden, daß ein sehr wesentlicher Abflußzuwachs im unteren Teil der Bäche kurz vor Mündung in das Haupttal oder mit plötzlich gemindertem Gefälle auftrat. Daraus kann geschlossen werden, daß ein Teil der dem unterirdischen Abfluß zugute kommenden Niederschläge im Gebiet der Wasserscheiden tief in die Klüfte eindringt und erst nach längerem unterirdischem Fließweg in den Vorfluter eintritt (mittel- bis langfristiger unterirdischer Abfluß). Als mittlere Abflußspende wurden aus 28 Meßergebnissen $2,55 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ errechnet (Mittel Q:Mittel F_N).

9.2. Messungen am 18./19. 9. 1975 (Abb. 4, Tab. 2)

Die Messungen wurden nach einer mehrwöchigen Schönwetterperiode durchgeführt. Allerdings fielen in der Nacht vom 18. zum 19. 9. 1975 Niederschläge, die sich auf die Meßergebnisse an den Meßstellen 21—27 auswirkten. Nach Vergleichsmessungen hatte der Abfluß gegenüber dem Vortag um 20% zugenommen. Es wurde daher von den gemessenen Werten ein entsprechender Abzug vorgenommen. Nach dem Totalisator 4 fielen im Juni 1975 42,5 mm, im Juli 25,6 mm, im August 61,2 mm, im September 40,8 mm und im Oktober 29,1 mm Niederschlag (Abb. 2).

Im Mittel betrug der Abfluß etwa 24% des im Mai gemessenen Abflusses. Besonders stark war der Rückgang im Niederschlagsgebiet der Salzböde bei den Meßstellen 6, 7 und 10, im Niederschlagsgebiet der Lahn (Meßstelle 11), im Niederschlagsgebiet der Vers bei den Meßstellen 21, 26 und 27, im Niederschlagsgebiet des Wißmarbaches bei den Meßstellen 12, 14, 17 und 18. Sehr stark war auch der Abfluß in den Niederschlagsgebieten des Fohnbaches und des Gleibaches zurückgegangen.

Demgegenüber war der Abfluß an den Meßstellen 1, 2, 4 und 25 (Salzbödegebiet), 24 (Versgebiet) und 30 und 15 (Wißmarbach) viel geringer zurückgegangen. Dies läßt auf ein größeres Speichervolumen im Untergrund schließen. Die Anordnung der Gebiete mit geringem Rückgang der Abflußspende läßt 2—3 Zonen erhöhter Durchlässigkeit und Retention erkennen, von denen die deutlichste vom oberen Wißmarbach nach N durch das Gehänge am W-Rand des Salzbödetales verläuft. Das höhere Speichervolumen des Teilniederschlagsgebietes 24 dürfte mit einer E—W gerichteten

Störung zusammenhängen, ebenso das des Teilniederschlagsgebietes 30. Als mittlere Abflußspende wurden aus 28 Meßergebnissen $0,57 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ errechnet.

Eine Gegenüberstellung der Abflußspenden beider Meßzeiträume zeigt Abb. 5.

Im übrigen wurden die bei den Mai-Messungen festgestellten Unterschiede in den Abflußspenden von Teilniederschlagsgebieten abgeschwächt wiederum festgestellt. Als deutliche Überschußgebiete fielen ebenfalls das Teilniederschlagsgebiet 30, der

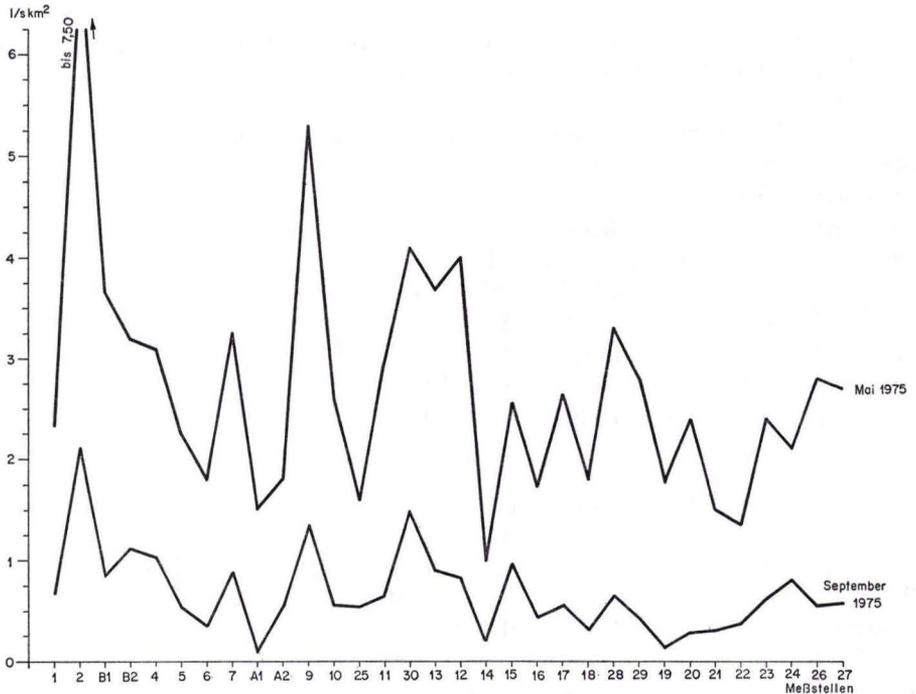


Abb. 5. Gegenüberstellung der Abflußspenden vom 22./23. 5. 75 und vom 18./19. 9. 75

südliche Teil des forsthydrologischen Untersuchungsgebietes B2, der südlich von diesem zur Salzböde entwässernde Bach und der Unterlauf des aus dem forsthydrologischen Untersuchungsgebiet A herausführenden Baches auf. Verluste aus den höheren Teilen der forsthydrologischen Untersuchungsgebiete traten auch jetzt wieder im Unterlauf der aus diesen herausführenden Bäche als erhebliche Überschüsse auf.

10. Schlußfolgerungen

Wie die durchgeführten Messungen und ein Vergleich benachbarter Teilniederschlagsgebiete zeigen, kann auch ein geologisch verhältnismäßig einförmig aufgebautes Gebiet im Rheinischen Schiefergebirge aufgrund unterschiedlicher Kluftverteilung und unterschiedlichem Tiefgang offener Klüfte sehr verschiedene Durchlässigkeiten und Speichervermögen aufweisen. Die Unterschiede im Speichervermögen zeigen sich

besonders deutlich in Vergleichsmessungen des Abflusses aus Teilniederschlagsgebieten an zwei weit auseinanderliegenden Zeitpunkten der Jahresabflußkurve (z. B. ausklingendes Winterhalbjahr und Trockenjahr).

Dem Mai-Niederschlag von 22,4 mm ($0,712 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) steht ein Abflußanteil, errechnet aus dem Mittel der 28 Abflußspenden, von rd. 80 mm ($2,55 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) gegenüber. In diesem Abfluß ist ein großer Teil Abfluß aus dem Speichervolumen, das im Winterhalbjahr aufgefüllt wurde, enthalten. Auch dem September-Niederschlag von 40,8 mm steht noch ein Abflußanteil von rd. 18 mm ($0,57 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) gegenüber, in dem noch Vorrat aus dem Winterhalbjahr enthalten ist. Die Höhe der Grundwasserneubildung läßt sich aus beiden Abflußspenden-Mitteln nicht schätzen. Sie dürfte zwischen dem Mittel der Mai-Abflußspenden und dem der September-Abflußspenden liegen. Der Mittelwert beträgt 49 mm ($1,55 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$). Dieser Wert kommt der Abschätzung der Grundwasserneubildung aus der mittleren Sommerniedrigwasserabflußspende (SoMNq) der Jahresreihe 1961—1972 am Pegel Etzelsmühle der Salzböde, rd. 2 km N des nördlichsten Teiles des Krofdorfer Forstes, nahe. Sie beträgt $1,46 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ (46 mm). Ob sich durch Vergleich von zwei wie hier ausgewählten Abflußspenden-Mitteln überhaupt eine gute Näherung an die jeweilige Jahres-Grundwasserneubildung erzielen läßt, müßte noch durch Vergleiche in geologisch andersartig aufgebauten Gebieten untersucht werden.

Die für den Hydrogeologen wichtige Erfassung von Zonen größerer Durchlässigkeit und höheren Speichervolumens in einem schlecht aufgeschlossenem und wenig grundwasserhöffigen Gebirge kann durch die Vergleichskartierung wesentlich erleichtert werden. Sind mit der Kartierung der Quellen und der Messung von Niedrigwasserabflüssen (MATTHES & THEWS 1961; NÖRING, MATTHES & THEWS 1967) bereits wichtige hydrogeologische Erkenntnisse zu gewinnen (Art, Lage und Verteilung der Grundwasserleiter, der Einzugsgebiete und Abflußspenden), so können mittels der Messungen des Abflußzuwachses (MATTHES & THEWS 1963) auch Gebiete größerer Durchlässigkeit eingengt und kartiert werden.

Die vergleichenden Abflußmessungen zu verschiedenen Jahreszeiten lassen zusätzlich die Gebiete erkennen, deren Speichervolumen gegenüber dem Mittel verhältnismäßig groß oder auch verhältnismäßig klein ist, so daß damit wiederum über die vorherigen Aussagen hinausgehende Erkenntnisse möglich sind. Für die Beurteilung von Grundwasservorkommen in Festgesteinen sind diese Messungen sehr brauchbar.

Im konkreten Fall des Krofdorfer Forstes zeigten die Messungen:

1. Es sind mehrere Zonen erhöhter Durchlässigkeit und erhöhten Speichervolumens innerhalb eines insgesamt wenig durchlässigen Gebirgsblockes vorhanden. Sie dürften mit junger Dehnungsbruchtektonik zusammenhängen.
2. Auch innerhalb eines kleinen Niederschlagsgebietes können genügend tiefreichende offene Klüfte vorhanden sein, auf denen das Grundwasser tiefer absinkt, sei es, daß der Grundwasserabfluß von der sich schließenden Kluft und ihrem Sohlgefälle, sei es, daß er von einem zusammenhängenden, flach zu den Haupttälern geneigten Grundwasserspiegel bestimmt wird; dieses Grundwasser läßt sich meßtechnisch

kaum völlig erfassen. Immerhin haben auch diese Messungen bestätigt, daß, wie häufig, große Grundwassermengen in den Unterlauf örtlicher Vorfluter kurz vor dem Verlassen des Gebirges und der Ausmündung in das Haupttal eintreten.

11. Schriftenverzeichnis

- ACHENBACH, K. H. (1956): Alte Streifensysteme und Ortswüstungen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges zwischen Ober- und Unterlahn; Teil 2: Krofdorfer Wald und Hohensolmsener Bergland. — Diss.; Marburg/Lahn.
- BALAZS, A. & BRECHTEL, H. K. (1974): Wieviel Wasser kommt aus dem Wald? — Allg. Forst-Z., **29**, 49: 1083—1090, 5 Tab., 3 Abb.; München.
- COHAUSEN, A. v. (1885/86): Schlackenhalde im Krofdorfer Forst. — Ann. Ver. nass. Altertumskd. Geschichtsforsch., **19**: 182, 183; Wiesbaden.
- HAUSCHULZ, J. (1959): Gewässerkundliches Kartenwerk Hessen. Herausg. vom hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten, Abt. Wasserwirtsch.; Wiesbaden.
- HENNINGSEN, D. (1961): Untersuchung über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. — Geol. Rdsch., **51**: 600—626; Stuttgart.
- (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.
- KEGEL, W. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5317 Rodheim-Bieber, 2., unveränd. Aufl., 8 + 48 S., 5 Abb.; Wiesbaden.
- LEIB, J. (1974): Krofdorf-Kleiberg zwischen Tradition und Fortschritt. — Heimatb. 1200-Jahr-Feier; Gießen.
- MATTHES, G. & THEWS, J. D. (1961): Die Hydrogeologie in den Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25000. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 415—419; Wiesbaden.
- (1963): Der Abflußzuwachs als Hilfsmittel bei der Beurteilung von Wassererschließungsmöglichkeiten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 231—236, 2 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- NÖRING, F., MATTHES, G. & THEWS, J. D. (1967): Die hydrogeologische Feldkartierung. — Mem. I.A.H. Congress 1965, **7**: 240—244; Hannover.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1970): Bruch- und Dehnungstektonik im östlichen Rheinischen Schiefergebirge als Auswirkung des Oberrheingrabens. — Z. dt. geol. Ges., **121**: 129—141, 3 Abb.; Hannover.
- Ergänzungshefte zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch 1961—1972, Land Hessen; Hess. L.-Anst. Umwelt.

Manuskript eingegangen am 21. 11. 1975

Ein neues Salzwasservorkommen im Stadtgebiet von Gießen (Mittelhessen)

Von

HANS-JÜRGEN PICKEL und KLAUS WIEGAND *

Kurzfassung: Anhand von zwei Tiefbohrungen wird die Erschließung eines Mineralwasserkonzentration besitzenden Na-Cl-Wasservorkommens im Stadtgebiet von Gießen beschrieben. Salzwasserführend sind Gesteine des paläozoischen Grundgebirges (u. a. mitteldevonischer Dolomit), die in Tiefschollen am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges unter Tertiärbedeckung erbohrt wurden. Das erschlossene Salzwasser wird mit dem Mineralwasser von Bad Nauheim am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges verglichen.

Abstract: In the town of Gießen, Hesse, mineral water of the NaCl-type was found in two drillholes (97,30 m and 164,00 m deep). The water is circulating in paleozoic rocks under overlying tertiary strata. Geological well logs and chemical composition of the water are described, interpreted and compared with the mineral water of Bad Nauheim at the eastern margin of the "Rhenish Schiefergebirge".

Inhalt

1. Einleitung	245
2. Schichtenverzeichnisse der Bohrungen	246
3. Analysen der Brunnenwässer	247
4. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse	250
5. Schriftenverzeichnis	251

1. Einleitung

In den Jahren 1968/69 wurde auf dem Werksgelände der Firma Gail'sche Tonwerke in Gießen ein Na-Cl-Wasser von Mineralwasserkonzentration in einer zur Betriebswassergewinnung vorgesehenen Brunnenbohrung von 97,30 m Tiefe erschlossen. Ein weiterer Salzwasseraufschluß wurde im Jahre 1972 in Gießen-Wieseck mit der 164 m tiefen Bohrung des Graf-Meinhard-Sprudels der Firma Gießener Getränke-Industrie Graf Groeben KG geschaffen. Damit ist an zwei Stellen des Stadtgebietes von Gießen ein Salzwasservorkommen im tieferen Untergrund nachgewiesen. Im folgenden werden die Schichtenverzeichnisse der Bohrungen und die Analysen der erschlossenen Wässer mitgeteilt und ausgewertet.

* Dr. H.-J. PICKEL, Ingenieurbüro Dr. PICKEL, Postfach 120, 3501 Fuldata 1. Dr. K. WIEGAND, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Die Verfasser danken der Firma Gail'sche Tonwerke Gießen und der Firma Gießener Getränke-Industrie Graf Groeben KG, Gießen-Wieseck, für die Erlaubnis zur Veröffentlichung der Ergebnisse.

2. Schichtenverzeichnisse der Bohrungen

2.1. Bohrung Gail'sche Tonwerke

Lage: Bl. 5418 Gießen, R 347796, H 560329, ca. 165 m über NN, Rotary-Spülbohrung, \varnothing 850 mm, aufgenommen von SCHENK

— 1,00	graubrauner Sand, Lehm und Ton und weiße Tonbrocken, aufgefüllter Boden	Quartär
— 4,50	Ton, grauweiß	<hr/> Oligozän — Miozän Gail'sche Serie
— 6,80	desgl., sehr feinsandig	
— 7,60	Ton, grau	
— 9,45	Ton, dunkelgrau, mit schwarzgrauen Lagen	
— 10,10	Ton, grauweiß	
— 11,00	desgl., gelb, rostfleckig	<hr/> Oligozän Meeressand
— 12,00	Ton, grauweiß	
— 13,00	Feinsand, weißgrau	
— 13,70	Feinsand wie vor, tonig	
— 16,80	Feinsand, grau, schwach tonig	
— 18,60	Ton, grauweiß, sehr sandig	
— 21,10	Feinsand, grau	
— 22,30	desgl., mit Kohle	
— 28,50	desgl., mit Kohlestückchen und Schwefelkies	
— 40,00	Feinsand, grau	
— 42,20	Ton, dunkelgrau, feinsandig, mit Glimmer und verfestigten Sandlagen (Schwefelkies)	<hr/> Unt. Rupelton
— 45,05	Ton, dunkelgrau, mit Markasit	
— 47,30	Ton, hellbraun, fett, mit großen Markasitknollen	
— 48,50	Ton, hellgrau, rot und hellbraun gefleckt, fett	
— 49,50	Ton, hellrot, fett	
— 50,50	desgl., mit weißen Lagen	
— 53,50	Ton, hellrot	
— 54,70	Ton, hellbraun, fett	
— 55,80	Ton, hellbraun, rötlich, fett	
— 56,70	Ton, grauweiß	
— 57,20	Ton, hellgrauweiß und grünlich, fett	<hr/> Äquivalente der Bunten Tone der Lindener Mark
— 59,60	Ton, hellgrau, fett	
— 60,60	Ton, hellgraubräunlich, fett	
— 61,60	Ton, hellbraun, fett	
— 62,60	Ton, hellrot, fett	
— 64,50	Ton, braunrot	
— 68,50	Ton, schwarzrotbraun	
— 69,50	Ton, dunkelrotbraun, fett	
— 70,50	Ton, rotbraun	
— 71,50	desgl., heller	
— 73,50	desgl., mit feinen Körnern	
— 75,65	Ton, hellrotbraun, fett	
— 76,30	Ton, rötlichgrau, fett	
— 78,30	Ton, hellgrau, blaßrötlich, fett	
— 78,70	Ton, grau, rötlich	

— 79,70	Sand, dunkelgrau, grob	Paläozoisches
— 80,70	Gestein, fest, zersplittert	Grundgebirge
— 82,70	desgl., fein zersplittert, mit rötlichem Ton	(? Devon)
— 83,70	Spateisenstein, hell, gelblichgrau, mit großen Kristallen, desgl., Kalkspat	
— 85,70	desgl., mit dunkelrotbraunem Ton	
— 92,20	Spateisenstein	
— 97,30	Letten, dunkelgrünlichgrau und rötlichgrau	

2.2. Bohrung Graf-Meinhard-Sprudel

Lage: Bl. 5318 Allendorf a. d. Lumda, R 347942, H 560865, ca. 181 m über NN, Rotary-Spülbohrung, A-Ø 311 mm, E-Ø 120 mm, aufgenommen von WIEGAND

— 2,00	Grobsand, gelb-graugelb, z.T. feinkiesig, schluffig-tonig	Miozän
— 5,00	Feinsand, gelb	
— 6,00	Feinsand, weißlich	
— 20,00	Feinsand, weißlich-gelblich	
— 22,00	Feinsand, mittelgrau, tonig	
— 26,00	Ton, mittelgrau-graubraun, feinsandig	Oligozän — Miozän
— 33,00	Ton, gelbbraun-hellbraun, z.T. etwas sandig	Gail'sche Serie
— 34,00	Ton wie vor und Kies	
— 44,00	Kies (Bohrklein im wesentlichen aus Quarz, wenig Quarzit) und Ton wie vor	Oligozän Schleichsand
— 46,00	Ton, gelbbraun-hellbraun, und geringer Kiesanteil wie vor	Ob. Rupelton
— 51,00	Ton, gelbbraun-hellbraun und mittelgrau	
— 53,00	Grobsand — Feinkies, gelbbraun, tonig	Meeressand
— 56,00	Grobsand, gelbbraun, tonig	
— 57,00	Grobsand, graugelb-hellbraun	
— 61,00	Mittel- bis Grobsand, graugelb	
— 66,00	Fein- bis Mittelsand, hellgrau	
— 69,00	Fein- bis Mittelsand, hellbraun	
— 72,00	Ton, mittelbraun-graubraun	Unt. Rupelton
— 82,00	Ton, hellbraun-mittelbraun-gelbbraun	
— 142,00	Ton, rot-rotbraun, vereinzelt mit kleinen Stückchen von Tonschiefer, braun-dunkelbraungrau	Äquivalente der Bunten Tone der Lindener Mark
— 146,00	Ton wie vor mit eckigem Bohrklein von Kalkstein bis Dolomit, hellbraun, z.T. spätig, kleine Kristalle in Poren, und vereinzelt von Quarz, weißlich	
— 164,00	Dolomit, hellbraun und hellgrau	Mitteldevon

3. Analysen der Brunnenwässer

3.1. Brunnen Gail'sche Tonwerke

Analytiker: Institut Fresenius, Wiesbaden

Tag der Probennahme: 2. September 1970

Temperatur des Wassers an Ort und Stelle:

11,8 °C

Temperatur der Luft:

24,2 °C

Barometerstand:

762 Torr

Höhe über NN:

165 m

Dichte, bei 20 °C pyknometrisch bestimmt:

1,0009 g/ml

pH-Wert, elektrometrisch an der Quelle gemessen:

7,25

In einem Kilogramm Wasser sind enthalten:

Kationen:

	<u>mg</u>	<u>mval</u>	<u>mval-%</u>
Natrium (Na ⁺)	1026	44,63	76,93
Kalium (K ⁺)	18,9	0,4833	0,83
Ammonium (NH ₄ ⁺)	0,05	0,0028	0,01
Magnesium (Mg ²⁺)	60,0	4,936	8,51
Calcium (Ca ²⁺)	158,7	7,919	13,65
Mangan (Mn ²⁺)	0,75	0,0273	0,05
Eisen (Fe ²⁺) *	0,34	<u>0,0122</u>	<u>0,02</u>
	<u>Summe:</u>	58,01	100,0

Anionen:

Fluorid (F ⁻)	0,28	0,0147	0,03
Chlorid (Cl ⁻)	1727	48,71	83,85
Bromid (Br ⁻)	1,31	0,0164	0,03
Jodid (J ⁻)	0,24	0,0019	-
Nitrit (NO ₂ ⁻)	0,01	0,0002	-
Nitrat (NO ₃ ⁻)	0,25	0,0040	0,01
Sulfat (SO ₄ ²⁻)	253,8	5,284	9,09
Hydrogenphosphat (HPO ₄ ²⁻)	0,02	0,0004	-
Hydrogencarbonat (HCO ₃ ⁻)	<u>247,7</u>	<u>4,06</u>	<u>6,99</u>
	Summe: 3495	58,09	100,0

Undissoziierte Stoffe:

	<u>mmol</u>
Kieselsäure (meta) (H ₂ SiO ₃)	<u>20,7</u>
Gelöste feste Bestandteile	Summe: 3516

Gasförmige Stoffe:

Freies gelöstes Kohlendioxid (CO ₂)	<u>10</u>	0,23 = 5 ml bei 0° C und 760 Torr
	Summe: 3526	

*) Das Wasser enthält ~ 0,3 mg ungelöstes Eisen III-Hydroxid.

In Spuren sind nachweisbar: Hydrosulfid (HS⁻) bzw. Schwefelwasserstoff (H₂S) ~ 0,02 mg

Bemerkungen: Oxidierbarkeit (KMnO₄-Verbrauch) 10 mg/kg
Gesamt-Phenole 0,003 mg

Der Förderstrom betrug 100 m³/h bei einer Absenkung auf 27 m u. G.

Gemäß den „Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen“, herausgegeben vom Deutschen Bäderverband, ist das Wasser nomenklatorisch als ein „Natrium-Chlorid-Wasser“ zu kennzeichnen.

3.2. Graf-Meinhard-Sprudel

Analytiker: Institut Fresenius, Wiesbaden

Tag der Probennahme: 4. August 1972

Temperatur des Wassers an Ort und Stelle:

14,2 °C

Temperatur der Luft:

21,2 °C

Barometerstand:

758 Torr

Höhe über NN:

181 m

Dichte, bei 20 °C pyknometrisch bestimmt:

1,000 g/ml

pH-Wert, elektrometrisch an der Quelle gemessen:

7,3

In einem Kilogramm Wasser sind enthalten:

Kationen:

	<u>mg</u>	<u>mval</u>	<u>mval-%</u>
Natrium (Na ⁺)	629,5	27,38	76,42
Kalium (K ⁺)	11,4	0,2915	0,81
Magnesium (Mg ²⁺)	40,0	3,291	9,19
Calcium (Ca ²⁺)	95,8	4,780	13,34
Strontium (Sr ²⁺)	1,97	0,0450	0,12
Mangan (Mn ²⁺)	0,31	0,0113	0,03
Eisen (Fe ²⁺⁽³⁺⁾)	0,87	0,0312	0,09
Summe:		35,8300	100,0

Anionen:

Fluorid (F ⁻)	0,20	0,0105	0,03
Chlorid (Cl ⁻)	1008	28,43	79,36
Nitrit (NO ₂ ⁻)	0,009	0,0002	---
Nitrat (NO ₃ ⁻)	1,02	0,0165	0,05
Sulfat (SO ₄ ²⁻)	105,5	2,196	6,13
Hydrogenphosphat (HPO ₄ ²⁻)	0,10	0,0021	---
Hydrogencarbonat (HCO ₃ ⁻)	315,5	5,17	14,43
Summe:	2210	35,83	100,0

Undissoziierte Stoffe:

		<u>mmol</u>
Kieselsäure (meta) (H ₂ SiO ₃)	33,8	0,433
Gelöste feste Bestandteile	Summe: 2244	

Gasförmige Stoffe:

Freies gelöstes Kohlendioxid (CO ₂)	~ 9	0,20 = ~ 5 ml bei 0°C und 760 Torr
Summe:	2253	

Nicht nachweisbar sind:Ammonium (NH₄⁺), Hydrogensulfid (HS⁻) bzw. Schwefelwasserstoff (H₂S)In Spuren sind nachweisbar:Bromid (Br⁻) < 1 mg; Jodid (J⁻) < 0,1 mgBemerkungen:

Abdampfrückstand, 180°C	2086	mg
Oxidierbarkeit (KMnO ₄ -Verbrauch)	13	mg
Gesamt-Phenole	0,022	mg

Zur Zeit der Probennahme besaß der Graf-Meinhard-Sprudel einen artesischen Auslauf von 2,5 l/s (Stauhöhe 5,25 m WS).

Gemäß den „Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen“ ist das Wasser als ein „Natrium-Chlorid-Wasser“ zu kennzeichnen.

4. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse

Die mit der Bohrung des Graf-Meinhard-Sprudels angetroffene Schichtenfolge läßt sich, vorbehaltlich einer paläontologischen Bearbeitung des Bohrmaterials, nach lithologischen Merkmalen etwa folgendermaßen einstufen: Die über dem mitteldevonischen Dolomit von 82–146 m erbohrten rotbraunen Tone sind Äquivalente der Bunten Tone der Lindener Mark. Die zwischen 69 und 82 m liegenden braunen Tone werden dem Unteren Rupelton, die Sandfolge von 51–69 m dem Meeressand zugeordnet. Die von 44–51 m angetroffenen gelbbraunen Tone sind als Oberer Rupelton und die von 34–44 m erschlossene Kies- und Tonfolge als Schleichsand anzusehen. Das Profil wird nach oben hin durch die Gail'sche Serie von 22–34 m und wahrscheinlich miozäne Feinsande von 0–22 m abgeschlossen. Aus der Mächtigkeit der tertiären Schichtenfolge und der Tiefenlage des Dolomits resultiert, daß die Bohrung wahrscheinlich in einer am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges staffelartig abgesunkenen Tiefscholle steht. Nach den angetroffenen hydrochemischen Verhältnissen ist im paläozoischen Grundgebirge ein Salzwasserstockwerk entwickelt, das durch die Bunten Tone und den Unteren Rupelton gegen das in den tertiären Sanden ausgebildete Süßwasserstockwerk abgedichtet ist.

Ein Wasser von ähnlicher Zusammensetzung, aber etwas höherer Konzentration, wurde bereits 3 Jahre zuvor in der Tiefbohrung auf dem Werksgelände der Firma Gail'sche Tonwerke erschlossen. Die dabei erbohrten Schichten lassen sich nach lithologischen Merkmalen folgendermaßen gliedern: Die Gesteine von 78,70–97,30 m sind höchstwahrscheinlich paläozoischen (? devonischen) Alters. Die von 48,50 bis 78,80 m anstehenden rotbraunen Tone können als Äquivalente der Bunten Tone der wenig westlich gelegenen Lindener Mark aufgefaßt werden, die darüber von 42,20 bis 48,50 m folgenden grauen und braunen Tone als Unterer Rupelton. Die von 12,00 bis 42,20 m erbohrte Feinsandfolge entspricht dem Meeressand. Die darüber folgenden Tone gehören der Gail'schen Serie an.

Nach dieser Einstufung kommt es offenbar im Gebiet der Gail'schen Tonwerke, im Vergleich zu dem Profil des Graf-Meinhard-Sprudels, zu einem Ausfall von Schichtgliedern (z. B. Oberer Rupelton und Schleichsand), was durch eine küstennähere Lage während der Sedimentation begründet sein kann. Auch diese Bohrung steht in einer Tiefscholle am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges. Das Salzwasser tritt der Bohrung aus dem paläozoischen Grundgebirge zu.

Da aus der näheren Umgebung von Gießen keine größeren Salinarvorkommen bekannt sind, müssen die Na-Cl-Lösungen aus weiterer Entfernung im tieferen Untergrund dem Stadtgebiet zufließen. Die Salzlösungen werden durch süßes Grundwasser, das sich entlang den Fließwegen diesen beimischt, verdünnt. Je nach Beschaffenheit des süßen Grundwassers treten Unterschiede in der Zusammensetzung auf. So ist der höhere HCO_3 -Gehalt im Graf-Meinhard-Sprudel durch beigemischtetes süßes Grund-

wasser aus karbonatischen paläozoischen Gesteinen zu erklären. Die Sulfate stammen aus Süßwässern, die sulfidhaltige Gesteine des paläozoischen Grundgebirges durchflossen haben. Dahingehend ist auch der Schwefelwasserstoffwert von 0,02 mg/kg Wasser der Gail'schen Bohrung zu deuten.

Bei der Frage nach der Herkunft der Wässer bietet sich ein Vergleich mit den am nächsten gelegenen Heilquellen des Hess. Staatsbades in Bad Nauheim und den weiter nördlich davon im Wettertal bekannten Salzwasservorkommen (SCHARPFF 1974) an, zumal die Sprudelbohrungen des Staatsbades Bad Nauheim ebenfalls ein Na-Cl-Wasser aus mitteldevonischen Kalksteinen fördern.

	Sprudel XII Bad Nauheim mval %	Gail'sche Tonwerke mval %	Graf-Meinhard- Sprudel mval %
Cl	93,63	83,85	79,36
HCO ₃	6,18	6,99	14,43
SO ₄	0,17	9,09	6,13
Salinarverhältnis Cl:SO ₄ (bezogen auf mval)	555	9,2	12,9
Hydrogenkarbonat-Salinar- Verhältnis HCO ₃ :(Cl + SO ₄)	0,06	0,07	0,16

Im Vergleich zum Graf-Meinhard-Sprudel macht sich beim Sprudel XII von Bad Nauheim die Verdünnung durch HCO₃-haltiges süßes Grundwasser nicht so stark bemerkbar, so daß der HCO₃-Gehalt hier anteilmäßig noch gering ist, was sich auch im geringeren Hydrogenkarbonat-Salinar-Verhältnis niederschlägt. Ähnlich verhält es sich auch mit den SO₄-gehalten, so daß der Sprudel XII im Gegensatz zu beiden Gießener Wässern ein extrem hohes Salinar-Verhältnis aufweist. Mit zunehmender Verdünnung steigt der SO₄-und HCO₃-Anteil (= fallendes Salinar-Verhältnis und zunehmendes Hydrogenkarbonat-Salinar-Verhältnis). Insgesamt gesehen können die Gießener Wässer aus dem gleichen Wassertyp wie die Bad Nauheimer Sprudel abgeleitet werden. Abweichend von Bad Nauheim fehlen in Gießen erhöhte Gehalte an freiem gelöstem Kohlendioxid.

Eine hydraulische Verbindung zwischen den beschriebenen Salzwasservorkommen können die Störungen bilden, die vom Wettertal nördlich von Bad Nauheim weiter nach N bis NNW bis in das Gebiet von Gießen verlaufen und an denen das paläozoische Grundgebirge des Rheinischen Schiefergebirges nach E hin abbricht.

5. Schriftenverzeichnis

SCHARPFF, H.-J. (1974): Verbreitung und Dynamik der mineralwasserbeeinflussten Grundwässer der Wetterau/Hessen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 70: 103—158, 14 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 29. 8. 1975

Zur Geologie und Geschichte der Bad Nauheimer Sprudel

Von

EBERHARD KÜMMERLE*

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

Kurzfassung: Unter Hinweis auf die im Abschluß befindliche geologische Neukartierung des Bl. Friedberg wird im folgenden ein Rückblick auf die Geschichte der Soleerschließung in Bad Nauheim vermittelt. Im Laufe der aufgezeigten historischen Entwicklung entstand unsere Vorstellung vom Untergrund der Badstadt und ihrer Mineralquellen. Dieses geologische Bild wird unter dem Blickwinkel der Neukartierung kritisch beurteilt, bestätigt oder ergänzt. Die Vorstellung der „Hauptquellspalte“ ist ungeeignet, die komplizierten Untergrundverhältnisse zu klären.

Abstract: The historical development of the Hessian spa Bad Nauheim, first of all its mineral springs, is presented to explain narrow relations to geological circumstances.

Inhalt

1. Einleitung	253
2. Vorkommen von Mineralwasser in Bad Nauheim	254
2.1. Natürliche Quellaustritte	254
2.2. Schachtbrunnen	258
2.3. Bohrungen	259
3. Die „Hauptquellspalte“ von Bad Nauheim	265
4. Schriftenverzeichnis	268

1. Einleitung

Auf dem Bl. 5618 Friedberg gehört das Stadtgebiet von Bad Nauheim zu denjenigen mit der größten Aufschlußdichte. Seit Jahrhunderten wird hier Sole erschlossen, zunächst aus Schächten, dann aus Bohrungen. Eine Zusammenstellung zahlreicher Bohrprofile gab SCHÖNHALS 1936. Seitdem ist keine Bohrung auf Sole mehr niedergebracht worden, doch ergeben alte Archivaufzeichnungen und neuere Aufschlüsse eine Menge kaum bekannter Einzelheiten, die einer zusammenhängenden Darstellung wert sind und vielleicht noch offene geologische Fragen klären helfen.

Auch eine Überarbeitung der Bohrprofile scheint notwendig. Sie sollen in den Erläuterungen zum Bl. 5618 Friedberg abgedruckt werden.

* Dr. E. KÜMMERLE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Der Dank des Verfassers gilt dem Leiter des Betriebsamtes des Staatsbades Nauheim, Herrn Dipl.-Ing. SCHARF, für die Erlaubnis, Bohrproben und Originalberichte einsehen und darüber berichten zu dürfen. Der Archivarin des Friedberger Stadtarchivs, Frau M. THOMAS, wird für ihre Mithilfe gedankt, sowie den Herren Dr. HÖLTING, Dr. SCHARPFF, Dr. THEWS und Dr. WIEGAND in Wiesbaden, Dr. W. LINDNER, Dr. med. H. MARTIN, Dipl.-Ing. GRÖNKE, Rechtsanwalt E. BRÜCHER und Archivar MÄDEL in Bad Nauheim für Diskussionen und wertvolle Hinweise.

Der Begriff „Sprudel“ wird im Sinne der Verordnung über Tafelwässer vom 12. 11. 1934, Fassung vom 11. 2. 1938 (RGBl I S. 199), § 2 (3), gebraucht. Zum Begriff „Sole“ vgl. § 5 obiger Verordnung sowie FRICKE (1969).

2. Vorkommen von Mineralwasser in Bad Nauheim

Die drei Wahrzeichen des Hessischen Staatsbades, der „Große Sprudel“ und der „Friedrich-Wilhelm-Sprudel“ im Zentrum und der „Ernst-Ludwig-Sprudel“ in der Nordostecke des monumentalen „Sprudelhofes“, sind derzeit letztes Ergebnis einer langwierigen Suche nach dem Bodenschatz Mineralwasser (Abb. 1).

Jahrtausendlang ging es in Bad Nauheim nur darum, Kochsalz zu gewinnen. Wichtigstes Kriterium bei der Beurteilung einer Quelle war daher die Salzkonzentration, bis dann das Aufblühen des Heilbades im vorigen Jahrhundert die Salzsiederei abzulösen begann, wobei Temperatur und Kohlensäuregehalt des Wassers in den Vordergrund rückten.

Das Aufsuchen und die Betreuung der Quellen sind eine geologische Aufgabe. Die Geologen DUNKER, LUDWIG, LEPSIUS und CHELIUS widmeten sich jahrelang der Saline Nauheim. Eine der ersten Anregungen, das Mineralwasser auch in den Dienst der Medizin zu stellen, gab ein Geologe, G. A. WILLE. Er bedauerte, daß „Arzt und leidende Menschheit sich noch nicht in dem glücklichen Besitz sehen, die zur unmittelbaren Benutzung schon erwärmten Heilquellen gebrauchen zu können, . . .“ um so mehr, als ja hier „Leidende die Erfüllung der schönen Hoffnung eines Genesens erwarten können“ (1828: 125—126). Die Saline besaß damals sogar schon ein „Knappschaftsbad“, bestehend aus einer einzigen Wanne in einer alten Materialkammer. Die erste öffentliche Solbadeanstalt wurde sieben Jahre nach WILLES Anregung eingerichtet. In einer Zeit, in der die Todesursache der meisten Mitteleuropäer Herz- und Kreislaufleiden sind, verdient die Äußerung WILLES unsere Erinnerung.

2.1. Natürliche Quellaustritte

Erste, schon in vorgeschichtlicher Zeit genutzte Vorkommen der Nauheimer Mineralwässer waren deren natürliche Austritte in der Talau der Usa. Davon legen beispielsweise Reste von Quellsintern als kalkige Krusten Zeugnis ab. Einen solchen Sinter von $\frac{1}{2}$ —1 m Dicke erwähnt LUDWIG (1865) aus der Kurstraße, wo eine „Solquelle zwischen den Häusern des Physikus Dr. med. Bode (heute Nr. 23) und des Maurermeisters Grünwald“ (heute Nr. 21) lag. Bei den Voruntersuchungen zu einem Hallenbad im Parkhotel, Kurstraße 2—4, fand man zwischen 1,5 und 2,5 m Tiefe einen weißgrauen Kalkschluff über torfig-sandigem Hochflutlehm, der auf sandigem Kies der Niederterrasse der Usa lag (MÜLLER 1969).

In einer der Bohrungen zur Untersuchung des Baugrundes für das Thermalbewegungsbad wurde unter einer 1,45 m starken Deckschicht von teilweise steinig-kiesigem Lehm eine rötlichbraune Sinterkalklage von 0,25 m, auf Kies der Niederterrasse liegend, durchbohrt (WIEGAND 1970, Bg. 1).

Bei der Herstellung eines Kanalgrabens längs der nördlichen Kurstraße wurde in Höhe der Hauptstraße in jüngsten Ablagerungen ein Quellsinter angeschnitten, der vielleicht vom Karlsbrunnen oder von der alten Quelle auf der Gänsweide stammt (handgezeichnetes Profil bei der Verwaltung des Bades). Ein großer, flacher Kuchen von Kalk mit Eisenerz wurde als Absatz einer Quelle in der Nähe der Saline gefunden (CHELIUS 1905: 90). Auch an zahlreichen anderen Stellen nahe dem ehemaligen Dorfe Nauheim gab es „am Rand der jungen Usaablagerungen über Moor und Schlick“ Quellsinter. Weil die Quellen flache Senken im nahezu ebenen Talgrund speisten, bauten sie sich mit der Zeit mit ihren eigenen Absätzen zu und traten an immer neuen Stellen aus (CHELIUS 1902: 44).

Die flachen, mehr oder weniger mit Sole gefüllten Tümpel wurden als „Soden“ bezeichnet. Im 16. Jahrhundert gab es in Nauheim an die 30 davon. Gegen Zahlung eines Sodenzinses an die Gemeinde oder den Landadel durfte man sie auf Salz ausbeuten. Soden gab es wohl nicht nur im Gebiet zwischen Friedberger Straße und südlicher Kur- und Zanderstraße („Am Siebel“), sondern auch um die heutigen Sprudel, vielleicht auch in der „Sodenschmiede“ NW des Rohsolebehälters (vgl. auch die „Sodenwiesen“ im Wettertal N Hof Löwenthal).

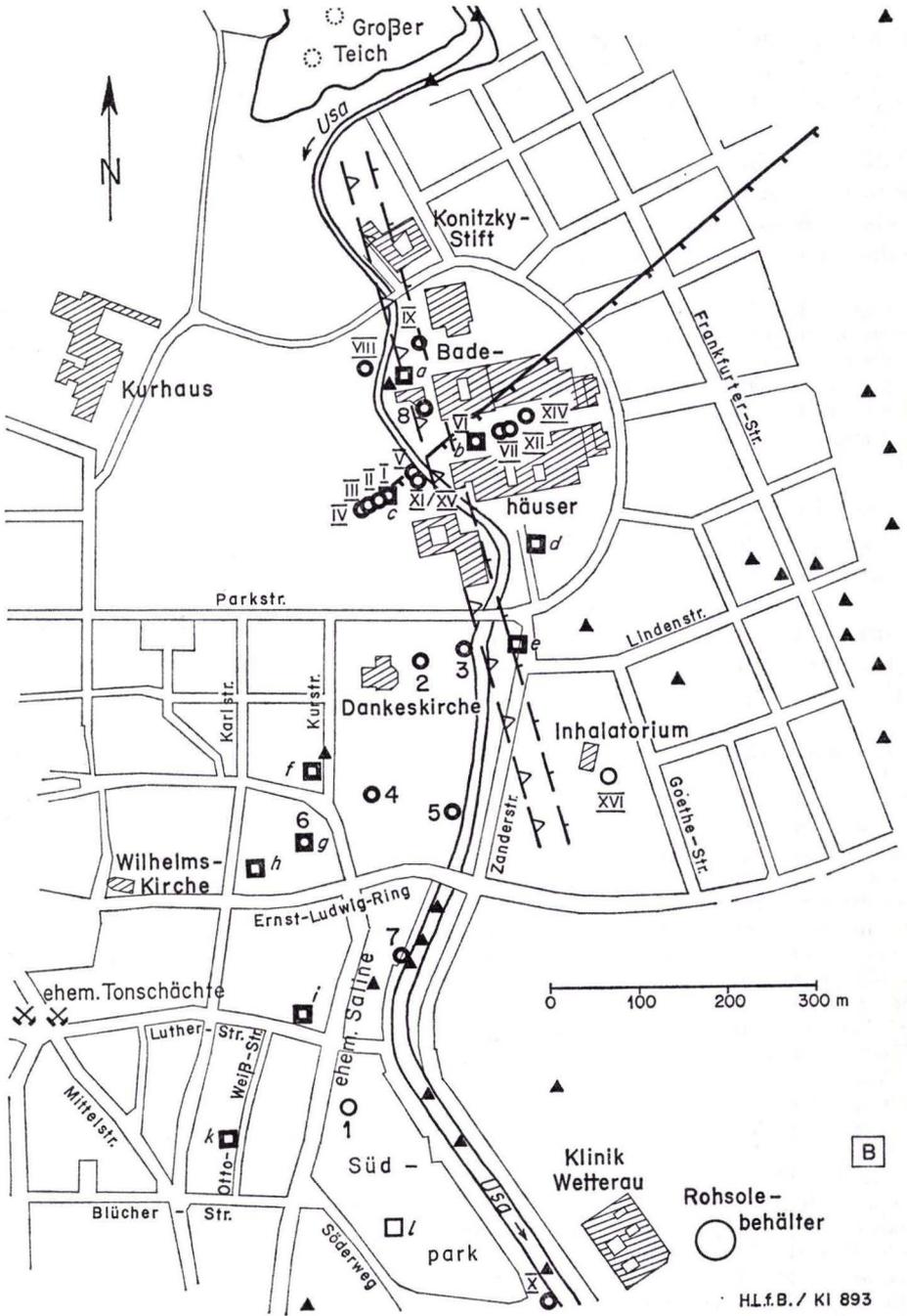
Genauere Angaben haben wir über Mineralwasseraustritte im Bett der Usa. Waitz v. Eschen (1698—1776), der die Salzgewinnung in großartiger Weise technisierte, beobachtete systematisch den Bach. Eine Stelle, „wo aus vier Quillöchern auf engbegrenztem Raume Solwasser in starker Menge hervordrang“ (KISSEL 1959: 144), führte zur Fassung der Waitzschon Quelle (2.2.a u. Abb. 1).

Bedeutende Mengen Mineralwassers flossen auch längs der Saline aus (WILLE 1828: 121, LUDWIG 1856: 10).

In einem Bericht von SCHÄFFER (1847) heißt es, daß die „große Menge Blasen, welche im Usabette zwischen dem Glashüttenwehr und dem Geschirrhof unaufhörlich aufquellen, augenfällig beweisen, daß in dieser Richtung gasreiche Quellen nahe unter Tage liegen“.

Später wurden zwischen dem Steg an der Lutherstraße und der Brücke am Ernst-Ludwig-Ring bei extremer Wasserarmut des Baches Mineralwasseraustritte beobachtet. Götz (1904) berichtet über den Zeitraum Juli—Oktober 1904: „Seit Juli dringt vor der Suchyschen Wohnung oberhalb des Geschirrstegs ununterbrochen, aber intermittierend und an mehreren Stellen CO₂ sowie Wasser während der größten Trockenheit sehr langsam empor, ist an der Oberfläche schillernd und bildet am Boden rostbraunen Ansatz. Rechtwinklig vom eisernen Tor der Louisa befindet sich eine Stelle in der Trockenwasserrinne der Usa, aus welcher die meiste Kohlensäure ausströmt, und zwar ununterbrochen und nicht intermittierend; hier dringen fortgesetzt 4—8 linsengroße Bläschen an die Oberfläche. Auch hier scheint Wasser langsam emporzudringen. Eine ähnliche Stelle wie die vorbezeichnete, nur etwas schwächer und etwas intermittierend, befindet sich in Höhe des Nebengebäudes (Stall) am Ludwigsbrunnen. An den drei obenbezeichneten wichtigsten Stellen dringt die Kohlensäure und das Wasser nur in der Richtung vom rechten Ufer her empor.“

KISSEL beobachtete zwischen 1890 und 1940, daß „in Sommerjahren, in denen . . . das Bachbett stellenweise trocken lag, tief aus der linken Uferböschung an verschiedenen Stellen winzige Solquellen hervortraten. Nur an einer Stelle, nördlich des Schwimmbades hinter dem Konitzkystift und dem Großen Teich, kam am südlichsten tiefsten Rande des Usabettes eine stärkere Salzwasserquelle zum Ausfluß“ (1959: 144). Diese Quellen lagen nach freundlicher Auskunft von E. BRÜCHER, der sie nach 1920 mit A. MARTIN aufsuchte, nahe der SE-Ecke des Großen Teiches, d. h. SW und NW dieser Ecke.



2.2. Schachtbrunnen

Der Fortschritt der Salzgewinnungstechnik, vor allem das Gradieren = Grädigermachen der Sole vor dem Siedeprozess, verlangte immer größere Rohstoffmengen, so daß die Schüttung der natürlichen Mineralquellen spätestens im 17. Jahrhundert nicht mehr ausreichte. Die Erschließung von mehr und konzentrierterer Sole geschah durch holzverzimmerte oder gemauerte Schachtbrunnen, von denen einige noch im vorigen Jahrhundert bestanden. Die Ansatzpunkte wurden nicht ohne Beachtung der bekannten natürlichen Aufstiegspunkte ausgewählt.

Von den zahlreichen ehemaligen Brunnen kann man die Lage der folgenden noch ungefähr lokalisieren (Abb. 1.):

- a) Doppelschacht unter dem Waitzschenturm. Im Bett der ehemals hier fließenden Usa wurden vier Soleaustritte (s. o.) in einer flachen Schachtung gefaßt. Nach Verlegung der Usa (um 1740) wurden zwei Schächte von 10 m (andere Angabe: 15 m) abgeteuft. Die Sole mußte mittels einer Windmühlenspumpe gehoben werden. Die Windmühle steht noch heute als „Waitzscherturm“ oder „Rabenturm“.
- b) Alter Kurbrunnen, innerhalb des heutigen Sprudelhofes; an der Stelle der späteren Bg. VI (S. 261).
- c) Alter Schacht an der Stelle der späteren Bg. I (S. 259). Erwähnt bei WILLE (1828: 163) ohne nähere Angaben, vielleicht hier angelegt, weil daneben im Usabett CO₂- oder Mineralwasseraufstieg bekannt war.
- d) Brunnen an der Kunst Nr. 2 (= „Rattenburg“), heute Parkplatz.
- e) Alter Salzbrunnen an der Ecke Zander-/Lindenstraße.
- f) Brunnen neben Haus Bode, zwischen Kurstraße 21 und 23 (s. o.).
- g) Brunnen auf der Gänsweide, etwa Gegend des Karlsbrunnens.
- h) Brunnen im Vorwerksgarten, NW vom Materialienmagazin, zwischen heutiger Karlstraße und Ernst-Ludwig-Ring.
- i) Brunnen unter der Schmiedswohnung, neben der Wohnung der Salinenamtsdiener, etwa Ecke Kur-/Lutherstraße.
- k) Brunnen unter Reservoir Nr. 6, Gebiet der Otto-Weiss-Straße.
- l) Brunnen an der Kunst Nr. 5, im heutigen Südpark.
- m) Brunnen beim Windmühlenturm am Gradierbau V. Ca. 100 m WNW stand der „Waitzsche Versuchsschacht“. (Beide außerhalb der Abb. 1.)

Das Verbreitungsgebiet der Schachtbrunnen deckt sich im großen und ganzen mit den beobachteten Vorkommen natürlicher Quellaustritte. Die Schächte erschlossen Sole in 5–20 m Tiefe. Sie hatte eine Temperatur von 9–30 °C und Salzgehalte von 2,6–2,7%. 1855 waren alle versiegt bis auf Brunnen i, der das Knappschaftsbad versorgte (LUDWIG 1855a: 62; 2.2.i).

In einem weitverzweigten System von Rinnen, Röhren und Becken wurde die Sole transportiert bzw. gespeichert. Als abdichtende Auskleidung diente fetter Ton. Dieser wurde seit spätestens 1772 beim Dorfe Nauheim im Tiefbau gewonnen. Die 9–10 Schächte von max. 15 m Tiefe standen an der Ecke Luther-/Mittelstraße (Villa San Remo). Das Gebiet wird noch heute „Lattkaute“ genannt (BECKER 1967: 105, GÖTZ 1904).

In einem der Schächte stieß man auf „böse Wetter“. Auch ein „starkes Braußen und Kochen“, vermutlich durch Kohlensäure, wird erwähnt (BATTNER 1804). Starker Wasserandrang aus gelbem Kies an der Sohle eines Schachtes veranlaßte die Bergleute zum Verlassen desselben. Das Wasser stieg im Schacht hoch, war also gespannt. Über Salzgehalte werden keine Angaben gemacht. An den Tongruben führte ein viel benutzter enger Hohl-

weg vorbei, die „Ockstädter Hohl“¹. Sie wurde durch den Grubenbetrieb zeitweise stark beeinträchtigt oder sogar unbenutzbar (S. 265).

2.3. Bohrungen

Im Jahre 1816 wurde mit Genehmigung der kurfürstlichen Rentkammer zu Hanau die erste Bohrung auf Nauheimer Sole niedergebracht. Die von WILLE angegebene Bohrstelle lag im Bereich der Kurstraße zwischen Luther- und Blücherstraße, W des Siedehauses III der Saline (Abb. 1).

Die Bohrarbeiten waren sehr mühsam. Während 24 Stunden wurde nur in einer achtstündigen Schicht gebohrt, so daß „das Bohrloch immer 16 Stunden Zeit hatte, sich . . . durch das von der Seite beständig hereinrutschende rollige Gebürg . . . zu verstopfen“. Ein steckengebliebenes Rohr war im Weg und verhinderte eine vollständige Verrohrung. An der Bohrlochsohle bei 12,4 m wurde eine „dreilöthige“² Sole von 25 °C angebohrt. Sie war von solcher Stärke, daß sie „unter heftigem Braußen gegen 40 Fuß³ im Bohrloch heraufstieg und bei Abhebung der oberen Bohrröhre in starcken Wellen heraufsprudelte“. Die Schilderung dieser „heftig ausströmenden Sole“ erweckt den Eindruck eines echten artesischen Sprudels. Tatsache ist aber, daß die Steighöhe (gegen 40 Fuß bei WILLE, 43 Fuß bei ROTUREAU 1856, 12 m bei WEISS 1872) geringer war als die Bohrlochtiefe von 12,4 m.

Die Sole floß also nicht frei aus. Dennoch ist es schwer verständlich, daß die Bohrung gänzlich ungenutzt blieb. Man registrierte sie später nicht einmal bei der Zahlenfolge der Bohrlöcher, sondern ließ diese mit der Bohrung von 1822 beginnen, der man die Ziffer „I“ gab.

Daß man Bg. „0“ nicht nutzte, wird damit begründet, daß sie zu weit von den Gradierbauten entfernt lag (BODE 1853: 28, DRESCHER 1855: 26). Nun war aber die Entfernung von den Gradierwerken schon vor Auswahl des Bohrpunktes bekannt und war sicher von WILLE bedacht worden. Auch entsprachen nach WILLES Beurteilung Solmenge und Salzgehalt durchaus den Erwartungen. Das eigentliche Problem lag in zwei Dingen. Einmal hätte man das Bohrloch bis zur Sohle gegen das eindringende „Wildwasser“ abdichten müssen, weil dieses die Sole verdünnte. Sodann hätte man, um die Sole aus dem Bohrloch zu fördern, zwei Pumpen gebraucht. Um sie anzutreiben, hätte man die Kraft des Kunstrades Nr. 6 (am Ludwigsbrunnen) auf ein ca. 300 m langes Kunstgestänge übertragen müssen. Während einer langwierigen Korrespondenz mit der Rentkammer, ob denn der Brunnen diesen Aufwand überhaupt verdiene, fiel das Bohrloch zusammen. 1818 wurde es noch einmal aufgebohrt, wobei die Sole in 11,4 m Tiefe erneut angetroffen wurde (DUISING u. a. 1816—1822).

1822—23 wurde Bohrung I (= Bg. I) niedergebracht. Salineninspektor MEINHARD setzte sie fern der Saline an einer Stelle an, wo ein alter Brunnenschacht (2.2. c) und ein Gradierbau standen.

Es waren also vor allem praktische Gesichtspunkte, unter denen man erstmals in die Nähe der heutigen Sprudel rückte.

Bg. I erschloß auf Anhieb einen Sprudel, eine überschäumende Quelle, die bei Regenwetter stärker, aber verdünnter ausfloß (LUDWIG 1855a: 62), schon bevor bei

¹ „Ockstädter Hohl“ ist auch der Name des Grenzwegs zwischen Bad Nauheim und Friedberg-Ockstadt S der Waldteiche.

² 1 Loth = 1%.

³ 1 kurhess. Normalfuß = Casseler Fuß = 12 Zoll Werkmaß = 10 Zoll Dezimalmaß = 0,2877 m.

18 m ein Bruch des Bohrrohrs das Einstellen der Bohrarbeiten erzwang. Die Bohrung zeigte deutlich, daß Salzgehalt und Temperatur mit der Tiefe zunehmen.

Bg. II wurde in zwei Perioden abgeteuft, von denen in der Literatur immer nur die erste erwähnt wird. Diese betreffend nimmt SCHÖNHALS (1936: 103—105) noch eine Aufteilung in „Versuchsarbeit 1 und 2“ vor. Dabei fällt die große Ähnlichkeit der Profile von Bg. I und Versuchsarbeit 1 der Bg. II auf. So wurden in beiden Versturzmassen eines älteren Schachtes (2.2. c) angetroffen. Wenn es tatsächlich zwei getrennte Bohrlöcher waren, so muß Versuchsarbeit 1 der Bg. II näher bei Bg. I als bei Versuchsarbeit 2 der Bg. II gestanden haben, wie ein Profilvergleich ergibt.

Das interessantere Profil ist das der Versuchsarbeit 2. Diese Bohrung von 1823—24, angesetzt und bearbeitet von WILHELMI, stand 11,5 m WSW Bg. I. WILHELMI ging in westlicher Richtung vor, weil die Auffassung herrschte, die Sole käme vom Taunus, „der chemischen Werkstätte aller warmen Quellen der Gegend“ (WILLE 1828: 124). Zwar trat aus Kiesen bis 23 m Tiefe an mehreren Stellen Sole in das Bohrloch und lieferte sogar einen springenden Sprudel, jedoch im tieferen, devonischen Profilabschnitt bemerkte man verwundert keine Solezuflüsse mehr. Bei 95 m Tiefe stellte man daher die Arbeiten ein.

Die Vorstellung von der Herkunft der Sole aus Taunusgestein war damit aber noch nicht beigelegt. 1826 wurde Bg. II bis 153 m vertieft, eine für damalige Verhältnisse erstaunliche Leistung. Zwischen 124 und 153 m durchbohrte man fossilführende Unterdevonschichten, freilich ohne auf Sole zu treffen. Bemerkenswerterweise schlug WILHELMI trotzdem eine weitere Vertiefung bis 200 m vor, was sogar von der Salzwerkdirektion genehmigt wurde. Das Vorhaben scheiterte aber an Arbeitsunfällen.

Nur 7,4 m WSW Bg. II stand 1836—37 Bg. III. Weil II im Vergleich zu I mehr Sole geliefert hatte, vermutete man jenseits von II noch mehr Sole. Man wählte einen besonders großen Durchmesser, um die Sole von I und II aus einem Bohrloch zu gewinnen (BODE 1853: 30). Bg. III war jedoch nicht erfolgreich und wurde nach einem Bruch des Bohrrohrs eingestellt.

Bg. IV stand 1837 weitere 11,4 m WSW Bg. III, denn noch immer glaubte man, in Richtung Taunus mehr Erfolg zu haben: etwas näher zum Hang wollte man einen weniger von „wildem Wasser“ verdünnten „Solquellenstrom“ antreffen (WILLE 1828: 124). Das Ergebnis zeigte, jetzt endgültig, daß die Solehöflichkeit nach W hin abnimmt.

Mit Bg. V ging man 1838 bewußt nach E bis auf 8 m an die Usa heran. WILHELMI blieb auf der bewährten WSW-ENE-Linie, die durch die erfolgreichen Bg. I und II markiert war. Er näherte sich damit schon sehr der bedeutsamen Kalksteinscholle, freilich noch ohne von derselben zu wissen. Man traf eine außergewöhnlich kohlen-säurereiche Sole an, die 4½ m hoch sprang und Sand sowie Sandsteinstücke auswarf. Der Sprudel stieg zeitweise alle 10—20 Minuten bis 1,7 m hoch. Später sprang die Fontäne jeweils eine Minute lang 3—4 m in die Höhe. Beim Ziehen eines Rohres im Jahre 1846 schleuderte sie nußgroße Gerölle aus.

Im gleichen Jahr 1838 wurde eine Bohrung im alten Kurgarten E der heutigen Dankeskirche niedergebracht; nicht aus geologischen Überlegungen, sondern weil dort 1835 die erste öffentliche Solbadeanstalt in Betrieb gekommen war und man Badewasser brauchte (Abb. 1). Das angetroffene Mineralwasser hatte aber nicht die

gewünschte Temperatur, trat jedoch als kohlensäurereicher intermittierender Sprudel artesisch aus.

Weiterhin wurde 1838 der Alte Kurbrunnen (Schachtbrunnen, 2.2. b u. Abb.1) aufgebohrt. Seine Lage erschien aus zwei Gründen günstig: einmal war er weiter von der Usa abgelegen und der Hochwassergefahr etwas entrückt; andererseits lag er auf der altbewährten Linie Bg. II—I—V. Das Ergebnis der nur 19 m tiefen Bohrung war eine vorzügliche Trinkquelle, die zehn Jahre lang floß. Mit dieser Bg. VI war man erstmals mit einem Bohrloch in das „heiße“ Gebiet des späteren Sprudelbezirks eingetreten.

1839—41 wurde der älteste der heutigen drei Sprudel, der Große Sprudel VII, erbohrt. Der Ansatzpunkt wurde von WILHELMI 17,3 m ENE Bg. VI in Verlängerung der Linie Bg. IV—III—II—I—V—VI gewählt. Die Bohrung schien ein Fehlschlag, denn als man 1841 bis 159,43 m (andere Angabe: 159,53 m) vorgedrungen war, hatte man erstmals, von 37,8 m ab, den Kalkstein des Mitteldevons angebohrt; einen Sprudel aber hatte man nicht gefunden. Zum Glück wurde das Bohrloch nicht endgültig aufgegeben. Man versah es mit einer Balkendecke und bedeckte es erst dann mit Erde. Hätte man es leichtfertig verfüllt, so wäre die Bedeutung der Kalkstein-scholle im Untergrund zumindest damals nicht erkannt worden.

DUNKER (1857: 9) nimmt für sich in Anspruch, das Offenhalten von Bohrloch VII veranlaßt zu haben, um jederzeit darauf zurückzukommen, falls man durch weitere Aufschlüsse Veranlassung dazu haben würde.

WILHELMI selbst blieb es versagt, den Großen Sprudel mit eigenen Augen zu sehen, der seine Bohrung fünf Jahre später krönte. Er war inzwischen aus politischen Gründen strafversetzt und inhaftiert worden.

Der Große Sprudel kam 1846 kraftvoll aus dem vergessenen Bohrloch hervor. Zu dem kaum noch erwarteten Durchbruch haben verschiedene Faktoren zusammengewirkt.

Augenzeugen wußten von Erderschütterungen in Nauheim, Usingen und Friedberg zu berichten. Anderen Angaben zufolge war die Nacht derart stürmisch, daß man glaubte, die Erde bebe. LEPSIUS (1900b: 14) verneint ein Erdbeben in der fraglichen Nacht. Der Erdbebenkatalog Deutschlands (SPONHEUER 1952) verzeichnet dagegen mehrere Erdstöße bei heftigem Sturm „im Hessen-Darmstädtischen“. Dazu kam in besagter Nacht ein außergewöhnlich starkes barometrisches Minimum (STEUER 1921: 3).

Mit Sprudel VII gewann man wichtige Erfahrungen. Dazu gehörte die Erkenntnis, daß Usahochwässer sogar einen starken Sprudel zum völligen Ausbleiben bringen, indem sie ihn „erkälten“: Zufließendes kaltes Bachwasser kühlt die aufsteigende Mineralwassersäule ab, so daß sie spezifisch schwerer und der Entgasungsvorgang gebremst wird. Die freiwillige Aufwärtsbewegung kommt dadurch zum Stillstand und muß durch künstliches Ansaugen warmen Wassers aus der Tiefe erneut in Gang gebracht werden.

Der interessante Flügelradversuch SCHREIBERS wies noch in 146 m Tiefe aufsteigende Solebewegung nach; es handelte sich dabei um eine Art von erstem Flowmeter. Nach BODE (1853: 40) mußte eine Sonde, wollte man sie zu Untersuchungen in die Tiefe des Bohrloches senken, mit mehreren Zentnern Gewicht belastet sein. Bemerkenswert ist auch die Aufmerksamkeit SCHREIBERS bei der Neuverrohrung von Sprudel VII im Jahre 1856

(1857: 43). Die alte Holzhöhre von $4\frac{1}{2}$ Zoll lichter Weite wurde gegen ein neues Rohr von $10\frac{3}{4}$ Zoll bis 20,3 m und 6 Zoll bis 40,3 m ausgetauscht. Dabei traf man den sehr festen Kalkstein bei 35,3 m an, während er ursprünglich, bei dem kleineren Durchmesser, erst bei 37,8 m erreicht worden war. Die Differenz deutet darauf hin, daß die verkarstete Oberfläche des Kalksteins hier einen steilen Abfall zeigt oder daß der Kalkstein an einer Verwerfung abbricht.

1842 wurde der „Ludwigsbrunnen“ erbohrt (Bg. X, S. 265).

Wenig bekannt ist der 1848 erfolgte Bohrversuch am Glashüttenwehr (Abb. 1). (Die Nauheimer Glashütte bestand von 1754—1788 an der Kreuzung Park-/Zanderstraße, heute Bankgebäude.) Das Profil, aufgezeichnet von ESER (1903, nach alten Notizen), ähnelt dem der 50 m WSW angesetzten Bohrung im alten Kurgarten (Abb. 1). Es wurde zwar eine $26,3^{\circ}\text{C}$ warme Sole mit 3% Salzgehalt angetroffen, doch galt dieses Resultat als nicht günstig (WEISS 1896).

Im gleichen Jahr wurde als Ersatz für das gerade zusammengestürzte Bohrloch V die Bg. XI nur 1,57 m SE von V abgeteuft. Sie lieferte, 32,8 m tief, den „Kleinen oder Intermittierenden Sprudel“. Über Jahre hinweg zeigte er periodische Ausbrüche gasreicher Sole, die bei Gewittern am stärksten waren (WEISS 1872: 285). Eine Schaumpyramide stieg in Abständen von 15—20 Minuten bis 11,5 m hoch und sank wieder zurück. Es wiederholten sich also in verstärktem Ausmaß die Erscheinungen, die bei dem dicht benachbarten Sprudel V zehn Jahre früher beobachtet worden waren.

Nur 1,02 m SE von Bg. XI wurde 1901 die Bg. XV 40,5 m tief niedergebracht, um Ersatz für XI zu schaffen, die seit 1886 nicht mehr artesisch sprudelte. Bg. XV ist insofern interessant, als sie im Gegensatz zu V und XI ins Unterdevon hineinreichte (CHELIUS 1905: 83—84). Praktisch gesehen war sie gegenüber Bg. V und XI ein Mißerfolg. 1913 reparierte man V und XI, nicht aber XV.

Bg. XII, niedergebracht 1852—55, lieferte den zweitältesten der heutigen Sprudel, die „Friedrich-Wilhelm-Quelle“. Angesetzt von LUDWIG und geleitet von SCHREIBER, sollte sie ein großer Erfolg werden. Der Bohrpunkt, 9,78 m ENE von Bg. VII, war mit Bedacht gewählt, weil man hier mit Recht mehr und konzentriertere Sole vermutete.

Eigentlich war Bg. XII als Ersatzbohrloch für den Fall gedacht, daß Sprudel VII einmal ein ähnliches Verhängnis beschieden wäre wie Sprudel V, der 1847 zusammengebrochen war.

Schwierige Arbeiten an VII getraute man sich nicht vorzunehmen, so lange dafür kein Ersatzbohrloch verfügbar war. XII wollte man nun mit verbesserten Methoden als eine Bohrung niederbringen, die sich auf Dauer sichern ließe. Während des Abteufens von Bg. XII war man sich gar nicht sicher, ob VII überhaupt weiterspringen würde. Falls Sprudel VII weiter überflüsse, sollte er als Reserve bei etwaigen Unfällen dienen.

Tatsächlich bestand VII weiter und erwies sich sogar für viele Zwecke des Bades als geeigneter als der neue Sprudel XII.

LUDWIG hatte die tektonischen Verhältnisse, die er im östlichen Taunus studiert hatte, auf den Untergrund von Bad Nauheim übertragen. Zentrales Element war dabei die Gesteinsgrenze Kalkstein/Tonschiefer.

„LUDWIG hatte mit größter Genauigkeit die Grenze zwischen Kalk und Schiefer, an der der Solstrom aufstieg, vorher berechnet und zwar bei 614 Fuß; bei 616 Fuß wurde sie wirklich erreicht“ (KNIERIEM 1921: 18).

Wie LUDWIG die Lage der Grenzfläche Kalkstein/Schiefer berechnen konnte, ist eine Frage für sich, denn in Bg. VII hatte man sie gar nicht erreicht, weil diese Bohrung im Kalkstein endete. Wenn die Abweichung zwischen vorausgesagter und tatsächlicher Tiefenlage der Grenzfläche nur 57,5 cm betrug, so war das jedenfalls ein außerordentlicher Zufall, denn die Berechnung sah so aus: „Das Bohrloch No. XII ist an einem Punkte angesetzt, welcher auf das Schichtenstreichen übertragen nur circa 4 Meter von No. VII entfernt liegt. Schon bei 24 m unter Tage erreichte dieses Abteufen den Stringocephalenkalk, . . . unter welchem bei 56,7 Mtr. diejenigen dolomitischen Schichten lagen, welche in No. VII schon bei 37,63 Meter erbohrt wurden. Hieraus berechnet sich das Einfallen der Kalkschichten in 78° SO. und wenn man die tiefste Stelle von No. VII dem Gesteinswechsel nahe liegend annimmt, so befindet sich der Punkt No. V wirklich nahe über der Stelle, wo der Stringocephalenkalk an dem Orthocerasschiefer anliegt“ (LUDWIG 1855a: 4–5).

LUDWIG verließ sich dabei auf folgendes: 1., daß das über Tage in Devonaufschlüssen ermittelte Streichen auch für den Untergrund gelte. Als Werte gibt er $3\frac{1}{2}$ – $4\frac{1}{2}$ h an (S. 2, 5, 6), das entspricht 52–67°. (Nimmt man den ersteren Wert, so ergibt sich, senkrecht dazu gemessen, tatsächlich ein Abstand von ca. 4 m zwischen VII und XII.) 2., daß die Dolomitbildung bei 37,6 m in Bg. VII derjenigen bei 56,7 m in Bg. XII entsprechen. Dies ist aber höchst unwahrscheinlich, weil die Dolomitisierung des Kalksteins eine nicht horizontgebundene Erscheinung ist.

Unter Annahme eines Streichens von ca. 52° bestimmte LUDWIG den Fallwinkel, indem er durch Bohrpunkt XII ein Profil senkrecht zur Streichrichtung legte und auf dieses Profil den Bohrpunkt VII projizierte. Weil die seiner Meinung nach identische Dolomitschicht in Bg. XII 19,07 m tiefer lag als in VII, mußte unter Annahme paralleler Schichtflächen auch die gesuchte Grenzfläche in XII 19,07 m tiefer liegen als in VII. Der Haken an der Sache ist aber, daß die Grenze in VII gar nicht erreicht worden war, sondern LUDWIG nahm nur an, daß VII dem Gesteinswechsel nahe gekommen sei (1855a: 4). Er konnte daher kaum die Tiefenlage im voraus genau angeben.

LUDWIG berechnete auch die Lage der Grenzfläche Kalkstein/Schiefer W der Usa im Bereich der Bg. V (1855a: 4–5). Danach liegt V „nahe über der Stelle, wo der Stringocephalenkalk an dem Orthocerasschiefer anliegt“. Unter Verwendung der LUDWIGSchen Werte (Streichen 52°, Einfallen 78° SE) läßt sich in V eine Tiefenlage der Grenzfläche von ca. 43 m konstruieren. Bg. V konnte sie, wie geschehen, bei 32,8 m Bohrtiefe nicht erreichen. In der erst 1901 niedergebrachten Bg. XV (S. 262) wäre die Grenzfläche nach obiger Konstruktion bei ca. 56 m zu erwarten gewesen. Die Bohrung stand aber schon bei 22 m im Unterdevon. Mitteldevon wurde überhaupt nicht erbohrt. Wir müssen daher Störungen zwischen XII einerseits und XV/V andererseits annehmen (Abb. 1), die LUDWIG noch unbekannt waren.

In Bg. XII wurden unter Kalkstein „Grand und Geschiebmassen“ erbohrt (SCHREIBER am 16. 3. 1855 = 1855a). Ab 179,2 m fanden sich „unzweideutige Stücke von anstehendem Grauwackengebirge“ (SCHREIBER am 19. 3. 1855 = 1855a). In einem handschriftlichen Bericht vom 21. 3. 1855 bezeichnet LUDWIG die „Quellschicht“ als „grobes Conglomerat, 3–4 Fuß dick, darunter Orthocerasschiefer“. 1856 ist das Konglomerat bei LUDWIG: 18–19 nur noch 2–3 Fuß dick angegeben und enthält die „gasöseste, salzreichste und wärmste Sole“. Es bewahrheitete sich daher seine Ansicht, daß der Hauptsolezufluß an der Liegendgrenze des Kalksteins erfolge. Nach LUDWIG ist diese „Soolschicht“ konkordant zwischen Kalkstein und Schiefer eingeschaltet.

Im Laufe der Jahre nahmen die artesisch zutage tretenden Solemengen von VII und XII bis etwa zur Hälfte der zur Zeit der Erbohrung gelieferten Menge ab. Man machte die immer schadhafter werdenden Verrohrungen dafür verantwortlich.

Aber auch Salzgehalt und Temperatur waren immer geringer geworden, wie Tab. 1 zeigt, die auf Aufzeichnungen von ESER (1907) basiert.

Tab. 1. Abnahme von Konzentration und Temperatur bei Sprudel VII u. XII

Jahr	feste Bestandteile (%)		NaCl (%)		Temperatur (°C)	
	VII	XII	VII	XII	VII	XII
1846	2,87	-	2,36	-	32,5	-
1855		4,4				38,28
1856		4,07		3,46		37,7
1864	2,70	3,70			31,5	34,75
1867/68	2,64	3,54	2,18	2,93	31,8	35,3
1893		3,38		2,82		33,0
1903/04	2,46	3,34	1,95	2,72	29,9	32,5

Zur Gewinnung der Sole in ursprünglicher Quantität und Qualität kam entweder eine Neuverrohrung der alten oder die Abteufung einer neuen Bohrung in Frage. LEPSIUS und sein Assistent WITTICH kartierten nach einem 1892 erteilten Auftrag das Gebiet, um „die Verhältnisse der Sol- und Kohlensäurequellen genauer kennen zu lernen“⁴. 1896 schlug LEPSIUS eine Neubohrung vor. Bis 1899 mußte er sich gegen massive Einwände, vor allem seitens des Bergrates WEISS und des Prager Geologen STEINER, durchsetzen. Schließlich wurde die Bohrung doch als Nr. XIV (XIII vermied man) angesetzt, und zwar 24 m NE von XII (Abb. 1).

LEPSIUS (1896: 1) ging davon aus, daß eine WSW-ENE-Verwerfung unter „dem Sprudel“ hindurch nach Wisselsheim zieht und gemeinsamer Aufstiegsweg der Sole im Usa- und Wettertal ist. Diese „Hauptquellspalte“ ist identisch mit der „Soolschicht“ LUDWIGS (LEPSIUS 1900a: 10, 1900b: 30); das gilt sogar für den Fallwinkel (78°). Im Gegensatz zu LUDWIG sieht er sie aber nicht als Schichtfläche, sondern als Verwerfungsspalte an (s. u.). Für die Tiefenlage der „Quellspalte“ in Bg. XIV gab LEPSIUS 180 m an, unter der Annahme, daß sowohl XII als auch XIV im Streichen der Verwerfung stünden und die Spalte daher in beiden Bohrungen gleich tief liegen müsse.

Bei 51,2 m wurde in Bg. XIV die Kalksteinoberfläche erreicht. Sie lag also um 26,2 m tiefer als im nur 24 m entfernten Bohrloch XII. Bei 209,4 m wurde die Bohrung eingestellt, ohne das aus Bg. XII bekannte „Conglomerat“ oder den reinen Tonschiefer erbohrt zu haben. Man hatte vielmehr „grauen weichen Tonschiefer mit einzelnen dünnen Mergellagen“ angebohrt. Damit war noch kein grundsätzlich anderes Gestein angetroffen, denn schon bei 164,8–165,9, 168,2–169,6 und 184,9–193,7 m waren graue Tonlagen im Kalkstein vorgekommen. Auch entsprachen die Streich- und Fallwerte der schiefrigen Schichten von 207–209 m denen im überlagernden Kalkstein (LEPSIUS 1900a: 10, 1900b: 24).

Mineralwasser trat nicht allein im Bohrlochtiefsten zu, sondern aus Quellspalten und Klüften bereits ab 116 m: schon während des Bohrens drangen Wasser und

⁴ Diese Unterlagen sind bis auf den Bericht WITTICH (1898) verschollen.

Kohlensäure zeitweilig bis zur Bohrlochmündung empor (LEPSIUS 1900a: 9—11). Dabei hatte das Wasser aus Klüften in 118 m Tiefe bereits 30° C Temperatur.

Nach Einstellung der Bohrarbeiten mußte zwei Wochen lang ununterbrochen gepumpt und das Bohrloch ausgespült werden, ehe der Sprudel sprang. Danach waren noch mehrere Wochen Weiterarbeit nötig, um „Kleinquellspalten“ auszuspülen (KISSEL 1935: 105).

Von den fünf nach 1900 in Bad Nauheim auf Mineralwasser abgeteufte Bohrungen ist außer XV (S. 262) noch Bg. XVI geologisch bemerkenswert. Sie wurde von LEPSIUS 1904 hinter dem Inhalatorium (zwischen Zander- und Goethestraße) angesetzt (Abb. 1). Man wollte hier das Mineralwasser erschließen, das in den Schächten des Kohlensäurewerkes und in einem Brunnen der Fabrik für feuerfeste Steine⁵ beobachtet wurde und dem Schwalheimer Wasser sehr ähnlich sei.

Das Profil der Bg. XVI erinnert stark an das der Bg. X, des „Ludwigsbrunnens“, vor 1868 „Pferdserbrunnen“ genannt. Dieser war 1842 von DUNKER angesetzt worden. Er hatte die Stelle ganz im S (Abb. 1) gewählt, weil hier ein Gradierbau und ein Kunstrad standen. Beide Profile weichen stark von allen anderen bisher erwähnten ab. Eine weitere Besonderheit stellt der H₂S-Gehalt des Ludwigsbrunnenwassers dar (LUDWIG 1853: 51, 1855a: 66). Ähnliches Wasser soll es im ehemaligen Gaswerk (Ecke Blücher-/Friedberger Straße) und unter der Villa San Remo (S. 259) gegeben haben (GÖTZ 1904).

3. Die „Hauptquellspalte“ von Bad Nauheim

In der Literatur herrscht die Ansicht, eine „Hauptquellspalte“ sei die eigentliche Aufstiegsbahn der Bad Nauheimer Mineralwässer. Eine „solebringende Quellschicht“ (LUDWIG), identisch mit der „Hauptquellspalte“ bei LEPSIUS, wurde nach obigen Darlegungen nur in Bg. XII angetroffen. Dennoch lieferten auch VII und XIV einen Sprudel. Der Zustrom erfolgt also nicht nur in einer Aufstiegsbahn, sondern aus vielen Klüften oder Kavernen im Kalkstein.

Solche Hohlräume wurden wiederholt nachgewiesen. In Bg. VII fiel bei 67,6 m das Bohrgestänge 0,6 m tief durch eine Kluft (DUNKER, WILHELMI 1841). Bei 159,5 m verschwanden mehrere fußlange Stücke zerbrochener Bohrstangen spurlos (LUDWIG 1856).

In Bohrloch XII traf man bei 56 m auf eine Kluft, durch welche sich „das Bohrmehl nach der Quelle Nr. VII hinzog und deren Wasser trübte“ (SCHÖNHALS 1936: 111).

„Bei 606 Fuß ward gestern eine Kluft angebohrt, wobei der Meißel plötzlich 1 Fuß tiefer sank“ (LUDWIG, 6. 3. 1855 = 1855b). In Bg. XIV wurde bei 118,2 m eine Kluft angefahren, „in welche der Meißel schräg fiel“ (LEPSIUS 1900b: 22).

CHELIUS, Zeitgenosse von LEPSIUS und Vorstand der Badedirektion von 1900—1902, ging sehr kritisch an die Bohrkerne der Bg. XIV heran. Dabei gelangte er zu Erkenntnissen, die von LEPSIUS bedeutend abwichen⁶. Zwar übernahm er von LUDWIG und LEPSIUS die Vorstellung einer SW—NE-„Verwerfungskluft“, sah diese aber

⁵ Das Kernsche Kohlensäurewerk existierte bis 1908 an der Frankfurter Straße, jetzt Haus Nr. 13 (Tankstelle). Die Fabrik feuerfester Steine stand bis 1911 an der Ecke Frankfurter/Lindenstraße und verarbeitete Tonmaterial aus der ehemals Böingschen Kiesgrube SW der Waldteiche.

⁶ Zur fehlerhaften Darstellung der räumlichen und geologischen Verhältnisse im Profil LEPSIUS (1900b: 28) und dessen Widersprüchlichkeit zum LEPSIUSschen Text s. v. WERBEKE (1913: 51—52).

nicht als Quellspalte, sondern als fast undurchlässige Wand an, die durch zerriebene, vertonte, brekziöse Gesteinsbruchstücke wasserstauend wirke (CHELIUS 1905: 83). Für ebensowenig wegsam hält er die „alten Kalkklüfte“.

Verwerfungskluft, alte Spalten und Schichtflächen (im Kalkstein) sind nach CHELIUS (1905) miteinander parallel, während die jungen Klüfte spitzwinklig zur Schichtung verlaufen. Seine Profile I und II zeigen klar, daß die alten, geschlossenen Klüfte SW—NE streichen und nach SE einfallen, während die jungen, wegsamen, kalkspatfreien Spalten NNW—SSE streichen und nach ENE fallen: die Sole steigt auf zahlreichen NNW—SSE-Spalten auf, nicht aber auf der streichenden Verwerfung Kalkstein/Schiefer.

Im Gegensatz zu CHELIUS leitet v. WERVEKE die Sole wieder aus nur einer „Thermalquellspalte“ her, die NNW—SSE streicht und Kalkstein von Schiefer trennt (1913: 52—54), und zwar stellt sie die W-Wand eines Grabens dar. Zusätzlich zu dieser übernimmt er auch die streichende Verwerfung im Sinne von LEPSIUS und CHELIUS und faßt dieselbe wie letzterer als alte, bei der Gebirgsbildung entstandene, für den Soleaufstieg unbedeutende Fläche auf.

Was diese streichende Störung betrifft, stimmen v. WERVEKE und CHELIUS also überein. Eine SW—NE-Verwerfung, die den Massenkalk im SE gegen Quarzit und Schiefer im NW abgrenzt, paßt gut in den Bauplan des Johannisberges, an dessen NW-Flanke ebenfalls Mitteldevon, wenn auch als Tonschiefer, auftritt. Im Streichen verläuft auch der Schieferstreifen, der sich zwischen die beiden Quarzitzüge des Johannis- und Eichberges einschleibt und in den der „Donnersgraben“ eingetieft ist. Es gibt keinen Grund, anzunehmen, daß auf den streichenden Verwerfungen ein bedeutsamer Soleaufstieg erfolgt. Sie wirken vielmehr als stauende Sperre und schaffen damit auch eine der Voraussetzungen für den Solaufstieg, indem dieser vorzugsweise an ihnen entlang erfolgt, allerdings noch im Kalkstein selbst. Wenn die Sole auf ihrem Weg nach oben überhaupt ein bestimmtes Kluftsystem bevorzugt, dann kann es nur ein geologisch junges sein. Verwerfungen rheinischer Richtung, SSW—NNE, kommt im Bad Nauheimer Raum eine große Bedeutung zu (SCHÖNHALS 1936: 61, 63). Dieser Richtung folgt örtlich der Johannisbergabbruch, wie längs der Mondorfstraße und zwischen Kurhaus und Großem Teich. Die Basaltvorkommen enden von SE her an einer etwa SSW—NNE ausgerichteten Grenze, die vom Söderweg über die Kaufmännische Berufsschule zur „Steinkaute“ (Goldstein) und weiter zum Eichberg bei Wisselsheim verläuft. Bg. X und XVI (s. o.), deren Profile einander sehr ähnlich sind, aber von allen anderen abweichen, liegen auf einem Streifen jungtertiärer Gesteine, der SSW—NNE über den Goldstein zum Eichberg und weiter zum Södeler Berg zieht. Die bisher an der Oberfläche oder oberflächennah beobachteten Mineralwasser- und CO₂-austritte liegen in einem breiten Gebietsstreifen, dessen Längsachse etwa die SSW—NNE-Richtung markiert (Abb. 1). Daraus ist unschwer zu ersehen, daß diese Richtung Aufstiegswege bietet.

AMEELY hat bei Bodenluftmessungen im Gebiet Usa—Goethestraße—Eleonorenring deutliche Zonen mit besonders hohen Emanationswerten ermittelt (1938: 393). Danach lassen sich W—E- bis WSW—ENE-Linien sowie diese kreuzende N—S- bis SSW—NNE-Strukturen, die vielleicht Verwerfungen widerspiegeln, erkennen.

Die genannten Richtungen werden besonders augenfällig, wenn man im AMEELYSchen Lageplan alle Werte über 100 Mache-Einheiten verbindet. Allerdings ließe sich im Plan-

bereich östlich der Zanderstraße auch eine Häufung der Maxima in SW—NE-Richtung herauslesen.

Ganz besonders sind aber NNW—SSE-gerichtete Strukturen im Stadtgebiet als landschaftsformendes Element erkennbar. Die jüngsttertiären Nauheimer Kantkiese (SCHÖNHALS 1936, BIBUS & KÜMMERLE 1971) kommen nur in dem NNW—SSE- bis NW—SE-gerichteten Graben von Nieder-Mörlen vor, der vom Usatal nachgezeichnet wird. Die Randbrüche dieses Grabens schneiden spitzwinklig die rheinischen Strukturen, zeichnen aber vielfach die Querstörungen des Taunus nach. Die NNW—SSE-Richtung läßt sich in deutlichen Geländekanten W und E des Großen Teiches und z. B. an der Wilhelmskirche erkennen. Damit bestätigt sich auch lokal das Bild, das ANDERLE (1974: 246) großregional entwirft.

In den jüngsten Strukturplan passen außer den CHELIUSSchen „jungen Spalten“ die „Thermalquellenspalte“ v. WERVEKES und — etwa identisch — die „wahrscheinliche Hauptquellspalte“ WAGNERS (in DOMBROWSKI 1963: 8) sehr gut hinein (Abb. 1).

An dieser NNW—SSE-Störung ist der Kalkstein im E gegen Quarzit und Schiefer im W abgesunken; ein schmaler Kalkzug, teilweise in geringer Tiefe anstehend, weil gegen die E-Scholle relativ gehoben, verläuft vielleicht im Streichen bis Hof Hasselhecke, wo ein isoliertes Kalkvorkommen erscheint, das schon LUDWIG fand. Somit gibt das Profil WAGNERS die Verhältnisse recht exakt wieder, wenn man einräumt, daß der Kalkstein auf der W-Scholle aus der Profilinie verschoben ist. Streng genommen bedürfte es zur Lokalisierung der Hauptverwerfung WAGNERS freilich dreier, in einem Dreieck angeordneter, sicher lotrecht stehender Bohrungen. Seine Profilzeichnung ist jedenfalls eine Möglichkeit der Deutung und eine einleuchtende Erklärung der Befunde von XII und XIV: LEPSIUS hatte sich mit der Tiefenangabe in XIV geirrt, weil er von einem SW—NE-Verlauf der „Quellspalte“ ausgegangen war. XIV war nur deshalb erfolgreich, weil die Sole eben nicht nur aus einer einzigen Quellspalte kommt, sondern aus zahlreichen Klüften und Kavernen im Kalkstein.

Das Ergebnis von XIV ist allerdings nur dann beweiskräftig gegen eine SW—NE-Quellspalte, wenn von genau senkrecht niedergebrachten Bohrungen ausgegangen wird. Es ist aber nicht auszuschließen, daß das Bohrgestänge beim Niederbringen aus der Senkrechten abgelenkt wurde. Nimmt man an, daß die Bohrlochachse von XIV nur um 2° gegen die Vertikale nach SE hin abwich, so konnte sie die mit 78° (LUDWIG, LEPSIUS) einfallende Grenzfläche in 209,4 m nicht erreichen. Eine Abweichung nach SE ist aber insofern wahrscheinlich, als die Schichten, harter Kalkstein mit weichen Schieferlagen, nach dorthin einfallen (mit 78° bei LUDWIG 1855a: 4; mit 72° bei LUDWIG 1855a: 72; mit 53—60° bei LEPSIUS 1900b: 20, 22, 24).

Man könnte einwenden, in Bg. XII sei, unter Annahme gleicher Schichtlagerung, die Bohrlochachse ebenfalls nach SE abgewichen, und damit hätte in der scheinbaren Tiefenlage der Gesteinsgrenze keine Differenz zwischen XII und XIV auftreten dürfen. Nun war aber XII eine reine Meißelbohrung, XIV aber zu 2/5 eine Kernbohrung. Mit Seilschlag gebohrte Löcher neigen meist weniger zu Ablenkung als mit Gestänge gebohrte, und rotierend abgeteufte Bohrungen weichen erfahrungsgemäß am stärksten von der Senkrechten ab (BRESKE 1956: 207). Es wäre also durchaus denkbar, daß die LEPSIUSsche Bohrung nur auf Grund einer unbeabsichtigten und unbemerkten Bohrlochabweichung die gesuchte Gesteinsgrenze in der vermuteten Tiefe verfehlt hat.

Bg. XIV schenkte dem Bad einen neuen Sprudel, die Vermehrung der Solmenge war aber nur von kurzer Dauer. Sprudel XIV spricht eher gegen als für die Existenz einer „Hauptquellspalte“, denn die Sole trat nahezu im gesamten Kalksteinprofil aus.

Auch die Tatsache enger Kommunikation fast aller Quellen, auch der nicht auf einer bestimmten Linie gelegenen, läßt sich kaum mit nur einer Hauptspalte erklären.

Beispiele sind die Quellen I, II und VI, die sämtlich im Gefolge der Erbohrung des Sprudels VII versiegt waren. Sprudel VII sprang reichlicher, wenn XI nicht förderte. XI entzog dann dem Großen Sprudel Wasser, wenn er sehr hoch sprang. Auch der Kurbrunnen und der Salzbrunnen (Abb. 1) kommunizierten miteinander (WEISS 1896). Während der Bohrarbeiten an Bg. XII trübte sich zeitweilig Sprudel VII. Sprudel XII entzog VII, XI, dem Kur- und dem Salzbrunnen Wasser. Wurde XII dagegen gedrosselt, so stiegen im Usabett und in einem Wassergraben in der Saline verstärkt CO₂-Blasen auf (WEISS 1885: 17). Mit Sprudel XIV schließlich wurde den Sprudeln VII, XII, dem Kurbrunnen, dem Karlsbrunnen und der Siedehausquelle, letztere 1911 erbohrt (Abb. 1), ein Teil des Wassers abgegraben.

Aus unserer Betrachtung geht hervor, daß ein kompliziertes System von Klüften und Kavernen überwiegend im Kalkstein, die NNW—SSE- und die SSW—NNE-Richtung bevorzugend, dem seit Jahrtausenden unerschöpflichen Fluß der Bad Nauheimer Sole Aufstiegswege bahnt. Quellspalten, Kavernen und ganze Höhlensysteme folgen in Kalksteingebieten den tektonischen Klüften; Verwerfungen weisen dem Wasser den Weg (WAGNER 1960: 43). Das Bild einer „Hauptquellspalte“ vereinfacht zwar anschaulich die komplizierten Verhältnisse; es ist aber nicht ausreichend, sie zu erklären.

4. Schriftenverzeichnis

- * Unveröffentlichte Aufzeichnungen aus dem Archiv des Staatsbades Nauheim.
 ** Aus dem Archiv des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung.
- AMEELY, L. (1938): Anwendung von Emanationsmessungen zur Mutung von Heilquellen. Untersuchungen am Taunusrand im Bad Nauheimer Quellbezirk. — *Balneologie*, 5. Jg., 9: 385—396, 9 Abb.; Berlin.
- ANDERLE, H.-J. (1974): Block Tectonic Interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. — *Sci. Rep. Inter-Union Comm. Geodynamics*, 8: 243—253, 1 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BATTNER, F. (1804): Grund- und Seigerriss von der Grubenarbeit, welche onweit dem Nauheimer Mittelthor gegen Siedost auf Letten betrieben wird. Mit Legende.*
- BECKER, E. (1967): Die Gemarkung Bad Nauheim und ihre Flurnamen. — *Kleine Schr. Heimatver. Bad Nauheim*, 6, 154 S., 12 Abb., 1 Kt.; Bad Nauheim (Heimatverein).
- BECKER, F. (1939): Die Nauheimer Soden im 15. und in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts. — *Die Heimat*, 37, o. S.-Ang.; Bad Nauheim.
- BIBUS, E. (1971): Zur Morphologie des südöstlichen Taunus und seines Randgebietes. — *Rhein-Main. Forsch.*, 74, 279 S., 35 Abb., 3 Tab., 3 Kt.; Frankfurt a. M.
- & KÜMMERLE, E. (1971): Alter und Ausbildung der „Nauheimer Kantkiese“ und „Södeleer Rundschotter“ der Wetterau. — *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, 101: 62—74, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BIESKE, E. (1956): *Handbuch des Brunnenbaus. I. Grundwasserkunde, Geräte, Baustoffe.* — 448 S., 392 Abb., 71 Taf.; Berlin (Schmidt).
- BODE, F. (1853): Nauheim, seine natürlich warmen Soolquellen und deren Wirkung, nebst einer kurzen Nachricht über den Schwalheimer Mineralbrunnen. — 135 S., 1 Prof.; Kassel (Fischer).
- CHELIUS, C. (1902): Soole, Mutterlauge, Badesalz. Vortrag beim 10. Allg. Deutsch. Bäder-Verbandstag in Kolberg 1901. — *Balneol. Ztg.*, 13 (6): 43—44; Berlin.
- (1905): Geologischer Führer durch den Vogelsberg, seine Bäder und Mineralquellen. — 110 S., zahlr. Abb., 1 Kt., 2 Prof.; Gießen.
- DOMBROWSKI, H. J. (1963): Zur Geologie der Bad Nauheimer Quellen. — *Balneol. Monogr.*, Bad Nauheim, 1: 7—10; Bad Nauheim.
- DRESCHER, J. E. (1855): Der große Soolsprudel zu Bad Nauheim im Frühling 1855. — 47 S., 1 Prof.; Frankfurt a. M. (Auffarth). Nachtrag (1855): Der neue große Sprudel zu Bad Nauheim, genannt Friedrich-Wilhelm. — 18 S., 1 Tab.; Frankfurt a. M.

- DUISING, DUNKER, MEINHARD, WILHELMI, WILLE, WOERISHOFFER (1816—1822): Korrespondenz des Salinenamtes Nauheim mit der Rentkammer zu Hanau betr. die Aufsuchung einer reichhaltigen Salzquelle.*
- DUNKER, E. (1855): Bericht an das kurfürstliche Finanzministerium vom 13. 11. 1855.*
 — (1857): Altes und Neues über Nauheim und seine Soolquellen. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., 6: 7—11; Gießen.
 — (1841): Bohrberichte über Sprudel VII (z. T. von WILHELMI).*
- ESER, W. (1903): Profil der Bohrung am Glashüttenwehr von 1848.*
 — (1907): Einiges über die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Bad-Nauheimer Sprudelwässer und über die Bereitung von möglichst kohlenäurereichen Sprudelbädern. — 35 S.; Bad Nauheim.*
- FRICKE, K. (1969): Nomenklatur, Begriffsbestimmungen und Sonderstatus der Heil- und Mineralwässer. — Der Naturbrunnen, 12: 3—7; Bad Godesberg.
- GÖTZ (1904): Bericht vom 30. 7. und 7. 10. 1904 betreffend die Kohlensäure in Bad Nauheim.*
- GRÖNKE, L. (1962): Der Friedrich-Wilhelm-Sprudel von Bad Nauheim. Seine Erbohrung und Neuverrohrung. — Heilbad u. Kurort, 14: 206—208, 6 Abb.; Gütersloh.
 — (1968): Die Quellen und Badeanlagen von Bad Nauheim. — Heilbad u. Kurort, 20. Jg., 10: 21—25, 2 Abb.; Baden-Baden.
- JORNS, W. (1967): Die Salzgewinnung aus der Bad Nauheimer Quellsole ist 2500 Jahre alt! — Umschau, 67 (14): 455—456; Frankfurt a. M.
- KISSEL, F. (1925): Die Erbohrung der Ernst-Ludwig-Quelle (Sprudel XIV) in Verbindung mit der Entstehung der übrigen Solquellen und dem Entwicklungsgang des Bades und der Stadt Bad Nauheim. — 37 S., 8 Abb.; Bad Nauheim (Wagner).
 — (1935): Hundert Jahre Bad Nauheim. Geschichte des hessischen Staatsbades 1835—1935. — 156 S.; Bad Nauheim (Wagner).
 — (1959): Der Waitzische Turm und die ehemaligen Windmühlen der Saline zu (Bad) Nauheim. Nachlaß, herausgeg. von E. BRÜCHER. — Wetterau. Geschichtsbl., 7/8: 141—152; Friedberg (Bindernagel).
- KNERIEM, F. (1921): Bad Nauheim, sein Untergrund und die salzhaltigen Quellen. — 20 S., 2 Abb.; Bad Nauheim (Wagner).
- LEPSIUS, R. (1896): Bericht an das Großherzogliche Ministerium der Finanzen betreffend Tiefbohrung auf Sole in Bad Nauheim. — 6 S.; Darmstadt.**
 — (1900a): Bericht über die Erbohrung des neuen Soolsprudels zu Bad Nauheim im Winter 1899/1900. — 16 S., 1 Prof.; Darmstadt.**
 — (1900b): Festschrift zur Weihe des neuen Soolsprudels zu Bad Nauheim. — 35 S., 2 Abb., 2 Taf.; Darmstadt.
- LUDWIG, R. (1853): Die geognostischen Verhältnisse um Nauheim, und die Entstehung der Soolquellen. — In: BODE 1853: 10—25.
 — (1855a): Geologische Specialkarte des Großherzogthums Hessen und der angrenzenden Landesgebiete i. M. 1:50 000, Section Friedberg, m. Erl. — 76 S., 1 Prof.; Darmstadt.
 — (1855b): Berichte vom 6. 3. und 21. 3. 1855 über die Erbohrung des Sprudels XII.*
 — (1856): Das kohlenäure Gas in den Soolsprudeln zu Nauheim und Kissingen und die von ihm abhängenden Erscheinungen. — 95 S., 2 Prof.; Frankfurt a. M. (Keller).
 — (1865): Die alten Salinen bei Bad Nauheim. — Arch. hess. Gesch., 11, 1: 46—61, 8 Abb.; Darmstadt.
- MÜLLER, K.-H. (1969): Baugrunderkundung und allgemeine Gründungsberatung für den Neubau eines Schwimmbades beim Parkhotel in Bad Nauheim, Kreis Friedberg. — Unveröff. Gutachten, 4 S., Anl.**
- NÖRING, F. (1970): Bad Nauheim (Hessen). — Heilbad u. Kurort, 10, 1 S. (im Anhang); Bonn.
- ROTUREAU, A., & CHATIN, A. (1856): Die Mineralquellen zu Nauheim. — 180 S., 1 Prof.; Friedberg (Bindernagel).
- SCHÄFFER (1847): Bericht vom 16. 1. 1847 über eine neue Trinkquellenbohrung.*

- SCHARPFF, H.-J. (1974): Verbreitung und Dynamik der mineralwasserbeeinflussten Grundwässer der Wetterau/Hessen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **70**: 103—158, 14 Abb., 8 Tab., Taf. 1; Wiesbaden.
- SCHENK, E. (1974): Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen. Ein Beitrag zur tektonischen Analyse der Riftsysteme. — Sci. Rep. Inter-Union Comm. Geodynamics, **8**: 286—302, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHÖNHALS, E. (1933): Das Auftreten der Mineralquellen bei Bad-Nauheim. Erläutert an Hand der neuen geologischen Spezialkartierung. — Z. dt. geol. Ges., **85** (7): 545—553, 2 Abb.; Berlin.
- (1936): Geologie der Umgebung von Bad-Nauheim und Friedberg (Oberh.) unter besonderer Berücksichtigung der Tertiärablagerungen. — Abh. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, **9** (1): 1—134, 23 Abb., 8 Taf., 1 Kt. 1: 25000; Darmstadt.
- SCHREIBER, F. (1855a): Tagesberichte vom 13., 16. und 19. 3. 1855 betreffend die Bohrarbeiten in Sprudel XII.*
- (1855b): Der kleine Soolsprudel (die Quelle No. 11) und ihre Beziehungen zu dem Versiegen und Wiederheben des großen Soolsprudels No. 7 und dem Erscheinen der großen Friedrich-Wilhelms-Quelle zu Nauheim. — 15 S., 2 Tab.; Eisleben.
- (1858): Die neue Fassung und das Verhalten des Soolsprudels No. 7 in Nauheim. — Notizbl. Ver. Erdkde. mittelrhein. geol. Ver., **6**: 41—45; Darmstadt.
- SPONHEUER, W. (1952): Erdbebenkatalog Deutschlands und der angrenzenden Gebiete. 1800—1899. — Mitt. dt. Erdbebendienst, **3**: 1—195, 32 Abb., 2 Tab.; Berlin (Akad.-Verl.).
- STEUER, A. (1921): Die Nauheimer Quellen und die Geologie der Wetterau. — Verh. Ges. dt. Naturfreunde u. Ärzte, 86. Vers. zu Bad Nauheim 1920: 1—16; Leipzig (Pries).
- WAGNER, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. — 694 S., 591 Abb., 231 Taf., 1 Kt.; Öhringen (Rau).
- WAGNER, W. (1963): Geologischer Schnitt durch das Quellengebiet von Bad Nauheim. — In: DOMBROWSKI 1963: 8.
- WEISS, O. (1872): Beitrag zur Kenntnis der Nauheimer Soolsprudel. — Schr. Ges. Beförd. ges. Naturwiss. Marburg, **10** (4): 275—289, 2 Tab., 1 Taf.; Kassel.
- (1885): Soolbad Nauheim. Führer für Kurgäste. III. A. — 63 S., Friedberg/Bad Nauheim.
- (1896): Festrede bei der Feier des 50jährigen Bestehens des Großen Soolsprudels, der Quelle VII. — 7 S., 1 Abb.; Bad Nauheim (Wagner).
- (1902): Zusammenstellung der Erfahrungen über Tiefbohrungen nach Soole zu Bad Nauheim. — Sitzber. Ges. Beförd. ges. Naturwiss. Marbg., 1901, 5, 59—72, 1 Abb., 1 Tab.; Marburg.
- WERVEKE, L. v. (1913): Die Richtung der Nauheimer Thermalquellenspalte. — Z. prakt. Geol., **21**: 49—54, 5 Abb.; Berlin.
- WEYL, R. u. a. (1967): Geologischer Führer durch die Umgebung von Gießen. — 184 S., 44 Abb., 8 Tab.; Gießen.
- WIEGAND, K. (1970): Schichtenverzeichnisse von Untersuchungsbohrungen zum Bau des Thermalbewegungsbades Bad Nauheim. Bg. Nr. 5618/121.**
- WILHELMI, H. (1828): Situations-Plan von der kurfürstlich Hessischen Saline Nauheim. Mit Legende.*
- WILLE, G. A. (1828): Geognostische Beschreibung der Gebirgsmassen zwischen Taunus- und Vogelsgebirge, von der Lahn nach dem Main, Rhein und der Nahe, nebst besonderer Beachtung der daselbst vorkommenden verschiedenartigen Mineralquellen. — 168 S., 1 Tab., 2 Kt.; Mainz (Kupferberg).
- WITTICH, E. (1898): Bericht über die geologische Aufnahme der Umgegend von Bad-Nauheim. — Notizbl. Ver. Erdkde., (IV) **19**: 17—33; Darmstadt.
- (1907): Übersicht der geologischen Verhältnisse des Großherzogthums Hessen. — Gießen (Roth).

Der Gebirgsschlag vom 23. 6. 1975 im Kalibergbaugebiet des Werratal

Von

GÜNTER LEYDECKER*

Mit 2 Abbildungen

Kurzfassung: Am 23. 6. 1975 um 14¹⁷ MEZ erschütterte ein Erdbeben mit der Magnitude $M_{10c} = 5,2$ weite Gebiete des mittleren Teils Deutschlands. Das Hypozentrum lag in der Nähe des Ortes Sünna, DDR, im Kalisalzabbaugebiet des Werratal. Auf Grund der Herdlösung und wegen ähnlicher Ereignisse im gleichen Gebiet kann das Erdbeben als Gebirgsschlag erklärt werden.

Abstract: On June 1975, 14¹⁷ CET, a large part of central Germany was shaken by an earthquake of magnitude $M_{10c} = 5.2$. The hypocenter was located near the village of Sünna, GDR, in the potash mines of the Werra river valley. On account of the fault plane solution and because of similar events in the same region the earthquake can be explained as a rock burst.

Inhalt

1. Einleitung	271
2. Makroseismische Beobachtungen	272
3. Instrumentelle Beobachtungen	275
4. Abschätzung des Absenkungsbetrages mittels Energiebetrachtung	276
5. Schriftenverzeichnis	277

1. Einleitung

Das Kalisalzabbaugebiet im Werratal um die Orte Philippsthal, Heringen und Merkers liegt im Bereich der teilweise tektonisch sehr aktiven Mittelmeer-Mjösen-Zone. Trotzdem weist dieses Teilgebiet eine sehr geringe Seismizität auf. Das einzig bekannte Schadenbeben in historischer Zeit, 1776 bei Rotenburg a. d. Fulda (Intensität VI—VII), läßt sich auf Grund der geologischen Verhältnisse auf Vorgänge im Salzgebirge in geringer Tiefe zurückführen (AHORNER u. a. 1970). Erst mit Beginn des Kalibergbaus im Werratal ereigneten sich dort in kürzerer Zeit zwei starke Beben:

* Dr. G. LEYDECKER, Dipl.-Geophysiker, Institut für Meteorologie und Geophysik der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, 6000 Frankfurt a. M. Neue Anschrift: Seismologisches Zentralobservatorium Gräfenberg, Krankenhausstraße 1, 8520 Erlangen.

am 22. 2. 1953 in Heringen, Magnitude 5,4, und am 8. 7. 1958 in Merkers, Magnitude 5,2. Die Ursache dieser plötzlich verstärkt einsetzenden Seismizität wird von SPONHEUER u. a. (1960) auf den bergmännisch betriebenen Kaliabbau zurückgeführt. Die kalisalzführenden, 2–4 m dicken Flöze befinden sich in etwa 300 und 600 m Tiefe, überlagert von 100–200 m mächtigen Steinsalzschiechten; die Abbaufelder haben Ausdehnungen bis zu 40 km² erreicht. Das Niedergehen des Hangenden in Teilbereichen dieser Gruben wurde als Grund der beiden jüngeren Erdbeben angesehen (SPONHEUER u. a. 1960). Sie wurden deshalb als Gebirgsschläge außergewöhnlicher Stärke bezeichnet. Sowohl natürliche Auslaugungsvorgänge als auch bergmännisch geschaffene Hohlräume müssen demnach bei künftigen Ereignissen vorrangig zur Klärung der Bebenursachen berücksichtigt werden.

2. Makroseismische Beobachtungen

Am Montag, den 23. 6. 1975 um 14¹⁷ MEZ wurden weite Gebiete des mittleren Teils der Bundesrepublik Deutschland und auch der DDR von einem Erdbeben erschüttert. Besonders betroffen war Nordhessen im Bereich Heringen—Bad Hersfeld—Hünfeld. Aber auch in Frankfurt a. Main, Mannheim, Köln und Wolfsburg wurde das Beben vereinzelt verspürt, und zwar hier fast ausschließlich in den oberen Stockwerken von Hochhäusern. Das Lufthansa-Hochhaus in Köln und ein zur Universität in Frankfurt a. Main gehörendes Hochhaus wurden daraufhin geräumt. Ein 75 m hoher Blechschornstein im weit entfernten Altbach (Kreis Esslingen) führte starke Schwingungen aus. In einer Bierbrauerei in Peine, Niedersachsen, bewegte sich die Flüssigkeit in den Gärbottichen etwa 5–10 cm schwappend auf und ab; diese Bewegungen waren erst nach etwa 5 Minuten abgeklungen.

Wesentlich beunruhigender war das Geschehen für die Bewohner des epizentralen Nahbereichs. In Ransbach und den umliegenden Orten liefen die Menschen verängstigt auf die Straßen. Viele hatten im ersten Augenblick Kreislaufstörungen vermutet, dann aber durch das Knistern in Wänden und Decken, das Pendeln hängender Lampen und das Klirren von Geschirr auf ein Erdbeben geschlossen. Einige befürchteten auch ein Unglück in den Gruben der benachbarten Kali und Salz AG.

Die Schäden auf hessischem Gebiet sind sehr gering: einige Mauerrisse — bis 0,5 cm breit — in wenigen Häusern und in der Kirche von Ransbach und der von Ausbach. Dagegen sollen nach Berichten von DDR-Besuchern einige Häuser in Sünna stark beschädigt worden sein. Dies ist einer der Gründe, weshalb das Epizentrum in der Nähe dieses Ortes zu vermuten ist. Da das Abbaufeld der Kaligrube Marx-Engels (früher: Sachsen-Weimar, Unterbreizbach) sich bis unter Sünna erstreckt, ist ein Gebirgsschlag zur Ursachenklärung mit in die Überlegungen einzubeziehen.

Die sofort vom Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt a. Main durchgeführte Fragebogenaktion zur Bestimmung der Intensitätsverteilung und zur Ermittlung des Schüttergebietes ergab mehr als 300 Beobachtungsmeldungen. Die Festlegung der Intensitätswerte erfolgte mittels der 12teiligen makroseismischen Skala nach MEDWEDJEW — SPONHEUER — KARNIK. Die damit gewonnene Isoseistenkarte ist in Abb. 1 dargestellt.

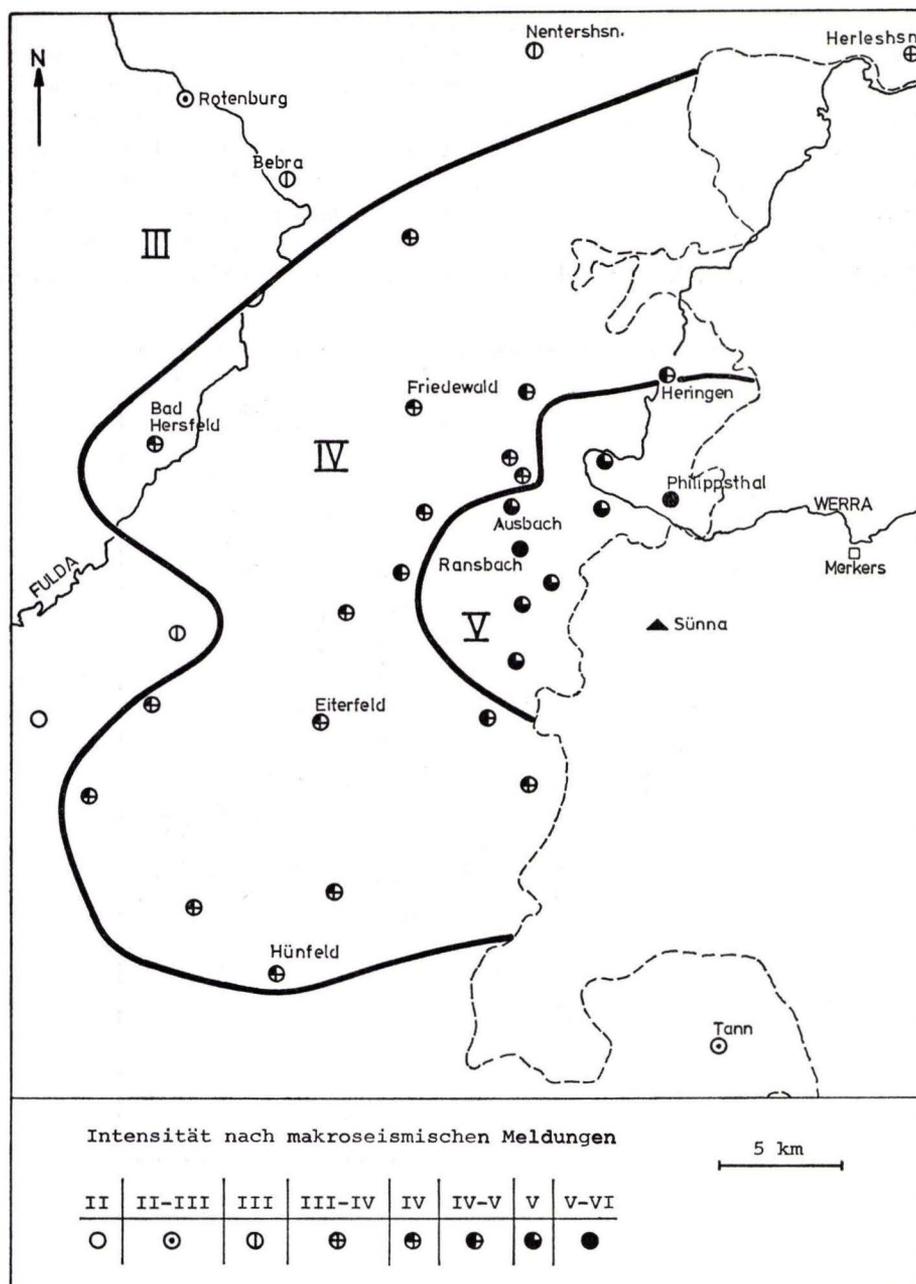


Abb. 1. Isoseismenkarte zum Gebirgsschlag vom 23. 6. 1975 für den epizentralen Nahbereich auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland.

Die Isoseisten lassen sich annähernd als nach E offene Halbkreise beschreiben mit Zentrum in der DDR. Dies ist ein weiterer Hinweis auf die geographische Lage des Epizentrums. Über den Verlauf der Isoseisten auf DDR-Gebiet und über die dort beobachtete Maximalintensität liegen bisher keine Informationen vor. Auf Grund der oben erwähnten Schäden in Sünnä ist als Maximalintensität VII–VIII zu vermuten.

Die maximal in Hessen beobachtbare Intensität war V–VI, jedoch nur in einem kleinflächigen Gebiet. Die Menschen bereits beunruhigende Intensität IV wurde bis Herleshausen, Bad Hersfeld und Hünfeld gefühlt, Intensität III bis Rotenburg a.d. Fulda, Marburg, Alsfeld und Fulda. Das gesamte Schüttergebiet zeigt Abb.2, mit

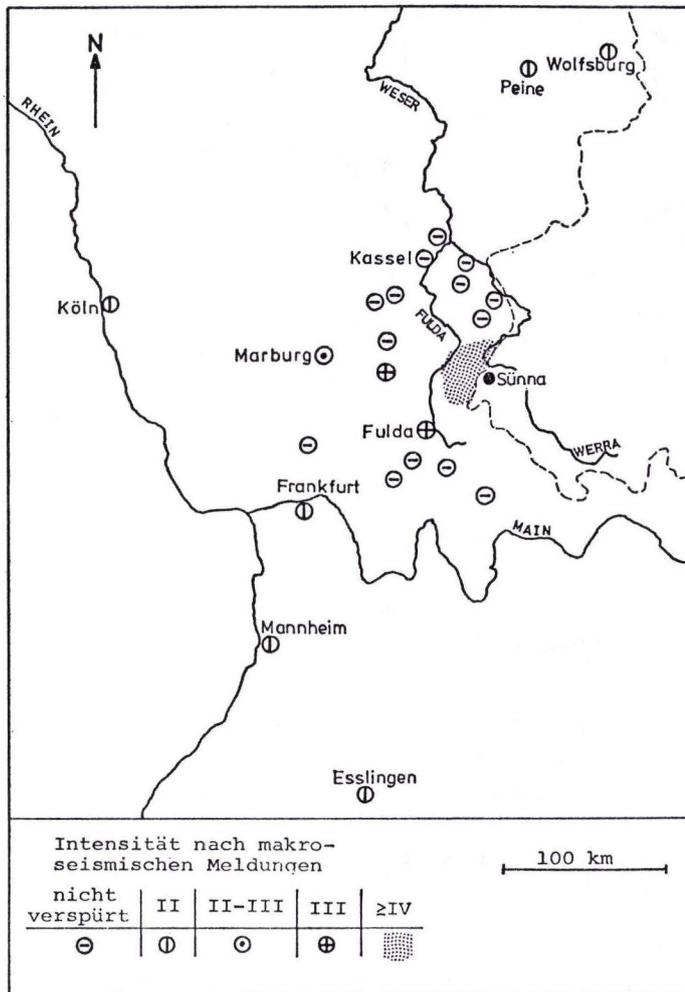


Abb. 2. Fühlbarkeitsbereich des Gebirgsschlages vom 23. 6. 1975 für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland.

herdfernen Fühlbarkeitsinseln der Intensität II. Von Orten, die mit Intensität I („nicht verspürt“) gekennzeichnet sind, lagen negative Beobachtungsmeldungen vor.

Die Bestimmung des Epizentrums und besonders der Herdtiefe unter Zugrundelegung der Isoseistenkarte war wegen des Fehlens der Daten aus der DDR nicht möglich.

3. Instrumentelle Beobachtungen

Die durch das Erdbeben verursachten Erschütterungen wurden von nahezu allen europäischen Seismographenstationen aufgezeichnet. Wegen der für Deutschland außergewöhnlichen Stärke des Ereignisses wurden die meisten der deutschen Seismometersysteme übersteuert, wobei bei einigen Aufzeichnungsgeräten (z. B. im Taunus-Observatorium auf dem Kleinen Feldberg) sogar die Schreibnadeln abgeworfen wurden, so daß nur die Ersteinsätze bestimmbar waren. Die mit geringerer Verstärkung arbeitenden langperiodischen Seismographen in Stuttgart zeichneten in allen 3 Komponenten vollständige Seismogramme auf. Bemerkenswert dabei sind die im Verhältnis zu den P-Wellen sehr großen S-Wellen (Amplitudenverhältnisse: 1:6 bei der N-S-Komponente, 1:15 bei der E-W-Komponente, 1:10 bei der Z-Komponente) und das mehrere Minuten dauernde Nachschwingen des Erdbodens mit vorherrschenden Perioden von 3–4 s. Diese starken Wellen gleicher Periode müssen als Ursache angesehen werden für die trotz großer Epizentralentfernungen noch in den obersten Stockwerken von Hochhäusern fühlbaren Erschütterungen: Eigenperiode von Hochhäusern und diese hier bevorzugt angeregten Wellenperioden entsprechen einander. Eine Erklärung für den starken Scherwellenanteil konnte bisher nicht gefunden werden.

Auf Grund des Fehlens von herdnahen Seismometerstationen, die herdnächste Station ist Göttingen (Epizentralabstand ca. 90 km), ist die Bestimmung des Epizentrums relativ ungenau, wie die folgenden Rechenergebnisse zeigen:

gemeldet von	Breite	Länge
BCIS	50° 50' ± 2' N	9° 58' ± 2' E
Bensberg	50° 48' N	9° 54' E
Gräfenberg	50° 48' N	9° 57' E
Karlsruhe	50° 48,6' N	9° 57,8' E
Moxa	50° 48' N	10° 00' E
Norsar	51° N	10° E

Die Herdtiefe wurde nur vom Institut für Geophysik der Universität Karlsruhe berechnet, wobei Daten von 56 Erdbebenstationen aus ganz Europa benutzt wurden. Die Rechnungen zeigen, daß Tiefen zwischen 1 und 8 km zu Lösungen gleicher Qualität gehören, eine Entscheidung über die wahrscheinlichste Tiefe daraus also nicht ableitbar ist.

Interessant ist nun die Untersuchung des Herdvorganges aus dem Bewegungssinn der Ersteinsätze mittels Herdlösungen, die vom Karlsruher Institut für Geophysik errechnet wurden. So zeigen nahezu alle Vertikalseismographen als Ausschlags-

richtung des ersten P-Einsatzes Dilatation, also Bewegung zum Herd hin. Die wenigen Kompressionseinsätze einiger herdferner Stationen dürften auf deren zu geringe Empfindlichkeit und damit auf eine falsche Phasenidentifikation zurückzuführen sein. Gleiche Erstbewegungen in allen Richtungen um den Herd sind nur in zwei Fällen möglich: bei einer Explosion mit Kompressionseinsätzen oder bei einer Implosion, wie sie ein Einsturzbeben darstellt, mit Dilatationseinsätzen.

Da das Herdgebiet zum Abbaubereich des Kalisalzes gehört, da ähnliche Ereignisse schon in früheren Zeiten, jedoch verstärkt erst seit Beginn des Kalibergbaus dort auftraten und auf Grund der Herdlösung, ist es sehr wahrscheinlich, daß das Beben vom 23. 6. 1975 ein Gebirgsschlag gewesen ist. Da die Abbautiefe max. 600 m beträgt, kann als Herdtiefe 0,3—0,6 km angenommen werden.

Die Frage, ob das Absenken des Hangenden als Auslöser für tektonische Spannungsentladung diene, ob also natürliche Gebirgsspannungen zum Gesamtbeben beitragen, ist nicht abschließend zu beantworten. Energiebetrachtungen von SPONHEUER u. a. (1960) für das Merkers-Beben, das Auftreten ähnlicher Ereignisse in früheren Zeiten und das Fehlen kleinerer tektonischer Beben unterstützen die Vorstellung eines reinen Gebirgsschlages. Trotzdem ist die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß sich regional tektonische Spannungen um einen Hohlraum, wie er bei bergmännischem Abbau oder durch Auslaugung geschaffen wird, konzentrieren und beim Niedergehen des Hangenden mit freigesetzt werden.

Die vom 25. 6.—2. 7. 1975 mit drei mobilen Seismometerstationen — davon zwei aus dem Institut für Geophysik der Universität Karlsruhe — durchgeführten Beobachtungen westlich des Herdgebietes erbrachten keine Nachbebenregistrierungen.

Aus den bisherigen Ergebnissen und Überlegungen lassen sich folgende Daten zum Gebirgsschlag vom 23. 6. 1975 ableiten:

Herdzeit (nach BCIS):	14:17:36 MEZ
Epizentrum (in Sünnä/DDR, nach Moxa):	50° 48' N 10° E
Herdtiefe (vermutet):	0,3—0,6 km
Magnitude (nach Moxa):	$M_{loc} = 5,2$
max. Intensität (vermutet):	VII—VIII

4. Abschätzung des Absenkungsbetrages mittels Energiebetrachtung

Um eine Vorstellung über den zum Erzeugen eines Bebens dieser Magnitude notwendigen Absenkungsbetrag des Hangenden zu erhalten, soll eine kurze Energiebetrachtung angeschlossen werden. Nach RICHTER (1958: 366) besteht zwischen Erdbebenenergie E und Magnitude M folgender Zusammenhang

$$\log E = 11,4 + 1,5 \cdot M.$$

Für ein Beben der Magnitude 5,2 ergibt sich daraus

$$E = 10^{19,2} \text{erg.}$$

Die potentielle Energie des Hangenden beträgt

$$E_{pot} = \rho \cdot V \cdot h \cdot g$$

mit ρ = Gesteinsdichte, V = Volumen des Hangenden, h = Absenkungsbetrag, g = Erdbeschleunigung.

Mit den Annahmen: $\rho = 2,5 \text{ g/cm}^3$, Fläche des Bruchgebietes = $1,0 \text{ km}^2$, Mächtigkeit des Hangenden = $0,6 \text{ km}$ und Gleichsetzung von potentieller Energie und Erdbenenenergie ergibt sich als Absenkungsbetrag (freier Fall!):

$$h = 11 \text{ cm.}$$

Ob dieser Wert erreicht oder überschritten wurde, müßte durch Untersuchungen am Bebenort und unter Tage festgestellt werden; ebenso kann die Größe des Bruchgebietes nur vor Ort bestimmt werden. Diese Betrachtung sollte lediglich eine Vorstellung der Größenverhältnisse vermitteln, denn der Wirkungsgrad einer solchen Absenkung konnte, da unbekannt, nicht berücksichtigt werden.

Danksagung: Ich danke Herrn K. P. BONJER und Herrn CH. GELBKE vom Institut für Geophysik der Universität Karlsruhe für das Überlassen der Registrierungen der beiden Mobilstationen im Herdgebiet, für die ausgeführten Berechnungen und die anregenden Diskussionen. Herrn J. FERTIG danke ich für die Hilfe bei der Installation der Mobilstation. Herr MANSS vom Bürgermeisteramt Hohenroda war hilfreich beim Begehen des Schadensgebietes und stellte einen Kellerraum seines Hauses zum Aufstellen der Seismometerstation zur Verfügung. Allen, die bereitwillig ihre Beobachtungen mitteilten, sei ebenfalls gedankt.

5. Schriftenverzeichnis

- AHORNER, L., MURAWSKI, H., & SCHNEIDER, G. (1970): Die Verbreitung von schadenverursachenden Erdbeben auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland — Versuch einer seismologischen Regionalisierung. — *Z. Geophys.*, **36**: 313—343.
- RICHTER, C. F. (1958): *Elementary seismology*. — San Francisco and London (W.H. Freeman and Co.).
- SPONHEUER, W., GERECKE, F., & MARTIN, H. (1960): Seismische Untersuchungen zum Gebirgsschlag von Merkers/Rhön am 8. Juli 1958. — *Freiberger Forsch.-H.*, **C 81**: 64—79.

Manuskript eingegangen am 15. 10. 1975

Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus

Vorläufige Mitteilung der Ergebnisse tektonischer Untersuchungen

Von

HANS-JÜRGEN ANDERLE*

1. Einleitung

Die Anwendung gefügekundlicher Methodik nach SANDER erfolgte im Südtanun bisher lediglich in regional begrenzten tektonischen Spezialarbeiten (KUBELLA 1951, JUNG 1955, STENGER 1961, HEINRICHS 1968). Die Ergebnisse der ersten Analyse der Kleintektonik im Gesamtgebiet (ca. 500 km², 800 Aufschlüsse) werden, da für verschiedene Forschungsvorhaben benötigt, hier vorgelegt. Eine ausführliche Darstellung mit erläuternden Abbildungen, genauen Ortsangaben und vollständigem Literaturverzeichnis ist in Vorbereitung.

Das Gebiet umfaßt den Gebirgsstreifen zwischen der tektonischen Grenze gegen das Tertiär (örtlich das Rotliegende) im S und der Auf- und Überschiebung der tiefunterdevonischen Abfolgen auf Gesteine der Unterems-Stufe im N. Es handelt sich um unterdevonische Tonschiefer, Sandsteine und Quarzite sowie örtlich mitteldevonischen Tonschiefer, Kalkstein und Dolomit. Außerdem um vordevonische epimetamorphe Magmatite und Sedimentite (vgl. ANDERLE & MEISL 1974).

2. Kleintektonik

2.1. s-Flächen- und Achsengefüge

Es waren hier 2 variszische Deformationen durch Faltung, Schieferung und Interndeformation wirksam. Beide haben je zu einer Schieferigkeit (s_1, s_2), Falten (F_1, F_2) und Achsen (B_1, B_2) geführt. s_1 ist ss-parallel in Tonschiefern, transversal in mächtigeren Sandstein-Einlagerungen der Bunten Schiefer und im Scheitel von Selektivfalten. Es fehlt meist in mächtigen Quarziten. In den Magmatiten hat es die gleiche Raumlage wie in den Sedimentiten. Es ist durchgreifend, streng geregelt, konstant im 60°-Streichen, zeigt metamorphe Stoffsonderung und Linsenbau im Mikrobereich und Vergenzwechsel.

Der Vergenzscheitel verläuft zwischen der Q-Störung Kohlrech — Ernstbach-Tal (Bl. 5913) (EHRENBERG & KUPFAHL 1968) im W und der Idsteiner Senke im E bis

*) H.-J. ANDERLE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

zu 9 km nordwestlich des Südtanuns; jenseits der beiden Q-Störungszonen nahe seinem Südrand. Einem Bereich mit SE-Vergenz in der Mitte stehen so zwei Bereiche mit vorherrschender NW-Vergenz an den Seiten gegenüber. Die Scheitellinie verspringt an Q-Störungen. Versatz nach NW bedeutet Hebung, Versatz nach SE Senkung, was durch morphologisch erkennbare Bruchstrukturen kontrollierbar ist. Die Gegenvergenz entstand durch Auffächerung von s_1 bei Rotation um b am Südrand des primär NW-vergenten Rhenoherynikums, was durch asymmetrische selektive Kleinfalten belegt wird.

Die F_1 in Taunusquarzit und Hermeskeil-Sandstein sind Biegegleit-Falten (meist Scharnierfalten, BREDDIN 1965), diejenigen in den Bunten Schiefen und sedimentären Phylliten Selektivfalten. Es überwiegen Kleinfalten (Größenbezeichnungen nach FURTAK 1965). Die einzige Spezialfalte besteht aus Frankental-Mulde und Rossel-Sattel (JUNG 1955) S Abmannshausen (Bl. 6013). Der von allen früheren Bearbeitern vertretene Spezialfalten-Bau fehlt. Die Asymmetrie der F_1 zeigt, daß zu Beginn der Faltung ss einen spitzen Winkel mit der Einengungsrichtung bildete, also nicht mehr horizontal lag (ALBRECHT 1971). Der Öffnungswinkel der F_1 -Schenkel ist in den sedimentären Phylliten mit 15–30° deutlich kleiner als in den Bunten Schiefen mit 30–70° und im Taunusquarzit mit 50–90°.

In den sedimentären Phylliten an Rabenstein und Kalteborn S Eppstein (Bl. 5816) ist die Asymmetrie der F_1 besonders ausgeprägt. Es lassen sich vier Formgruppen unterscheiden: (1) mm-dünne Sandlagen parallel s_1 sind örtlich in enge Falten gelegt, deren Scheitel verdickt sind, (2) anisopache Selektivfalten mit schwacher Scheitelverdickung und z. T. Transversalschiefriigkeit, (3) cm- bis dm-starke Quarzitlagen bilden unter Reduktion der überkippten Schenkel schindelartig gelagerte Reihen von Normalschenkeln und (4) stark disharmonische Selektivfalten mit gebogenen Achsenflächen und unterschiedlich eingegengten Sätteln und Mulden.

Die reellen B_1 (SANDER 1942) fallen W der Idsteiner Senke nach SW und östlich davon nach NE ein. Ausnahmen von dieser Regel ordnen sich im Osttanun im Bereich großer Q-Störungen an und sind im Westtanun an verkippte Bruchschollen gebunden.

s_2 liegt transversal zu s_1 und deformiert es, ist räumlich unterschiedlich intensiv, kann örtlich fehlen, schwankt im Einfallen und ist stärker stoffabhängig als s_1 . Es fehlt in den Quarziten und Felsokeratophyren und ist in den Phylliten am stärksten ausgeprägt. Im mittleren Südtanun tritt es stärker in Erscheinung als ganz im W und im E. Im Osttanun streicht s_2 60°, im Westtanun schwenkt es bis auf 150° um. Das Einfallen ist mit 30–40° nach NW bis SW gerichtet. Am Südrand tritt, bedingt durch Rotation von Randschollen, SE-Fallen auf. Die Vergenz ist ursprünglich einheitlich nach SE gerichtet. Bei den Bewegungen auf s_2 überwiegen Abschiebungen.

Die F_2 sind SE-vergente, meist asymmetrische Klein- bis Mikrofalten, deren Achsenebenen im Mittel s_2 entsprechen. Sie sind deutlich stoffabhängig. Für den Grünschiefer sind Kleinfalten, für den sedimentären Phyllit enge Fältelung und für den Serizitgneis Runzelung und weitspannige, flache Wellung typisch. Ihr Falten Spiegel erscheint gegenüber der Ausgangslage von s_1 nach NW rotiert.

Die B_2 sind Achsen von F_2 , Runzeln und Schnittlineare von s_1 und s_2 . Die Regel der Achsenkulmination in der Idsteiner Senke gilt auch hier. Bereiche schollen-

gebundener Ausnahmen finden sich NE Wiesbaden (Bl. 5815) und zwischen Königstein, Kronberg und Altenhain sowie zwischen Lorsbach und Eppstein (Bl. 5816).

2.2. Kluftgefüge

Bei den Kluftgefügen überwiegen Polpunkt-Gürtel in der flachliegenden (ab)-Ebene. Sie setzen sich aus den Polen von D- und Q-Klüften zusammen. Die D-Klüfte bilden meist die Maxima, lediglich in Aufschlüssen am Rande der Bruchschollen überwiegen Q-Klüfte. Unter den D-Klüften dominieren die N bis NNE streichenden rheinischen Klüfte am Ostrand des Taunus, dann zwischen Kronberg und Königstein, NE Wiesbaden und im Walluf-Tal S Schlangenbad (Bl. 5914), während die WNW streichenden herzynischen D-Klüfte vor allem im Westtaunus westlich der Störung Kohlrech — Ernstbach-Tal ausgeprägt sind. In den Gesteinen des Unterdevons (Aufschlüsse meist im Taunusquarzit) weicht ss von (ab) mit Drehachse b um Winkel bis 30° , in Einzelfällen auch bis 40° , ab. Kleinkreis-Besetzungen von D-Kluftpolen in Bereichen ungekrümmten ss-Gefüges zeigen Rotationen um b während der Kluftbildung an. Weitere Rotation um b kann danach erfolgt sein; hierbei sind überkippte Faltenflügel bevorzugt. Der Scherflächen-Winkel (mittlerer Winkel zwischen den D-Klüften, gemessen im Sektor von a des Kluftgefüges) liegt zwischen 60 und 90° . In den Sedimenten des Vordevons weicht ss parallel s_1 von (ab) des Kluftgefüges mit Drehachse b um Winkel zwischen 60 und 90° ab. Zusammen mit den stark asymmetrischen Selektivfalten weist das auf stärkere Einkippung vor der Kluftbildung und anschließende Internrotation hin. In den Magmatiten beträgt der Winkel zwischen s_1 und (ab) $90 \pm 20^\circ$. Diese Symmetriebeziehungen der Teilgefüge weisen auf gemeinsame Entstehung hin. Der Scherflächen-Winkel liegt in den Gesteinen des Vordevons zwischen 40 und 60° . Rotationen des Gefüges nach der Kluftbildung erreichen hier nur geringe Beträge.

Die Bildung der Primärklüfte überlagert das Ende der Selektivfaltung und den Anfang der Biegegleit-Faltung. Kleinkreis-Besetzungen von Scherkluftpolen beweisen die synorogene Entstehung. In den Diagrammen sind jedoch variszische und nachvariszische Klüfte nur in besonderen Fällen zu unterscheiden, da die spätere saxonische und mit der Taphrogenese des Oberrhein-Grabens verbundene Zerrung das variszische Kluftgefüge weiter ausgestaltet hat, wobei dieses die Funktion einer Perforation übernahm.

3. Gebirgsbau

Die Erarbeitung einer abgedeckten tektonischen Karte aus der GK 25 ergab eine Gliederung des Südtaunus durch Q-Störungen in 16 Bruchschollen, für die je 1 Querprofil konstruiert wurde. Während von Profil zu Profil graduelle Bauunterschiede sichtbar sind, kann man die Profile 2 Bautypen zuordnen. Die Profile der 1. Gruppe enthalten nur devonische Gesteine, zeigen überwiegend monoklinalen Schuppenbau, die Gesteinsfolgen verjüngen sich je Schuppe von NW nach SE, der Falten- bzw. Schuppenspiegel fällt nach SE ein, NW-Vergenz ist vorherrschend, SE-Vergenz kann am Südrand der Profile auftreten. Dieser Bautyp tritt am Westrand des Taunus W der Störung Kohlrech — Ernstbach-Tal (Bl. 5913) und am Ostrand des Taunus

E Köppern (Bl. 5717) auf. Die Profile der 2. Gruppe enthalten neben devonischen auch vordevonische Gesteine und zeigen ebenfalls monoklinalen Schuppenbau. Westlich der Idsteiner Senke herrscht ausschließlich SE-Vergenz, östlich davon nimmt der Anteil der SE-Vergenz nach NE von Profil zu Profil ab. Die NW-Vergenz in den Phylliten zwischen Eppstein und Lorsbach stellt eine Abweichung dar. In den Schuppen A, B und D (von NW nach SE) verjüngen sich die Gesteinsfolgen ebenfalls je Schuppe von NW nach SE. (Die sedimentären Phyllite der Schuppe D gehören vermutlich in das ursprünglich Liegende der Magmatite. Mehrere Versuche, in ihnen Mikrofossilien nachzuweisen, blieben ohne Erfolg.) In Schuppe C sind die Verhältnisse umgekehrt. Hier werden die Magmatite von NW-fallenden Sedimenten der Gedinne-Stufe des Unterdevons überlagert.

Während im Bereich des Bautyps 1 das kristalline Fundament nach SE abtaucht (Deutung MEYER & STETS 1975), steigt es im Bereich des Bautyps 2 nach SE an. Dadurch treten in seinem Hangenden die Gesteine der Metamorphen Zone an die Oberfläche. Sie zeichnen sich gegenüber den devonischen Gesteinen durch eine intensivere variszische Deformation, einen ausgeprägt phyllitischen Habitus und eine Metamorphose der Grünschiefer-Fazies aus. Anzeichen für eine kaledonische gefügeprägende Orogenese fehlen in ihnen. Hier sind die Beobachtungen von STENGER (1961) zu bestätigen.

Die in Schuppe C nach NW auf die Grauen Phyllite folgenden Bunten Schiefer (zur biostratigraphischen Einstufung vgl. Wo. SCHMIDT 1958) beweisen die Verjüngung der Gesteinsfolge in dieser Richtung. Diese Ansicht wird auch gestützt durch die in den Bunten Schiefen des Westtaunus, welche hier die Magmatite unter Ausfall der Grauen Phyllite direkt überlagern, eingelagerten klastischen Komponenten magmatischer Herkunft und die Turmalinfels-Gerölle (MEISL & EHRENBERG 1968), die aus den Magmatiten durch Abtragung und Umlagerung abgeleitet werden können. Das radiometrische Modellalter des Serizitgneises von Ehlhalten von 394 Ma (ACKERMANN in MEISL 1970) liefert ein zusätzliches Argument. Wir befinden uns bereits außerhalb des Bereichs kaledonischer Gefügeprägung in einem Gebiet, in dem im Altpaläozoikum eine gesteigerte magmatische Aktivität herrschte (K. SCHMIDT, im Druck) und aus dem Vordevon in das Unterdevon durchgehende Schichtenfolgen entwickelt sind. Das zeigt z. B. ein Blick auf die Verhältnisse im Südharz (LUSZNAT 1959, MARONDE 1968), im Frankenwald (GREILING 1966) oder in Thüringen (JAEGER 1955). Im Südtaunus vollzog sich also die Entwicklung vermutlich ähnlich der von MOSTLER (1971) für die nördliche Grauwackenzone der Ostalpen entwickelten Vorstellung. Die Bildung des variszischen Sedimentationsraumes begann mit der bruchtektonischen Zerlegung einer starren Platte saurer bis intermediärer (? silurischer) Effusiva, in deren Verlauf eine auf den mittleren Abschnitt des Südtaunus begrenzte marine Ingression zur Ablagerung der Grauen Phyllite führte. Die anschließende Anlage eines sich nach S erweiternden marinen Senkungsraumes kommt in der faziellen Entwicklung von den Bunten Schiefen bis zum Hunsrücksschiefer zum Ausdruck. Im benachbarten Südhunsrück ist eine lückenlose Sedimentation bis zum höchsten Oberdevon nachweisbar. Die Faltung fand frühestens während des tieferen, wahrscheinlich aber erst während des höheren Unterkarbons in der sudetischen Phase statt (MEYER 1970).

4. Gebirgsbildung

Am Anfang der variszischen Orogenese kommt es, bedingt durch Absenkung im S, zu einer Zerlegung der Schichtenfolge an Brüchen im späteren Streichen, verbunden

mit einer Einkippung der Bruchschollen nach SE. Die bei anhaltender Absenkung einsetzende tangentielle Einengung bewirkt zunächst Scherkluff-Bildung bei relativ flacher Lagerung der Gesteinsfolgen des tieferen Unterdevons und bereits stärkerer Einkippung der Gesteine der Metamorphen Zone. Der Höhepunkt der Absenkung und Einengung, verbunden mit Schuppung und weiterer Steilstellung der Schichtenfolgen, führt zur Ausbildung einer Gegenvergenz-Zone und dürfte mit dem Einsetzen der Metamorphose zusammenfallen. Der beginnende Aufstieg, welcher mit der Verlagerung der Senkungszone nach NW verbunden ist (im Sinne von WUNDERLICH 1966), führt durch „Abfließen“ von Material zu den Erscheinungsformen der 2. Deformation, welche von der ausklingenden Metamorphose überdauert wird.

Der Orogenese überlagert sich eine säkulare Aufwölbung, deren Ergebnis frühzeitig von lineamentären Q-Störungen modifiziert wird. Sie läßt sich zuerst nachweisen in der Wölbung der Achsen der 1. Deformation noch vor Beginn der 2. Deformation (KUBELLA 1951), führt zur Rotation des s_2 -Gefüges im Westtaunus und zeigt sich in der starken NW-Verlagerung des Scheitels der 1. Schiefrigkeit im mittleren Südaunus. Ihre Folge ist die Heraushebung der einem tieferen tektonischen Stockwerk angehörenden vordevonischen Gesteine der Metamorphen Zone. Diese säkulare Aufwölbung wird auf Manteldiapirismus im Sinne von KREBS & WACHENDORF (1974) zurückgeführt; sie ist jedoch nicht die Ursache der orogenetischen Einengung, sondern wirkt nur modifizierend auf deren Erscheinungsformen. Für den Zeitraum zwischen dem Jura und dem Beginn der Taphrogenese des Oberrhein-Grabens läßt sich im gleichen Gebiet erneut eine Aufwölbung nachweisen (Rheinischer Schild, CLOOS 1939; saxonische Schichtenaufbiegung, STRIGEL 1949).

Der in einer straffen Regelung des s_1 -Gefüges, steilstehenden Schichtenfolgen in einem monoklinalen Schuppenbau und einer sekundären Scheitelung zum Ausdruck kommende besondere Baustil am Südrand des Rhenohertzynikums geht zurück auf starke Absenkung während der variszischen Orogenese im Bereich des Saar-Saale-Lineamentes, auf dessen Funktion als tiefreichende Trennfuge zwischen zwei strukturell unterschiedlich gebauten Krustenblöcken ich bereits früher hingewiesen habe (ANDERLE 1974). Die große Ähnlichkeit im tektonischen Stil zwischen Südaunus und Südharz ist Ausdruck der gleichen geotektonischen Position (vgl. LUSZNAT 1959).

5. Schriftenverzeichnis

- ALBRECHT, K. (1971): Quantitativ-geometrische Untersuchung des Faltenbaues im Massiv von Stavelot-Venn bei Eupen (Belgien). — *Geol. Mitt.*, **11**: 1–136, 52 Abb., 14 Diagr., 2 Tab., 13 Beil.; Aachen.
- ANDERLE, H.-J. (1974): Block tectonic interrelations between northern Upper Rhine graben and southern Taunus mountains. — In: *Approaches to Taphrogenesis*, 243–253, 1 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- & MEISL, S. (1974): Geologisch-Mineralogische Exkursion in den Südaunus. — *Fortschr. Miner.*, **51**: 137–156, 2 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- BREDDIN, H. (1965): Können asymmetrische und vergente Falten durch scherende Verformung entstehen? — *Geol. Mitt.*, **4**: 211–234, 17 Abb.; Aachen.
- CLOOS, H. (1939): Hebung — Spaltung — Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Großformen. — *Geol. Rdsch.*, **30**: 401–527 u. 637–640, 6 Taf., 63 Abb.; Stuttgart.

- EHRENBERG, K.-H., & KUPFAHL, H.-G. (1968): Tektonik der devonischen Gesteine. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5913 Presberg, 87—101, Abb. 3—11; Wiesbaden.
- FURTAK, H. (1965): Die Tektonik der unterdevonischen Gesteinsfolge im deutsch-belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet. — Geol. Mitt., **4**: 273—332, 18 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Aachen.
- GREILING, L. (1966): Sedimentation und Tektonik im Paläozoikum des Frankenwaldes. — Erlanger geol. Abh., **63**: 60 S., 2 Taf., 8 Abb., 8 Tab.; Erlangen.
- HEINRICHS, T. (1968): Geologische Untersuchungen im Hochtaunus zwischen Falkenstein und Oberems (Bl. 5716 Oberreifenberg und 5816 Königstein i. T., Rheinisches Schiefergebirge). — Unveröffentl. Diplomarbeit; Frankfurt a. M.
- JAEGER, H. (1955): Über die Silur/Devon-Grenze in Thüringen. — Geologie, **4**: 416—432; Berlin.
- JUNG, H. (1955): Zur Tektonik des Devons im Rheingaugebirge im Rheindurchbruch bei Bingen-Rüdesheim. — Geol. Rdsch., **44**: 223—265, 25 Abb., Taf. 12; Stuttgart.
- KREBS, W., & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge — Abbilder eines orogenen Diapirismus. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **147**: 30—60, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KUBELLA, K. (1951): Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**: 81 S., 2 Taf., 14 Abb.; Wiesbaden.
- LUSZNAT, M. (1959): Die tektonische Prägung der Metamorphen Zone des Südostharzes und das Problem ihrer Altersstellung. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie etc., 1958, **8**: 72 S., 33 Abb.; Berlin.
- MARONDE, H.-D. (1968): Geologische Untersuchungen im Grenzbereich Silur-Devon des Südwest-Harzes. — Geol. Jb., **86**: 113—172, 6 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- MEISL, S. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese—Metamorphose. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **57**: 93 S., 70 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- & EHRENBERG, K.-H. (1968): Turmalinfels- und Turmalinschiefer-Fragmente in den Konglomeraten der Bunten Schiefer (Obergedinne) im westlichen Taunus. — Jb. nass. Ver. Naturk., **99**: 43—64, 1 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.
- MEYER, D. E. (1970): Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Guldenbachtal/SE-Hunsrück am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Diss.: 307 S., 70 Abb., 1 Kte.; Bonn.
- MEYER, W., & STETS, J. (1975): Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen. — Z. dt. geol. Ges., **126**: 15—29, 1 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- MOSTLER, H. (1971): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der nördlichen Grauwackenzone (Österreich). — In: Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 507—522, 5 Abb.; Innsbruck-München (Wagner).
- SANDER, B. (1942): Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). — Mitt. R.-Amt Bodenforsch., Zweigst. Wien, **4**: 3—94, 61 Abb.; Wien.
- SCHMIDT, K. [im Druck]: Das „kaledonische Ereignis“ in Mittel- und Südwesteuropa.
- SCHMIDT, W. (1958): Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 31—49, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- STENGER, B. (1961): Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **36**: 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- STRIGEL, A. (1949): Saxonische Schichtenaufbiegung und kretazisch-alttertiäre Landoberfläche in Südwestdeutschland. — Geol. Rdsch., **37**: 42—50, 2 Abb.; Stuttgart.
- WUNDERLICH, H.-G. (1966): Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. — B.I. Hochschultaschenbücher, **339 a**, **339 b**; 367 S., 60 Abb.; Mannheim (Bibliogr. Institut).



W. H. Wagner

WILHELM WAGNER †

Mit einem Bild

Am 21. November 1970 verstarb in Darmstadt im 87. Lebensjahr o. Prof. Dr. phil. nat. WILHELM WAGNER, emeritierter Professor und Direktor des Institutes für Geologie und technische Gesteinskunde der Technischen Hochschule Darmstadt und freiwilliger Mitarbeiter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. Aus der ausführlichen Darstellung seiner wissenschaftlichen Bedeutung und seiner Persönlichkeit, die von WALTER SCHOTTLER (1971) im Nachruf niedergelegt ist, geht deutlich hervor, daß er einen sehr großen Teil seines Lebens der Erforschung der Geologie des Landes Hessen und der Nutzbarmachung seiner Kenntnisse für praktische Belange widmete.

Am 1. April 1922 wurde er Landesgeologe bei der Hessischen Geologischen Landesanstalt und erhielt im Jahre 1925 die Amtsbezeichnung „Bergrat“. Bereits vor seinem Eintritt in den hessischen Staatsdienst war er seit 1920 in Bad Münster am Stein tätig und begann in dieser Zeit mit der geologischen Aufnahme des Blattes Wöllstein-Kreuznach.

Seine Arbeiten bei der Hessischen Geologischen Landesanstalt umfaßten die geologische Spezialkartierung der Blätter Wöllstein-Kreuznach (Darmstadt 1926), Ober-Ingelheim (Darmstadt 1931), Wörrstadt (Karte ohne Erläuterungen; Darmstadt 1935), Mainz (unveröffentlicht) und — zusammen mit FRANZ MICHELS — der Blätter Bingen-Rüdesheim (Darmstadt 1930) und Eltville-Heidenfahrt (Berlin 1931), daneben zahlreiche andere wissenschaftliche Veröffentlichungen und die Beratung von Gemeinden und Industriebetrieben bei Wasserversorgungsfragen und bei Rutschungen in Rheinhessen. Nach seiner Berufung zum ordentlichen Professor für Geologie und technische Gesteinskunde an der Technischen Hochschule Darmstadt und zum Direktor des dortigen Institutes am 1. April 1934, ferner zum Direktor der Geologisch-Mineralogischen Abteilung des Hessischen Landesmuseums in Darmstadt, wurde er zum Mitarbeiter der Hessischen Geologischen Landesanstalt in Darmstadt ernannt.

Ab 1935 war er als kommissarisches Mitglied der Hessischen Landesregierung (Finanz- und Forstabteilung) speziell mit dem Schutz und der Sanierung der Mineralquellen der hessischen Staatsbäder Bad Nauheim und Bad Salzhausen beschäftigt. Seine im Jahre 1927 der Hessischen Staatsregierung vorgelegte Denkschrift über die Möglichkeit der Erdölerschließung im Hessischen Ried gab in den Jahren 1936/37 den Anstoß zu der damals niedergebrachten, von ihm laufend beratenen Erdölbohrung „Worms 1“, die als erste Erdölbohrung im Hessischen Ried fündig wurde.

Diese Denkschrift trug auch wesentlich dazu bei, daß ab 1951 weitere Bohrungen auf Erdöl und Erdgas in diesem Bereich niedergebracht worden sind.

Am 19. März 1947 wurde WILHELM WAGNER durch Erlaß des Herrn Ministers für Wirtschaft und Verkehr zum freiwilligen Mitarbeiter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung ernannt. Schwerpunkte seiner Mitarbeit waren die Unterstützung bei der Bearbeitung von Mineralquellen-Fragen sowie bei Fragen der Bodenmechanik und der Feldgeologie. Seine Hilfe wurde den Mitarbeitern in zahlreichen Gesprächen, durch Exkursionsführungen und durch Teilnahme an den Monatsversammlungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden, durch Vorträge und Veröffentlichungen zuteil, in denen er seine reichen stratigraphischen und praktischen Kenntnisse und Erfahrungen für die Erforschung der Geologie des Landes Hessen nutzbar machte. Darüber hinaus hatte er stets ein offenes Ohr für die wissenschaftlichen und menschlichen Probleme seiner Fachkollegen.

Die Liste seiner Veröffentlichungen im bereits erwähnten Nachruf (SCHOTTLER 1971) ist durch folgende, posthum erschienene Veröffentlichungen zu ergänzen, die Teile der nur im Manuskript fertiggestellten Erläuterung des Blattes Wörrstadt enthalten:

- WAGNER, W. (1972): Über Pleistozän und Holozän in Rheinhessen (Mainzer Becken). — Mainzer geowiss. Mitt., 1: 192—197; Mainz.
 — (1973): Die unterpliozänen Dinotherien-Sande und ihre Fauna im Gebiet des Blattes 6114 Wörrstadt (Mainzer Becken). — Mainzer geowiss. Mitt., 2: 149—160, 2 Abb.; Mainz.

Schriftenverzeichnis

- SCHOTTLER, W. (1971): WILHELM WAGNER, 1884—1970. — Jber. u. Mitt. oberh. geol. Ver., N.F., 53: 47—58, 1 Abb.; Stuttgart. [S. 50—58: „Schriften und geologische Karten von WILHELM WAGNER“ von F. KUTSCHER, ergänzt durch G. MATTHESS.]

GEORG MATTHESS

Hessisches Geologisches Schrifttum 1975

mit Nachträgen aus den Jahren 1967—1974

Bearbeitet von

ANNELIES HERZBERG*

Nachtrag aus dem Jahre 1967

- BACKHAUS, E.: Die altpleistozäne Mosbacher Schotterterrasse von Hainstadt. — Nachr. naturwiss. Mus. Aschaffenburg, **74**, S. 105—107, 1 Abb., Aschaffenburg 1967.
- MÜLLER, W.: Probleme der Kaliabwasserbeseitigung. — Fortschr. Wasserchemie u. Grenzgebiete, **7**, S. 147—159, Erfurt 1967. [Versalzung der Werra]
- SCHMITT, O.: Kiesgrube Wissler, Gemeindebezirk Mainflingen. — Nachr. naturwiss. Mus. Aschaffenburg, **74**, S. 99—105, 1 Abb., Aschaffenburg 1967.

Nachtrag aus dem Jahre 1968

- HELLMANN, H.: Die Belastung des Rheins mit ungelösten organischen Stoffen im Jahre 1967. — Deutsch. gewässerl. Mitt., **12**, 2, S. 39—43, 4 Abb., 4 Tab., Koblenz 1968.
- & BRUNS, F. J.: Die chemische Zusammensetzung der ungelösten Stoffe des Rheins. — Deutsch. gewässerl. Mitt., **12**, 6, S. 162—166, 2 Abb., 6 Tab., Koblenz 1968.
- LIEBMANN, H. & REICHENBACH-KLINKE, H.: Die ökologisch-physiologischen Bedingungen für die Flußfischerei im Main. — Wasserwirtsch., **58**, 1, S. 1—5, 7 Abb., Stuttgart 1968.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Göttinger bodenk. Ber., **2**, S. 1—135, 25 Abb., 12 Tab., Göttingen 1968.

Nachtrag aus dem Jahre 1969

- BLUMENSTENGEL, H. & GRÄBE, R.: Zur Fazies des Oberdevons und Unterkarbons (Dinants) in der Bohrung Oschitz 11 bei Schleiz (NW-Rand des Bergaer Sattels, Ostthüringen). — Jb. Geol., **2**, S. 501—520, 5 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Berlin 1969. [Bezug zu Hessen]
- DIETRICH, M.: Das fragliche Unterperm der Bohrung „Elisabeth 1“. — Jb. Geol., **2**, S. 119—125, 1 Abb., Berlin 1969. [Thüringer Becken]
- GEBHARDT, H., KING, M.-T. & MEYER, B.: Mineralogisch-chemische Untersuchungen zum Prozeß der Rubefizierung in Kalkstein-Rotlehm und fossilem Laterit in Nordhessen. — Göttinger bodenk. Ber., **9**, S. 65—124, 6 Abb., 7 Tab., Göttingen 1969.
- JUNGWIRTH, J. & SEIDEL, G.: Die fazialen Änderungen der Zechsteintone in Thüringen. — Jb. Geol., **2**, S. 271—280, 5 Abb., Berlin 1969.

* Dr. A. HERZBERG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

- KNOKE, R.: Zur Frage der Entstehung der Kieselgallenschiefer. — Beitr. Mineral. Petrol., **23**, S. 236—243, 3 Abb., 5 Tab., Berlin-Heidelberg-New York 1969. [Rheinisches Schiefergebirge]
- KOCH, K. & OETTEL, S.: Zur Sylvinitbildung auf der Schachtanlage Alexandershall-Abteroda im Werra-Kaligebiet. — Jb. Geol., **2**, S. 223—242, 4 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Berlin 1969.
- PFEIFFER, H.: Die Spurenfossilien des Kulms (Dinant) und Devons der Frankenwälder Querzone (Thüringen). — Jb. Geol., **2**, S. 651—717, 5 Abb., 10 Taf., Berlin 1969. [Bezug zu Hessen]
- Vorschlag zur Neugliederung des thüringischen Kulms auf der Grundlage von Großrhythmen. — Jb. Geol., **2**, S. 719—754, 2 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Berlin 1969. [Bezug zu Hessen]
- SEMMELE, A.: Stratigraphie du Loess dans les Hesses Meridionales et Rhenanes. — Bull. Ass., franc. Et. Quatern., S. 81—83, 1 Abb., Paris 1969.
- WÜSTNER, L. & WOITSCHACH, E.: Ergebnisse seismischer Messungen in der Vorderhön. — Jb. Geol., **2**, S. 459—490, 15 Abb., Berlin 1969.

Nachtrag aus dem Jahre 1970

- DOCKTER, J., LANGBEIN, R., SEIDEL, G. & UNGER, K. P.: Die Ausbildung des Unteren und Mittleren Keupers in Thüringen. — Jb. Geol., **3**, S. 145—194, 14 Abb., 7 Tab., 1 Taf., Berlin 1970.
- FRICK, F.: Feinstratigraphische und mikrofazielle Untersuchungen im Plattendolomit (Ca3-Leine-Serie) des nordosthessischen Zechsteins. Diss., Aachen 1970.
- HERRMANN, A. G. & WEDEPOHL, K. H.: Untersuchungen an splitischen Gesteinen der variskischen Geosyncline in Nordwestdeutschland. — Beitr. Mineral. Petrol., **29**, S. 255—274, 4 Abb., 6 Tab., Berlin-Heidelberg-New York 1970. [Proben auch aus Hessen]
- HOFMANN, W.: Schwerspatkonkretionen aus der Wetterau: „Barytosen“ oder „Sandrosen“? — Aufschluß, **21**, 12, S. 369—370, 1 Tab., Göttingen 1970.
- HUGENROTH, P., MEYER, B. & SAKR, R.: Mikromorphologie der „Allophan“-Bildung in sauren Lockerbraunerden aus Basalt-Detritus-Löß-Mischsedimenten im Vogelsberg. — Göttinger bodenk. Ber., **14**, S. 106—126, 3 Abb., Göttingen 1970.
- ISMAL, L. K.: Pedogenetische Prozesse auf sandigen Lockersedimenten im Raum Gießen. Unter besonderer Berücksichtigung der Mobilisierung der Sesquioxide durch die organische Substanz. Diss., Gießen 1970.
- JAHNKE, H.: Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke (Brachiopoden und Trilobiten, Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge und Harz). Diss., Göttingen 1970.
- KRUTZSCH, W.: Die stratigraphisch verwertbaren Sporen- und Pollenformen des mitteleuropäischen Alttertiärs. — Jb. Geol., **3**, S. 309—379, 1 Abb., 16 Taf., Berlin 1970.
- Einige neue Pollenformen aus den Familien der Tiliaceen, Bombacaceen und Sterculiaceen aus dem mitteleuropäischen Alttertiär. — Jb. Geol., **3**, S. 275—307, 2 Abb., 2 Tab., 7 Taf., Berlin 1970.
- LEPPER, J.: Neue Ergebnisse lithostratigraphisch-fazieller Detailuntersuchungen im Grenzbereich Mittlerer/Oberer Buntsandstein zwischen Fulda und Neckar. Diss., Würzburg 1970.
- MAQSUD, N. M.: Die quartäre Entwicklung der Oberflächenformen des zentralen kristallinen Odenwaldes. Diss., Heidelberg 1970.
- MEYER, B. & SAKR, R.: Aggregate, Dispergierungs-Resistenz und Vorbehandlungs-Methoden zur Korngrößen-Analyse saurer allophanhaltiger Lockerbraunerden. — Göttinger bodenk. Ber., **14**, S. 85—105, 3 Tab., Göttingen 1970. [Untersuchungen in hessischen Mittelgebirgen]
- — Menge, Sitz und Verteilung der extrahierbaren Fe-, Al-, SiO₂- und Humus-Anteile und ihr Einfluß auf die Austausch-Eigenschaften von typischen sauren Lockerbraun-

- erden. — Göttinger bodenk. Ber., **14**, S. 49—83, 1 Abb., 2 Tab., Göttingen 1970.
[Beispiele aus hessischen Mittelgebirgen]
- NIEDERHOFF, E. R.: Bad Nauheim — Vergangenheit und Gegenwart — Ein Wegweiser durch Stadt und Bad. 109 S., 12 Abb., 1 Kt., Heidenheim a.d. Brenz 1970.
- PIEL, K.-T.: Die Diabase aus dem Kern des Ostsauerländer-Hauptsattels. Diss., Köln 1970.
- SAKR, R.: Mineralogisch-chemische und mikromorphologische Untersuchungen zur Genese saurer Lockerbraunerden in Mittelgebirgen Hessens. Diss., Göttingen 1970.
- & MEYER, B.: Mineral-Verwitterung und -Umwandlung in typischen sauren Lockerbraunerden in einigen Mittelgebirgen Hessens. — Göttinger bodenk. Ber., **14**, S. 1—47, 3 Abb., 9 Tab., Göttingen 1970.
- SCHORER, G.: Die Pyroxene tertiärer Vulkanite des Vogelsberges. Diss., Erlangen-Nürnberg 1970.
- SCHWARZ, H.-U.: Zur Sedimentologie und Fazies des unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. Diss., Tübingen 1970.
- SEIDEL, G.: Zur Auslaugung im Gebiet des Leinefelder Sattels. — Jb. Geol., **3**, S. 205—215, 4 Abb., Berlin 1970.
- STEPHAN, H.-J.: Zur Diagenese des Mittleren Buntsandsteins in Süddoldenburg (Niedersachsen). Diss., Kiel 1970.
- TAN, C.-L.: Mikrofazielle Untersuchungen in Hydrobien-Schichten (Aquitain) des Steinbruchs Budenheim bei Mainz. Diss., Mainz 1970.
- WEBER-DIEFENBACH, K.: Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. Diss., München 1970.

Nachtrag aus dem Jahre 1971

- EDER, F. W.: Riff-nahe detritische Kalke bei Balve im Rheinischen Schiefergebirge (Mittel-Devon, Garbecker Kalk). — Göttinger Arb. Geol. Paläontol., **10**, 66 S., 14 Abb., 6 Tab., 5 Taf., Göttingen 1971.
- GEHNES, P.-G.: Geochemische Untersuchungen an Magmatiten des Oberrheingrabens. Diss., Freiburg i.Br. 1971.
- RUTTE, E.: Pliopleistozäne Daten zur Änderung der Hauptabdachung im Main-Gebiet, Süddeutschland. — Z. Geomorph., NF, **12**, S. 51—72, 1 Abb., Berlin-Stuttgart 1971.
- SCHAUMBERG, G.: Die Aragonite der Blauen Kuppe bei Eschwege. — Aufschluß, **22**, S. 293—297, 6 Abb., Göttingen 1971.
- TAUPITZ, D.: Geochemische und petrogenetische Verhältnisse im Calcit-Marmorzug von Bensheim-Auerbach/Odenwald. Diss., Frankfurt a.M. 1971.
- TODT, W.: Kalium-Argon-Altersbestimmungen an mitteleuropäischen miozänen Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtung. Diss., Heidelberg 1971.

Nachtrag aus dem Jahre 1972

- AHORNER, L.: Erdbebenchronik für die Rheinlande 1964—1970. — Decheniana, **125**, 1/2, S. 259—283, 12 Abb., 3 Tab., Bonn 1972.
- AMANN, P. & BRETH, H.: Das Setzungsverhalten der Böden nach Messungen unter einem Frankfurter Hochhaus. In: Vorträge der Baugrund-Tagung 1972 in Stuttgart. Deutsch. Ges. Erd- u. Grundbau, S. 179—210, 10 Abb., 2 Beil., Stuttgart 1972.
- HARK, H. U.: Die Erdöl- und Erdgasexploration in der Bundesrepublik Deutschland im Jahre 1971. — Erdöl u. Kohle, **25**, S. 377—386, Hamburg 1972.
- HOFFMANN, D.: Elf Jahrzehnte Deutscher Kalisalzbergbau. 152 S., 16 Abb., 9 Tab., 1 Kt., Essen 1972.
- HORN, P., LIPPOLT, J. & TODT, W.: Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. — Eclogae geol. Helv., **65**, 1, S. 131—156, 4 Abb., 2 Tab., Basel 1972.

- HÜSER, K.: Geomorphologische Untersuchungen im westlichen Hintertaunus. — Tübinger geogr. Stud., **50**, 184 S., 7 Abb., 3 Tab., 4 Taf., 6 Kt., 31 Diagr., 14 Prof., Tübingen 1972.
- KÄSTNER, H.: Der Zechstein in Süd- und Südwestthüringen — Zusammenfassung und Diskussion des Kenntnisstandes. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläontol., **17**, 6, S. 897—910, 3 Abb., Berlin 1972. [Werra-Kali-Gebiet]
- KUTSCHER, F.: Erdbeben im Mittelrheintal und auf dem Hunsrück. — Rhein-Hunsrück-Kal., **28**, S. 20—23, 1 Abb., 1972.
- LEONHARDT, G.: Setzungskorrekturen an einem im Frankfurter Ton gegründeten Hochhaus. In: Vorträge der Baugrund-Tagung 1972 in Stuttgart. Deutsch. Ges. Erd- u. Grundbau, S. 211—233, 15 Abb., Stuttgart 1972.
- MENK, L.: Landwirtschaftliche Sonderkulturen im unteren Werratal. — Marburger geogr. Sehr., **55**, 253 S., 64 Abb., 88 Tab., Kt., Marburg (Lahn) 1972.
- PRAUSE, H.: Die Überlebenschancen des Eisenerzbergbaus in der Bundesrepublik Deutschland. — Erzmetall, **25**, S. 471—476, Stuttgart 1972.
- SCHEUERBRANDT, A.: Südwestdeutsche Stadttypen und Städtegruppen bis zum frühen 19. Jahrhundert. Ein Beitrag zur Kulturlandschaftsgeschichte und zur kulturräumlichen Gliederung des nördlichen Baden-Württemberg und seiner Nachbargebiete. — Heidelberger geogr. Arb., **32**, 440 S., 49 Abb., 7 Tab., 22 Kt., Heidelberg 1972.
- SCHULZ, M.-G.: Feinstratigraphie und Zyklengliederung des Unteren Muschelkalkes in N-Hessen. — Mitt. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Hamburg, **41**, S. 133—170, 2 Abb., 6 Tab., 4 Taf., Hamburg 1972.
- SEMMEL, A.: Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. — Z. Geomorph., NF, **14**, S. 105—112, 3 Abb., Berlin-Stuttgart 1972.
- TAN, C.-L.: Mikrofazielle Untersuchungen in Karbonatgesteinen der Hydrobien-Schichten (Aquitain) des nördlichen Mainzer Beckens (Steinbruch Budenheim). — Oberrhein. geol. Abh., **21**, S. 87—105, 12 Abb., Karlsruhe 1972.
- WEBER, K.: Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **141**, 3, S. 333—363, 14 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1972.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Ergänzungsh. Land Hessen. Rhein- und Weseranteil. Abflußjahr 1971. 128 S., 2 Kt., Wiesbaden (Hess. L.-Anstalt Umwelt) 1972.
- Die Verunreinigung des Rheins und seiner wichtigsten Nebenflüsse in der Bundesrepublik Deutschland. Zwischenbericht der Arbeitsgemeinschaft der Länder zur Reinhaltung des Rheins. 43 S., 1972.

Nachtrag aus dem Jahre 1973

- BERNHARD, H.: Fossile Einbruchschlote im Muschelkalk Nordhessens. — Proc. Symp. Erdfälle und Bodensenkungen, S. T2—H1—H4, Hannover 1973.
- BETZ, V.: Über Mineralfunde vom Katzenbuckel/Odenwald. — Aufschluß, **24**, 2, S. 87—89, 5 Abb., Göttingen 1973.
- BIRKENHAUER, J.: Zur Chronologie, Genese und Tektonik der plio-pleistozänen Terrassen am Mittelrhein und seinen Nebenflüssen. — Z. Geomorph., NF, **17**, 4, S. 489—496, 1 Tab., Berlin-Stuttgart 1973.
- BÖKE, E., STURM, G. & ZUBILLER, L. O.: Die Ablagerung von Schlacke und Asche aus kommunalen Müllverbrennungsanlagen im Hinblick auf den Gewässerschutz — Untersuchungsobjekt Deponie Glesberg bei Darmstadt. — Deutsch. gewässerk. Mitt., Sh., S. 55—60, Koblenz 1973.
- BRASSEL, G.: Unbekannte Fossilien im Hunsrück. — Kosmos, **69**, 5, S. 196—199, 10 Abb., Stuttgart 1973.
- BRUNNACKER, K.: Das mittlere Pleistozän im Einzugsgebiet des Rheins. — Burg Wartenstein Symposium No. 58, 42 S., 11 Abb., 4 Tab., New York 1973.
- BRUN-PETERSEN, J.: "Conical structures" in the lower Cambrian Balka Sandstone, Bornholm (Denmark), and in the lower Devonian Coblenz Sandstone, Marburg

- (Western Germany). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 513—528, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1973.
- CLAUSEN, C.-D.: Petrographie, zeitliche Einstufung und Paläogeographie hochoberdevonischer Konglomerate in der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 577—598, 7 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1973.
- COLDEWEY, W. G.: Beitrag zur Stratigraphie und Petrographie des Unteren Muschelkalkes in Nordhessen. — Münster. Forsch. Geol. Paläontol., **29**, S. 1—27, 1 Abb., 7 Taf., Münster 1973.
- DEDERSHECK, D.: Vivianit aus dem Braunkohletagebau bei Heuchelheim in Hessen. — Aufschluß, **24**, 4, S. 141—143, 3 Abb., Göttingen 1973.
- DENZEL, E.: Die westdeutsche Kaliindustrie im Jahre 1973. — Kali u. Steinsalz, **6**, 5, S. 155—157, Essen 1973.
- DEPPERMAN, K., REPSOLD, H. & STENDEL-RUTKOWSKI, W.: Grundwasserversalzung im Binnenland; Soleaufstiege im Festgestein bei Salzhausen/Hessen (Vogelsberg). In: SCHNEIDER, H.: Die Wassererschließung, 2. Aufl., S. 262—264, Essen 1973.
- DVOŘÁK, J.: Die Quer-Gliederung des Rheinischen Schiefergebirges und die Tektogenese des Siegener Antiklinoriums. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **143**, 2, S. 133—152, 4 Abb., Stuttgart 1973.
- FAUPEL, J.: Neue Beobachtungen zu den allochthonen Triasvorkommen („Schollen“) auf dem Unterwerra-Sattel bei Hundelshausen/Nordhessen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., **11**, S. 654—666, 5 Abb., Stuttgart 1973.
- FETTEL, M.: Die verkieselten Barytgänge bei Reichenbach/Odenwald. Mineralogie und Bergbau — Teil I. — Aufschluß, **24**, 10, S. 400—412, 6 Abb., 4 Beil., Göttingen 1973.
- GEIGER, M.: Die pleistozäne Hangabtragung im Heidelberger Buntsandstein-Odenwald (mit morphologischer Kartierung). — Heidelberger geogr. Arb., **38**, S. 179—245, 11 Abb., 5 Tab., 4 Kt., Heidelberg 1973.
- GOLWER, A. & SCHNEIDER, W.: Belastung des Bodens und des unterirdischen Wassers durch Straßenverkehr. — Gas- u. Wasserf., **114**, 4, S. 154—165, 8 Abb., 7 Tab., München 1973. [Kreisel Unterschweinstiege nördlich vom Flughafen Frankfurt a.M.]
- GOMM, K. & HUCKRIEDE, R.: Zur Datierung des frühen Vogelsberg-Basaltikums: die untermiozänen Kalke am Leidenhöfer Kopf in Oberhessen. — Geologica et Palaeontologica, **7**, S. 203—206, 1 Abb., Marburg 1973.
- GREILING, R. & SCHNEIDER, E.: Ein Fraßbild des Bockkäfers (Cerambycidae) aus der Wölfersheimer Braunkohle (Wetterau, Hessen). — Geologica et Palaeontologica, **7**, S. 207—212, 2 Abb., 1 Taf., Marburg 1973.
- HERSEMANN, D.: Die Fluß- und Taldichte im kristallinen Odenwald. — Heidelberger geogr. Arb., **38**, S. 125—140, 1 Abb., Heidelberg 1973.
- HOEFS, J.: Ein Beitrag zur Isotopengeochemie des Kohlenstoffs in magmatischen Gesteinen. — Contr. Mineral. and Petrol., **41**, S. 277—300, 2 Abb., 9 Tab., Berlin-Heidelberg-New York 1973. [Untersuchte Gesteine auch aus Hessen]
- HUCKRIEDE, R. & JANSSEN, R.: Euryhaline Mollusken im älteren Chattium („Kasseler Meeressand“) von Glimmerode in Niederhessen. — Geologica et Palaeontologica, **7**, S. 189—202, 3 Taf., Marburg 1973.
- HÜSER, K.: Die tertärmorphologische Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges. Ein kritischer Literaturbericht. — Karlsruher geogr. H., **5**, 135 S., 18 Abb., 9 Tab., 3 Taf., Karlsruhe 1973.
- KADOLSKY, D.: Die vorpliozänen Littorinidae und Lacunidae Mitteleuropas (Gastropoda: Prosobranchia). — Arch. Molluskenk., **103**, 1/3, S. 31—62, 30 Abb., Frankfurt a.M. 1973.
- KOČI, A., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K.: Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., **9**, S. 545—554, 4 Abb., Stuttgart 1973.
- KÜCH, F.: Qualitätsüberwachung und -sicherung an Westerwälder Tonen. — Keramik-Z., **25**, S. 465—466, 6 Abb., 1973.

- LIETZ, J. & KOWALCZYK, G.: Glaukonit in Sedimenten des Unterrotliegenden der Wetterau (Hessen). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 613—623, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1973.
- MAGGETTI, M. & NICKEL, E.: Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. — N. Jb. Mineral., Abh., **119**, 3, S. 232—265, 16 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1973.
- MEYER, R.: Der Knüll als Entwicklungsgebiet. Materialien und Überlegungen zum Problem der Landesentwicklung in peripheren Mittelgebirgsräumen. — Gießener geogr. Schr., **30**, 101 S., 4 Abb., 22 Tab., 13 Kt., Gießen 1973.
- MÖCKEL, D. & KAISER, E.: Der Spessart für Naturfreunde. — Kosmos, **69**, 6, S. 221—230, 10 Abb., 1 Kt., Stuttgart 1973.
- ROTH, H. J.: Der Westerwald für Naturfreunde. — Kosmos, **69**, 4, S. 169—180, 18 Abb., 1 Kt., Stuttgart 1973.
- SANDBERG, CH. A. & ZIEGLER, W.: Refinement of Standard Upper Devonian Conodont Zonation based on Sections in Nevada and West Germany. — *Geologica et Palaeontologica*, **7**, S. 97—122, 3 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Marburg 1973.
- SCHIRMER, H.: Die räumliche Verteilung der Bänderstruktur des Niederschlags in Süd- und Südwestdeutschland. Klimatologische Studie für Zwecke der Landesplanung. — *Forsch. deutsch. Landes.*, **205**, 75 S., 6 Abb., 23 Kt., Bonn-Bad Godesberg 1973.
- SCHMIDT, W.: Marburg und die Paläontologie. — *Geologica et Palaeontologica*, **7**, S. 1—25, 22 Abb., Marburg 1973.
- SONTHEIMER, H.: Aufgaben und Möglichkeiten des Gewässerschutzes am Beispiel des Rheins. — *Chem. Ing. Techn.*, **45**, 20, S. 1185—1191, 1973.
- STEINERT, H.: Vulkane in Deutschland. — Kosmos, **69**, 9, S. 366—370, 4 Abb., Stuttgart 1973.
- STENGLIN, R.: Elektronische Datenverarbeitung in der modernen Petrologie und ihre Auswertung, aufgezeigt an Beispielen vulkanischer Gesteins-Provinzen [Hawaii-Inselgruppe, Vogelsberg, Ätna, Japan, Südamerikanische Anden, Mond (APOLLO 12)]. Diss., Tübingen 1973.
- STREMLAT, A.: Die Flächenbilanz als neues Hilfsmittel für die Regionalplanung. Dargestellt am Beispiel von Oberhessen. — *Gießener geogr. Schr.*, **29**, 61 S., 19 Abb., 8 Kt., Gießen 1973.
- TUCKER, M. E.: Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **142**, 3, S. 320—350, Stuttgart 1973.
- WEILER, W.: Erster Nachweis von Otolithen der Familie Umbridae (Pisces) im Tertiär des Mainzer Beckens, mit Bemerkungen über die phyletischen Beziehungen innerhalb der Unterordnung Esocoidae. — *Senckenbergiana lethaea*, **53**, 6, S. 455—467, 14 Abb., Frankfurt a. M. 1973.
- Giftstoffe im Rhein nehmen weiter zu. — *Gas- u. Wasserf.*, **114**, 4, S. 200, München 1973.
- Sauerstoffeintrag im Schiersteiner Hafen. — *Gas- u. Wasserf.*, **114**, 12, S. 599, München 1973.
- Wärmelastplan Main — von der Landesgrenze bis zur Mündung. 27 S., 10 Tab., 3 Kt., Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. Umwelt) 1973.

Nachtrag aus dem Jahre 1974

- ALBERTI, H.: Neue Trilobiten (Cyrtosymbolen) aus dem Ober-Devon IV bis VI (Nord-Afrika und Mittel-Europa) — Beitrag 1. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **144**, S. 143—180, 10 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1974.
- ALTEMÜLLER, H.-J.: Mikromorphologische Untersuchungen am Lößprofil südlich Ostheim, Kr. Hanau. — *Rhein-Main. Forsch.*, **78**, S. 121—126, Frankfurt a. M. 1974.
- ANDRES, W.: Bericht über die Exkursion zur Stratigraphie des fluvialen Pleistozäns im Untermain-Gebiet. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **25**, S. 216—218, Öhringen 1974.
- BIBUS, E. & SEMMEL, A.: Tertiäre Formenelemente in der Idsteiner Senke und im Eppsteiner Horst (Taunus). — *Z. Geomorph.*, NF, **18**, 3, S. 339—349, 4 Abb., Berlin-Stuttgart 1974.

- Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter: Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandsteins. — Geol. Jb., A 25, S. 123—125, Hannover 1974.
- BARTENSTEIN, H. & TEICHMÜLLER, R.: Inkohlungsuntersuchungen, ein Schlüssel zur Prospektierung von paläozoischen Kohlenwasserstoff-Lagerstätten? — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 24, S. 129—160, 17 Abb., 1 Tab., Krefeld 1974. [Rheinisches Schiefergebirge, Hessische Senke]
- BEST, G. & SCHNEIDER, W.: Petrographische Untersuchungen an untermiozänen Karbonatgesteinen des östlichen Mainzer Beckens (Frankfurt a.M.). — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., 144, S. 271—295, 18 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1974.
- BIBUS, E.: Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 25, S. 166—182, 6 Abb., Öhringen 1974. [Lößprofile in Hessen]
- Stratigraphische Leithorizonte in präwürmzeitlichen Lössen. Kurzfref. Tag. Deutsch. Quartärvereinigung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 25, S. 211, Öhringen 1974. [Lößprofile in Hessen]
- BIRKENHAUER, J.: Zur Frage jungtertiärer Formenelemente. — Z. Geomorph., NF, 18, 3, S. 350—369, Berlin-Stuttgart 1974. [Rheinisches Schiefergebirge]
- BOENIGK, W., HEYE, D., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K.: Paläomagnetische Messungen an vielgliedrigen Quartär-Profilen (Kärlich/Mittelrhein und Bad Soden i. Taunus). — Mainzer naturwiss. Arch., 12/13, S. 159—168, 2 Abb., 1 Tab., Mainz 1973/74.
- BRELE, G. v. D.: Pollenanalytische Untersuchungen an warmzeitlichen Sedimenten in den Terrassen des Untermain-Gebietes. — Rhein-Main. Forsch., 78, S. 83—99, 2 Abb., 2 Tab., Frankfurt a.M. 1974.
- BRÜNING, H.: Das Quartär-Profil im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden/Hessen. — Rhein-Main. Forsch., 78, S. 57—81, 3 Abb., 2 Tab., Frankfurt a.M. 1974.
- BRUNNACKER, K.: Bericht über die Exkursion zur Löß-Gliederung im Rhein-Main-Gebiet. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 25, S. 215—216, Öhringen 1974.
- RAD, M. R., LOŽEK, V. & POPLIN, F.: Das Interglazial von Leutesdorf Unterer Mittelrhein. — Mainzer naturwiss. Arch., 12/13, S. 197—212, 4 Abb., 1 Tab., Mainz 1973/74. [Bezug zu Hessen]
- DOEBL, F., SONNE, V. & MÜLLER, C.: Mikrofauna und -flora des Unteren Meeresandes (Rupel). 1. Sandgrube am Steigerberg bei Wendelsheim (Mainzer Becken). b. Foraminiferen und Nannoplankton. — Mainzer geowiss. Mitt., 3, S. 13—67, 2 Tab., 10 Taf., Mainz 1974.
- EBERLE, D.: Aeromagnetische Vermessung der Bundesrepublik Deutschland. — Umschau, 74, 19, S. 614—616, 2 Abb., Frankfurt a.M. 1974.
- EICHLER, H.: Die pleistozänen Hangsedimente des Odenwaldrandes südlich Heidelberg. — Heidelberger geogr. Arb., 40, S. 147—166, 3 Abb., 3 Fig., 3 Kt., Heidelberg 1974.
- FALKNER, G.: Über Acanthinulinae aus dem Obermiozän Süddeutschlands (Gastropoda: Pupillacea). — Arch. Molluskenk., 104, 4/6, S. 229—245, 2 Taf., 1 Kt., Frankfurt a.M. 1974.
- FEZER, F.: Randfluß und Neckarschwemmfächer. — Heidelberger geogr. Arb., 40, S. 167—183, 4 Fig., 5 Kt., Heidelberg 1974.
- FICKEL, W.: Modelle und Vorschläge von Horizontbezeichnungen an mehreren rezenten Latosolprofilen des tropischen Afrikas und ihre Anwendbarkeit auf Relikte präpleistozäner tropischer Bodenbildungen im Taunus und im Raum Friedberg. — Mitt. deutsch. bodenk. Ges., 20, S. 90—94, Göttingen 1974.
- FLÜGEL, E.: Stromatoporen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) des Sauerlandes (Stromatoporen aus dem deutschen Paläozoikum). — Paläontol. Z., 48, 3/4, S. 149—187, 9 Tab., 4 Taf., Stuttgart 1974. [Umfangreiches Schriftenverzeichnis]
- FRICKE, W., ILLNER, A. & FRICKE, M.: Schrifttum zur Regionalplanung und Raumstruktur des Oberrheingebietes. — Heidelberger geogr. Arb., 42, 93 S., Heidelberg 1974.
- GEIGER, M.: Blockströme und Blockmeere am Königstuhl und Katzenbuckel im Odenwald. — Heidelberger geogr. Arb., 40, S. 185—198, 3 Abb., 2 Fig., 2 Tab., 1 Kt., Heidelberg 1974.

- GROLL, E.: Möglichkeiten der Qualitätskontrolle im Westerwälder Tonbergbau. — Ber. deutsch. keram. Ges., **51**, 1, S. 9—11, 1 Tab., Bad Honnef/Rhein 1974.
- HEIKE, H. & WIRTH, H.: „Wasser-Management“ am Beispiel eines Wasserverbandes. — Gas- u. Wasserf., **115**, 2, S. 87—88, München 1974. [Wasserverband Kinzig]
- HELING, D. & TEICHMÜLLER, M.: Die Grenze Montmorillonit/Mixed Layer-Mineralen und ihre Beziehung zur Inkohlung in der Grauen Schichtenfolge des Oligozäns im Oberreingraben. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **24**, S. 113—128, 5 Abb., 3 Tab., Krefeld 1974.
- HESSE, K.-H.: Zur Ankersicherung im Stollenbau. — Geol. Mitt., **12**, S. 389—412, 16 Abb., Aachen 1974. [Pumpspeicherwerk Waldeck II]
- HILDEN, H. D. & KAMP, H. v.: Erschließung von Grundwasser durch Bohrbrunnen im rechtsrheinischen Schiefergebirge des Landes Nordrhein-Westfalen. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **20**, S. 237—258, 8 Abb., 3 Tab., Krefeld 1974.
- HINRICH, H.: Schwebstoffe in Fulda, Werra und Weser. — Weser, **48**, 1, S. 6—8, 1 Abb., 2 Tab., Bremen 1974.
- HÖLTING, B.: Die Auswertung von Wasseranalysen in der Hydrogeologie. — Zbl. Geol. Paläontol., T. I, 5/6, S. 305—316, Stuttgart 1974. [Hinweise auf Hessen]
- HOFFMANN, F. O.: Wärmebelastbarkeit des Rheins abhängig von Wasserverschmutzung. — Umschau, **74**, 21, S. 667—668, 1 Abb., Frankfurt a.M. 1974.
- HOYER, P., CLAUSEN, C.-D., LEUTERTZ, K., TEICHMÜLLER, R. & THOME, K. N.: Ein Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsauerländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **24**, S. 161—172, 1 Abb., 1 Taf., Krefeld 1974.
- HUCKRIEDE, R.: Bericht über die Exkursion in die Wetterau und nach Dreihäusen am Vogelsberg-Nordrand. — Eiszeitalter u. Gegenwart., **25**, S. 218—221, Öhringen 1974. — Die altweichselzeitliche *Fruticum*-Fauna auch in Hessen. — Geologica et Palaeontologica, **8**, S. 193—195, Marburg 1974.
- HUGELMANN, H.: Die Erneuerung einer Uferfiltrationsanlage für Trinkwasser. — Wasser u. Boden, **26**, 9, S. 271—275, 5 Abb., Hamburg-Berlin 1974. [Wasserwerk Neue Mühle der Stadt Kassel]
- JORDAN, R.: Salz- und Erdöl/Erdgas-Austritt als Fazies bestimmende Faktoren im Mesozoikum Nordwest-Deutschlands. — Geol. Jb., **A 13**, 64 S., 2 Abb., 1 Taf., Hannover 1974.
- JUDERSLEBEN, G. & SEIDEL, G.: Zur Petrologie des Zechsteinkonglomerats im Thüringer Becken und unter dem Südwestthüringischen Triasgebiet. — Z. geol. Wiss., **2**, 10, S. 1177—1196, 3 Abb., 19 Tab., Berlin 1974.
- KERTZ, W.: Kann Erdwärme unseren Energiebedarf decken? — Umschau, **74**, 21, S. 661—666, 4 Abb., Frankfurt a.M. 1974. [Geothermisch „höfliche“ Gebiete auch in Hessen]
- KIMBLE, B. J., MAXWELL, J. R., PHILP, R. P., EGLINTON, G., ALBRECHT, P., ENSMINGER, A., ARPINO, P. & OURISSON, G.: Tri- and tetraterpenoid hydrocarbons in the Messel oil shale. — Geochimica et Cosmochimica Acta, **38**, 7, S. 1165—1181, Oxford-New York-Braunschweig 1974.
- KLAUSEWITZ, W.: Fische des Untermain als Leitarten für den Gewässerzustand. — Vivarium Darmstadt, **2**, S. 7—10, 4 Abb., Darmstadt 1974.
- KNAPP, R., mit Hinweisen von ASTHALTER, K., SCHMITT, R., HARRACH, T. & PLASS, W.: Vegetation, Waldgeschichte und Nadelholz-Vorkommen in den Buntsandstein-Gebieten zwischen Knüll, Vogelsberg und Rhön. — Oberhess. naturwiss. Z., **41**, S. 85—103, 7 Abb., 3 Tab., Gießen 1974.
- KOCH, M., MICHEL, G. & SCHRÖTER, H.: Zur Hydrogeologie des Warsteiner Massenkalk-Gebietes (Nordöstliches Sauerland). — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **20**, S. 195—214, 4 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Krefeld 1974.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H.: Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge — Abbilder eines orogenen Diapirismus. — N. Jb. Geol. Paläontol., **Abh.**, **147**, 1, S. 30—60, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1974.

- KRONBERG, P.: ERTS entdeckt unbekannte tektonische Strukturen in der Bundesrepublik. — Umschau, **74**, 17, S. 552—553, 2 Abb., Frankfurt a.M. 1974. [Rheinisches Schiefergebirge]
- KRÜGER, H.: Zum Stand der Altsteinzeit-Forschung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main-Forsch., **78**, S. 127—160, 1 Abb., Frankfurt a.M. 1974.
- KULICK, J. & LÜNING, J.: Neue Beobachtungen am Michelsberger Erdwerk in Bergheim, Krs. Waldeck. — Fundber. Hessen, **12**, S. 88—96, 8 Taf., Wiesbaden 1974.
- KUSTER-WENDENBURG, E. M.: Fazielle biostratonomische und feinstratigraphische Untersuchungen dreier Meeressandvorkommen (Rupelium) im Mainzer Tertiärbecken. — Geol. Jb., **A 22**, 107 S., 65 Abb., 16 Tab., Hannover 1974.
- LAEMMLEN, M.: Alt angelegte Züge im Landschaftsbild des Kreises Fulda — ein Beitrag zur Erdgeschichte. — Jb. Landkr. Fulda f. 1975, S. 119—126, 4 Abb., Fulda 1974.
- LESER, H.: Geomorphologische Karten im Gebiet der Bundesrepublik Deutschland nach 1945 (II. Teil), zugleich ein Bericht über die Aktivitäten des Arbeitskreises „Geomorphologische Karte der BRD“. — Catena, **1**, S. 297—326, 1 Tab., 1 Kt., Gießen 1974. [Hinweise auf Kartierungen in Hessen]
- MITTMAYER, H.-G.: Zur Neufassung der Rheinischen Unterdevon-Stufen. — Mainzer geowiss. Mitt., **3**, S. 69—79, 2 Tab., Mainz 1974.
- MOSER, H. & KÖPPL, H.: Wasserwerk Hardt, das neue vollautomatische Grundwasserwerk des Zweckverbandes Wasserversorgung Kurpfalz. — Gas- u. Wasserf., **115**, 11, S. 481—494, 20 Abb., München 1974. [Ballungsraum Rhein-Neckar]
- MÜLLER, K.-H.: Zur Morphologie der plio-pleistozänen Terrassen im Rheinischen Schiefergebirge am Beispiel der Unterlahn. — Ber. deutsch. Landeskr., **48**, S. 61—80, 7 Abb., 1 Tab., Bonn-Bad Godesberg 1974.
- NÖRING, F.: Das Hessische Landesamt für Bodenforschung in seiner Stellung zu Land und Bund. — Geol. Jb., **A 15**, S. 117—122, 1 Abb., 1 Tab., Hannover 1974.
- ORTLAM, D.: Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. — Geol. Rdsch., **63**, S. 850—884, 29 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1974.
- PLETSCH, A.: Rekultivierungsmaßnahmen und Landschaftsplanung im nordhessischen Braunkohlenbergbau. — Ber. deutsch. Landeskr., **48**, S. 169—193, 4 Kt., Bonn-Bad Godesberg 1974.
- RÉE, C. & EMMERMANN, K.-H.: Sedimentäre Uranvorkommen in Rheinland-Pfalz. — Mainzer geowiss. Mitt., **3**, S. 81—94, 4 Abb., Mainz 1974.
- REMY, H.: Molluskenfaunen in hessischen Lössen und ihr paläoklimatischer Aussagewert. Kurzf. Tag. Deutsch. Quartärvereinigung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**, S. 211, Öhringen 1974.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. — Geol. Jb., **A 25**, S. 127—132, 1 Abb., 1 Taf., Hannover 1974.
- RUTTE, E.: Hundert Hinweise zur Geologie der Rhön. 96 S., 56 Abb., München (Delp) 1974.
- SABELBERG, U., ROHDENBURG, H. & HAVELBERG, G.: Bodenstratigraphische und geomorphologische Untersuchungen an den Lößprofilen Ostheim (Kreis Hanau) und Dreihäusen (Kreis Marburg) und ihre Bedeutung für die Gliederung des Quartärs in Mitteleuropa. — Rhein-Main. Forsch., **78**, S. 101—120, 3 Abb., Frankfurt a.M. 1974.
- SCHEER, H.-D.: Pleistozäne Entwicklung der östlichen Untermainebene. Diss., Frankfurt a.M. 1974.
- SCHMIDT-LORENZ, R.: Nachweis von Laterit-Spuren in pläopedogenem Material, aufgezeigt an Beispielen aus Mitteleuropa. — Mitt. deutsch. bodenk. Ges., **20**, S. 114—122, 4 Abb., Göttingen 1974. [Beispiele auch aus Hessen]
- SCHMITT, O.: Die morphologischen, geologischen, bodenkundlichen, hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse im Hinblick auf den Bau von Beregnungsbrunnen südlich des Mains. In: Information über die Art des Beregnungs- und Bodenverbandes Rhein-Main, 3 S., 5 Kt., Darmstadt 1974.
- SEMMEL, A.: Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main. Forsch., **78**, S. 9—56, 5 Abb., Frankfurt a.M. 1974.

- SOBOTH, E.: Grundwasserschwind im Gebirge. — Z. Wirtschaftsgeogr., 18, 7, S. 208, Hagen 1974. [Raum Frankenberg/Eder]
- Grundwassergewinnung im Felsgestein. — Z. Wirtschaftsgeogr., 18, 3, S. 69—70, 2 Abb., Hagen 1974. [Raum Frankenberg/Eder]
- SPÄTH, H.: Bericht über die Exkursion zur Schuttdecken-Gliederung im Taunus und auf dem Rhein Hessischen Plateau. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 25, S. 221—222, Öhringen 1974.
- STEINWACHS, M.: Systematische Untersuchungen der kurzperiodischen seismischen Bodenunruhe in der Bundesrepublik Deutschland. — Geol. Jb., E 3, 59 S., 31 Abb., 1 Taf., Hannover 1974.
- THOME, K. N.: Grundwasserhöffigkeiten im Rheinischen Schiefergebirge in Abhängigkeit von Untergrund und Relief. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 20, S. 259—280, 5 Abb., 1 Taf., Krefeld 1974.
- TOBIEN, H.: Zur Gebißstruktur, Systematik und Evolution der Genera *Amphilagus* und *Titanomys* (Lagomorpha, Mammalia) aus einigen Vorkommen im jüngeren Tertiär Mittel- und Westeuropas. — Mainzer geowiss. Mitt., 3, S. 95—214, 96 Abb., 7 Tab., Mainz 1974.
- WEBER-DIEFENBACH, K.: Geochemische Untersuchungen an Biotit-Dioriten, Hornblende-Dioriten und Metamorphiten des mittleren kristallinen Odenwaldes. — N. Jb. Mineral., Abh., 120, 2, S. 119—146, 12 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1974.
- WIESNER, E.: Foraminiferen aus dem Miozän des Mainzer Beckens. — Senckenbergiana lethaea, 55, 1/5, S. 363—387, 3 Taf., Frankfurt a.M. 1974.
- WILHELMY, H.: Zur Genese der Blockmeere, Blockströme und Felsburgen in den deutschen Mittelgebirgen. — Ber. deutsch. Landesk., 48, S. 17—41, Bonn-Bad Godesberg 1974.
- ZÄNKER, G.: Beziehungen zwischen stofflicher und struktureller Entwicklung im Salinargebirge des Südharz-Kalireviers. — Z. geol. Wiss., 2, 10, S. 1157—1175, 8 Abb., Berlin 1974.
- Abfallbeseitigung und Grundwasser. — Umschau, 74, 24, S. 781—782, 1 Abb., Frankfurt a.M. 1974.
- Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main. Forsch., 78, 214 S., 20 Abb., 4 Tab., Frankfurt a.M. 1974.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Ergänzungsh. Land Hessen. Rhein- und Weseranteil. Abflußjahr 1972. 128 S., 2 Kt., Wiesbaden (Hess. L.-Anstalt Umwelt) 1974.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet. Abschnitt Main (mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1970. 101 S., 1 Kt., München (Bayer. L.-Stelle Gewässerk.) 1974.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Weser- und Emsgebiet. Abflußjahr 1973. 195 S., 1 Kt., Hannover (L.-Stelle Gewässerk.) 1974.
- Gartenbauerhebung 1972/73. In: Landwirtschaftszählung 1971/72. Beitr. Statist. Hessens, 7, NF, 55, 191 S., Wiesbaden (Hess. Statist. L.-Amt) 1974.
- Hessen. Jahresbericht der Wasserwirtschaft, Rechnungsjahr 1973. — Wasser u. Boden, 26, 6/7, S. 186—190, 3 Abb., Hamburg-Berlin 1974.
- Keine Gefahr für das Grund- und Oberflächenwasser durch die Industriemülldeponie Offheim. — Gas- u. Wasserf., 115, 11, S. 521, München 1974.
- Rheingraben sinkt 1/2 mm pro Jahr. — Umschau, 74, 19, S. 594, Frankfurt a.M. 1974.
- Vollständig erhaltenes Urpferd aus dem Mitteleozän. — Umschau, 74, 14, 1 Abb., Frankfurt a.M. 1974. [Messel bei Darmstadt]

1975

- AHORNER, L.: Focal mechanism of earthquakes in the Rhine graben system. — Geodynamics Project, Progress Report 1975, S. 21—25, 2 Abb., Bonn (Deutscher Landesausschuß für Geodynamik/DFG) 1975.
- & MURAWSKI, H.: Erdbebentätigkeit und geologischer Werdegang der Hunsrück-Südrand-Störung. — Z. deutsch. geol. Ges., 126, S. 63—82, 6 Abb., 1 Tab., Hannover 1975.

- ANKEL, W. E., BURGHARDT, G. & HELM, S.: Ökoplage im Naturpark Hoher Vogelsberg. — Natur u. Mus., **105**, 11, S. 351—354, 4 Abb., Frankfurt a.M. 1975.
- ASEMANN, K. & WIRTH, H.: Der Wasserverbrauch in ausgewählten Bereichen von Wirtschaft und Verwaltung in Frankfurt a.M. — Gas- u. Wasserf., **116**, 2, S. 67—69, München 1975.
- — Wasserverbrauch öffentlicher Einrichtungen in Frankfurt a.M. — Gas- u. Wasserf., **116**, 6, S. 263—266, 5 Tab., München 1975.
- BAHLO, E.: Die Nagetierfauna von Heimersheim bei Alzey (Rheinessen, Westdeutschland) aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberoligozän und ihre stratigrafische Stellung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **71**, 182 S., 43 Abb., 11 Tab., Wiesbaden 1975.
- BANGERT, V.: Über die Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit im Oberrheingraben zwischen Speyer und Worms. — Wasser u. Boden, **27**, 8, S. 199—204, 6 Abb., Hamburg-Berlin 1975.
- BARGON, E., mit Beitr. von ASTHALTER, K. & THIELICKE, G.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5817 Frankfurt am Main-West. 59 S., 10 Tab., 10 Prof., Wiesbaden 1975.
- BAUMGARTE, D.: Die Myophorien der germanischen Trias in Niederhessen, Vorkommen und Verbreitung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 53—70, 1 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1975.
- BECKER, G. & WEIGELT, H.: Neue Nachweise von Ophiuroidea im Rheinischen Schiefergebirge. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 5—36, 4 Abb., 8 Taf., Wiesbaden 1975.
- BERGER, W.: Der Rhein als Erholungsgebiet. — Wasser- u. Energiewirtsch., Sh. Der Rhein von den Quellen bis zum Meer, S. 230—237, 13 Abb., Baden/Schweiz 1975.
- BERTHOLD, G., NAIRN, A. E. M. & NEGENDANK, J.F.W.: A palaeomagnetic investigation of some of the igneous rocks of the Saar-Nahe basin. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., **3**, S. 134—150, 5 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1975.
- BORNHEIM gen. SCHILLING, W.: Erbach im Odenwald. — Natur u. Mus., **105**, 4, S. 119—121, 1 Abb., Frankfurt a.M. 1975.
- BOY, J. A.: Eine neue Selachier-Faunula aus dem mittelloligozänen Meeressand des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 71—101, 9 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1975.
- BRAUNMÜHL, W. v.: Gravimetrische Untersuchungen im Vogelsberg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 327—338, 8 Abb., Wiesbaden 1975.
- BUSSCHE-HADDENHAUSEN, D. v. D.: Rheinchronik 1974. — Beitr. Rheink., **27**, S. 47—54, Koblenz 1975.
- BUSSE, E. & KUPFAHL, H.-G.: Muschelkalk. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4823 Melsungen, S. 46—59, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1975.
- Deutsche Forschungsgemeinschaft: Geologische Plattengrenze in der Bundesrepublik. Erdkruste und Moho im Rheinischen Schiefergebirge. — Umschau, **75**, 20, S. 641—644, 2 Abb., Frankfurt a.M. 1975. [Geotraverse Rhenohertzynikum]
- DIEDERICH, G.: Hydrogeologie. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5225 Geisa, S. 180—204, 1 Abb., 6 Tab., Wiesbaden 1975.
- Hydrogeologie. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5319 Londorf, S. 126—147, 4 Abb., 5 Tab., Wiesbaden 1975.
- & HICKETHIER, H.: Der Buntsandstein am Südwestrand des Vogelsberges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 187—228, 2 Abb., Wiesbaden 1975.
- DIETZ, K. & WERNER, R.: Zwei neue Basaltvorkommen im Vordertaunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 299—304, 2 Abb., Wiesbaden 1975.
- EDEL, J. B., FUCHS, K., GELBKE, C. & PRODEHL, C.: Deep Structure of the Southern Rhinegraben Area from Seismic Refraction Investigations. — Z. Geophys., **41**, 4, S. 333—356, 17 Abb., 3 Taf., Berlin-Heidelberg-New York 1975.
- EULER, G. & SCHOPPE, J.: Untersuchungen zum Wasserhaushalt der Niddatalsperre. — Wasser u. Boden, **27**, 4, S. 90—94, 4 Abb., Hamburg-Berlin 1975.

- FABER, P.: Schwermineraluntersuchungen im Rotliegenden der Wetterau (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 279—290, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1975.
- FAHLBUSCH, K.: Störungszonen an den Rheingraben-Schultern (Hardt, Darmstadt) mit Hinweisen auf junge Bewegungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 315—326, 2 Abb., Wiesbaden 1975.
- FICKEL, W.: Böden. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5225 Geisa, S. 171—179, Wiesbaden 1975.
- FRANZEN, J.: Müll in paläontologische Fundgrube? — Umschau, **75**, 3, S. 68, Frankfurt a.M. 1975. [Ölschiefergrube Messel bei Darmstadt]
— Messel: Leben aus längst vergangenen Zeiten. — Natur u. Mus., **105**, 5, S. 137—146, 8 Abb., Frankfurt a.M. 1975.
- GEHNES, P. & WIMMENAUER, W.: Geochemical studies on igneous rocks of the Rhine graben region (Germany). — N. Jb. Mineral., **Mh.**, 2, S. 49—56, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1975.
- GENSICKE, H.: Vom Bergbau in Oberbrechen in älterer Zeit. In: Geschichte von Oberbrechen, S. 437—438, Brechen-Oberbrechen 1975.
- GREINER, G.: In-situ stress measurements in the region of the Rhine graben rift system. — Geodynamics Project, Progress Report 1975, S. 26—28, 1 Abb., Bonn (Deutscher Landsesausschuß für Geodynamik/DFG) 1975.
- GRONEMEIER, K.: Zur Geologie der Milseburg in der Rhön und ihrer näheren Umgebung. — Beitr. Naturk. Osthessen, 9/10, S. 87—112, 9 Abb., Fulda 1975.
- HAEUPLER, H.: Übersicht über den Bearbeitungsstand der floristischen Kartierung der Bundesrepublik Deutschland, Bereich Nord. — Hess. florist. Briefe, **24**, 2, S. 23—26, Abb., Darmstadt 1975.
- HAHN, H.: Vorgeschichte. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5225 Geisa, S. 210—219, 1 Abb., 1 Beibl., Wiesbaden 1975.
- HAMMEL, H.: Gewässerschutzmaßnahmen im Rheineinzugsgebiet der Bundesrepublik Deutschland. — Wasser- u. Energiewirtsch., Sh. Der Rhein von den Quellen bis zum Meer, S. 216—222, 4 Abb., Baden/Schweiz 1975.
- HARRE, W., KREUZER, H., MÜLLER, P., PUCHER, R. & SCHRICKE, W.: Datierungen nach der K/Ar-Methode und Paläomagnetik. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5319 Lendorf, S. 67—73, 1 Abb., 3 Tab., Wiesbaden 1975.
- HERZBERG, A.: Hessisches Geologisches Schrifttum 1974 mit Nachträgen aus den Jahren 1957—1973. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 367—381, Wiesbaden 1975.
- HÖLTING, B.: Geologische und hydrogeologische Auswertung von Brunnenbohrungen im Gebiet des Amöneburger Beckens und der östlich anschließenden Hochschollen bei den Städten Allendorf und Kirtorf (Mittelhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 229—263, 6 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1975.
- HOLTZ, S.: Eozän—Oligozän, S. 17—18; Sedimentäre Bildungen (Miozän), S. 19—20. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5319 Lendorf, Wiesbaden 1975.
- ILLIES, J. H.: The Rhinegraben rift belt and the Alpine system. — Geodynamics Project, Progress Report 1975, S. 6—13, 4 Abb., Bonn (Deutscher Landsesausschuß für Geodynamik/DFG) 1975.
- JUX, U.: Phytoplankton aus dem Mittleren Oberdevon (Nehden-Stufe) des südwestlichen Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). — Palaeontographica, **149**, 5/6, S. 113—138, 3 Abb., 7 Taf., Stuttgart 1975.
- KÄDING, K.-Ch.: Zechstein, S. 30—44, 4 Abb.; Kali und Steinsalz, S. 206—207. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5225 Geisa, Wiesbaden 1975.
- KAEVER, M. & MEIBURG, P.: *Arenoparrella hagni*, eine neue Foraminifere aus dem jüngsten Oligozän des Reinhardswaldes (Nordhessen) (Das Nordwestdeutsche Tertiärbecken). — Paläontol. Z., **49**, 1/2, S. 24—34, 1 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1975.
- KASIG, W.: Stratigraphie und Paläogeographie des Devons im Rheinischen Schiefergebirge (Fortschritte in der geologischen Erforschung 1955—1974). — Zbl. Geol. Paläontol., T. I, 5/6, S. 312—362, Stuttgart 1975.

- KEUNE, H.: „Sonderabfall“-Gesellschaften und „Abfallbörsen“ in Deutschland. — Wasser u. Boden, **27**, 11, S. 295—298, Hamburg-Berlin 1975.
- KONRAD, H. J.: Diskussionsbeitrag zu: „Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa“ von D. ORTLAM, Geol. Rdsch., **63**, S. 850—884. — Geol. Rdsch., **64**, 3, S. 993—998, Stuttgart 1975.
- KOWALCZYK, G.: Evaporit-Relikte im Oberrotliegenden der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 291—298, 1 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1975.
- KREMB, K.: Der Odenwald und seine Randlandschaften im topographischen Kartenbild. I: Vielbrunn. — Odenwald, **22**, 2, S. 55—60, 2 Abb., 1 Kt., Reinheim/Odenwald 1975.
- KRONBERG, P.: ERTS Data on Regional Fracture Patterns of Central Europe. — Geodynamics Project, Progress Report 1975, S. 14—17, 1 Abb., Bonn (Deutscher Landesauschuß für Geodynamik/DFG) 1975.
- KÜMMERLE, E. & THEWS, J.-D.: Zur Geologie des Stadtgebietes von Hofheim am Taunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 265—277, 1 Abb., Wiesbaden 1975.
- KUNTER, K., KUNTER, M., PLASS, W. & SCHARPFF, H.-J.: Ein Glockenbechergrab von Biblis-Wattenheim, Kreis Bergstraße. — Fundber. Hessen, **14**, S. 157—175, 8 Abb., 1 Tab., Bonn 1975.
- KUNZ, E.: Hochwasserschutz und Wasserbauten am Oberrhein. — Wasser- u. Energiewirtsch., Sh. Der Rhein von den Quellen bis zum Meer, S. 151—162, 11 Abb., Baden/Schweiz 1975.
- KUPFAHL, H.-G., mit Beitr. v. BUSSE, E., MEISL, S., PLASS, W., RAMBOW, D., RITZKOWSKI, S. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 4823 Melsungen, 2. Aufl. 195 S., 27 Abb., 22 Tab., 1 Taf., 1 Beibl., Wiesbaden 1975.
- KUTSCHER, F.: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 40. *Rhenopterus diensti*, ein Eurypteride im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 37—42, 1 Abb., Wiesbaden 1975.
- Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 41. „Cystoideen“-Arten im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 43—52, 6 Abb., Wiesbaden 1975.
- LAEMMLEN, M., mit Beitr. v. DIEDERICH, G., FICKEL, W., HAHN, H., KÄDING, K.-Ch., MEISL, S. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5225 Geisa, 2. Aufl. 272 S., 39 Abb., 11 Tab., 1 Taf., 1 Beibl., Wiesbaden 1975.
- & MEISL, S.: Tertiär. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5225 Geisa, S. 108—124, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1975.
- LANGSCHIED, K. & NEVEN, K.: Wasserbauliche Maßnahmen in der Gebirgsstrecke des Rheins zwischen Bingen und St. Goar. — Wasser- und Energiewirtsch., Sh. Der Rhein von den Quellen bis zum Meer, S. 162—167, 6 Abb., Baden/Schweiz 1975.
- LELEK, A.: Erster fischereibiologischer Einsatz des Forschungsbootes „Courier“ in Main und Rhein. — Natur u. Mus., **105**, 10, S. 312—316, 4 Abb., Frankfurt a.M. 1975.
- LIPPOLT, H. J.: Radiometric dating of Cenozoic volcanic rocks of the Upper Rhine area. — Geodynamics Project, Progress Report 1975, S. 18—20, 1 Abb., Bonn (Deutscher Landesauschuß für Geodynamik/DFG) 1975.
- MALZ, H.: Mit Hilfe von Otolithen den Fischen auf der Spur. — Natur u. Mus., **105**, 6, S. 186—191, 6 Abb., Frankfurt a.M. 1975. [Funde aus Hessen]
- MARTIN, H.: Problems of geosynclinal and orogenic development. — Geodynamics Project, Progress Report 1975, S. 115—117, Bonn (Deutscher Landesauschuß für Geodynamik/DFG) 1975.
- MATHEIS, J.: Kartographische Bearbeitung geologischer und bodenkundlicher Karten. Von der Manuskriptkarte zur Druckvorlage. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **72**, 68 S., 22 Abb., 3 Taf., 5 Beil., Wiesbaden 1975.
- MEIBURG, P. & KAEVER, M.: Quarz-Montmorillonit-Ooide als Leitmarken im Ober-Oligozän des Reinhardswaldes/Nordhessen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., **4**, S. 212—227, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1975.

- MEISL, S.: Petrographie der Buntsandsteinsedimente. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4823 Melsungen, S. 44—46, Wiesbaden 1975.
- & KUPFAHL, H.-G.: Vulkanische Gesteine. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4823 Melsungen, S. 70—75, 1 Tab., Wiesbaden 1975.
- MEYER, D. E.: Geologischer Überblick über den südöstlichen Hunsrück und Beschreibung einer Exkursionsroute. — *Decheniana*, **128**, S. 87—106, 1 Abb., 3 Tab., Bonn 1975.
- MEYER, W. & STETS, J.: Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **126**, S. 15—29, 1 Abb., 2 Taf., Hannover 1975.
- MOLLENHAUER, D.: Deutsche Mittelgebirge — wenig erforschte und unzulänglich gepflegte Landschaft. III. Der Spessart — Beispiel eines Mittelgebirges. — *Natur u. Mus.*, **105**, 4, S. 101—118, 26 Abb., Frankfurt a.M. 1975.
- MÜLLER, K. H., PRINZ, H. & THEWS, J.-D.: Ursachen und Folgeerscheinungen von Kalksteinkorrosion in Hofheim am Taunus. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **103**, S. 339—348, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1975.
- MURAWSKI, H.: Die Grenzzone Hunsrück/Saar-Nahe-Senke als geologisch-geophysikalisches Problem. Ergebnisse reflexionsseismischer Tiefensondierungen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **126**, S. 49—62, 6 Abb., Hannover 1975.
- The Rhenohercynian Geotraverse. — *Geodynamics Project, Progress Report 1975*, S. 32—37, 2 Abb., Bonn (Deutscher Landesauschuß für Geodynamik/DFG) 1975.
- NÖRING, F.: Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1974 (1. 1.—31. 12. 1974). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **103**, S. 383—400, Wiesbaden 1975.
- OTTO BURRE †. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **103**, S. 357—366, 1 Bild, Wiesbaden 1975.
- PAPROTH, E.: Stratigraphische Forschungen in Dinant-Schichten des Rheinischen Schiefergebirges, seit September 1971. — *Zbl. Geol. Paläontol.*, T. I, 5/6, S. 363—364, Stuttgart 1975.
- PLASS, W.: Böden. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5319 Londorf, S. 104—125, 12 Tab., Wiesbaden 1975.
- Böden. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4823 Melsungen, S. 127—156, 12 Tab., Wiesbaden 1975.
- PRIESTER, H., GOSCH, A., FUNK, W. & DÜWEL, D.: Untersuchungen über die Infektiosität von Wurmeiern in einer Kläranlage. — *Gas- u. Wasserf.*, **116**, 3, S. 144—146, 7 Abb., München 1975. [Kläranlage Frankfurt a.M.-Sindlingen]
- PRINZ, H. & WESTRUP, J.: Gebäudeschäden in Basaltverwitterungslehm infolge Wasserentzug durch Bäume. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **103**, S. 349—356, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1975.
- RAMBOW, D.: Bohrungen. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4823 Melsungen, S. 165—180, 1 Abb., Wiesbaden 1975.
- Hydrogeologie. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4823 Melsungen, S. 111—126, 3 Abb., 4 Tab., Wiesbaden 1975.
- REQUADT, H.: Zur Gliederung und Tektonik des Oberdevons in der südwestlichen Lahnmulde (Rhein. Schiefergebirge) mit Conodontenfaunen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **126**, S. 31—48, 4 Abb., 6 Tab., Hannover 1975.
- REUL, K.: Die Beziehung der Bad Salzschlirfer Heilquellen zu tiefgreifenden Krustenbewegungen. Neuerkenntnisse im Zuge der Soleerschließung 1973. 15 S., 7 Abb., Bad Salzschlirf (Kurverwaltung) 1975.
- RITZKOWSKI, S. & KUPFAHL, H.-G.: Sedimentgesteine (Tertiär). — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4823 Melsungen, S. 62—70, 1 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1975.
- SAUER, K. F. J.: Von Basel bis zum Meer. — *Wasser- u. Energiewirtsch.*, Sh. Der Rhein von den Quellen bis zum Meer, S. 129—132, 2 Abb., Baden/Schweiz 1975.
- SCHÄFER, W.: Der Oberrhein, sterbende Landschaft? — *Natur u. Mus.*, **105**, 3, S. 72—84, 14 Abb., Frankfurt a.M. 1975.

- SCHNEIDER, E. F. & SCHNEIDER, H.: Synsedimentäre Bruchtektonik im Pleistozän des Oberrheintal-Grabens zwischen Speyer, Worms, Hardt und Odenwald. — Münster. Forsch. Geol. Paläontol., **36**, S. 81—126, 15 Taf., Münster i. Westf. 1975.
- SCHNEIDER, G.: Erdbeben im Werratal. — Umschau, **75**, 15, S. 459, Frankfurt a. M. 1975.
- SCHRICKE, W., mit Beitr. v. DIEDERICH, G., HARRE, W., HOLTZ, S., KREUZER, H., MÜLLER, P., PLASS, W., PUCHER, R. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5319 Londorf. 192 S., 30 Abb., 26 Tab., 1 Beibl., Wiesbaden 1975.
- SOLMSDORF, A. & SOLMSDORF, H.: Schutzwürdige Bereiche im Rheintal. — Beitr. Rheink., **27**, S. 28—31, 1 Tab., Koblenz 1975.
- — Schutzwürdige Bereiche im Rheintal. — Wasser u. Boden, **27**, 8, S. 198—199, 1 Abb., Hamburg-Berlin 1975.
- STAHL, W. & DIEDERICH, G.: C-Isotopenanalysen des Methans und Kohlendioxids einiger hessischer Mineralwässer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 305—313, 1 Abb., 5 Tab., Wiesbaden 1975.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Erd- und Landschaftsgeschichte des Gebietes von Oberbrechen, Lagerstätten und Hydrogeologie. In: Geschichte von Oberbrechen, S. 11—22, 3 Abb., Brechen-Oberbrechen 1975.
- STREIT, U.: Erzeugung synthetischer Abflußdaten mit Hilfe eines zeit- und raumvarianten Modells im Einzugsgebiet der Lahn. — Erdkunde, **29**, 2, S. 92—105, 6 Abb., 4 Tab., 1 Beil., Bonn 1975.
- STRUVE, W.: Die ältesten Fossilien Hessens. — Natur u. Mus., **105**, 9, S. 268—282, 32 Abb., Frankfurt a. M. 1975.
- TIPPNER, M.: Der Feststofftransport im Rhein. — Beitr. Rheink., **27**, S. 32—38, 4 Abb., Koblenz 1975.
- TOBIEN, H.: Zur Gebißstruktur, Systematik und Evolution der Genera *Piezodus*, *Prolagus* und *Ptychoprolagus* (Lagomorpha, Mammalia) aus einigen Vorkommen im jüngeren Tertiär Mittel- und Westeuropas. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**, S. 103—186, 101 Abb., 5 Tab., Wiesbaden 1975.
- VEEN, C. VAN DER: Der Rhein als Trink- und Brauchwasserspender. — Wasser- u. Energiewirtsch., Sh. Der Rhein von den Quellen bis zum Meer, S. 195—203, 9 Abb., 8 Tab., Baden/Schweiz 1975.
- VOSSMERBÄUMER, H.: Versuch einer kommentierten Bibliographie zum Germanischen Muschelkalk (Trias). Teil II: Nachträge und Ergänzungen zum 1. Teil des gleichnamigen Literaturberichts, Arbeiten seit 1950. — Zbl. Geol. Paläontol., T. I, 5/6, S. 365—386, Stuttgart 1975.
- Versuch einer kommentierten Bibliographie zum Germanischen Muschelkalk (Trias). Teil III: Arbeiten vor 1950. — Zbl. Geol. Paläontol., T. I, 9/10, S. 365—478, Stuttgart 1975.
- WALSER, E.: Hydrologische Verhältnisse am Rhein. — Wasser- u. Energiewirtsch., Sh. Der Rhein von den Quellen bis zum Meer, S. 133—139, 6 Abb., 2 Tab., Baden/Schweiz 1975.
- WANNER, H.: Bedeutung der internationalen Rheinschifffahrt und Zukunftsprobleme nach Eröffnung der Rhone-Rhein- und der Rhein-Main-Donau-Verbindung. — Wasser- u. Energiewirtsch., Sh. Der Rhein von den Quellen bis zum Meer, S. 186—195, 18 Abb., 4 Tab., Baden/Schweiz 1975.
- WEBERLING, F. & WEBER, H. CHR.: Arbeitsbericht über die floristische Kartierung im Bereich der Regionalstelle Hessen-Nord-Mitte. — Hess. florist. Briefe, **24**, 1, S. 2—5, Darmstadt 1975.
- WENDLER, R.: Geophysik. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5225 Geisa, S. 163—170, 5 Abb., Wiesbaden 1975.
- Geophysik. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5319 Londorf, S. 94—103, 2 Abb., 1 Beibl., Wiesbaden 1975.
- Geophysik. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4823 Melsungen, S. 157—164, 5 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1975.

- WERNER, R.: Zur jungtertiären Reliefentwicklung und zur Frage tertiärer Talverschüttungen im Eppsteiner Horst (Vordertaunus). — Z. Geomorph., NF, Suppl.-Bd. **23**, S. 62—74, 3 Fig., Berlin-Stuttgart 1975.
- WHITEMAN, A., NAYLOR, D., PEGRUM, R. & REES, G.: North Sea Troughs and plate tectonics. — Tectonophysics, **26**, S. 39—54, 3 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1975. [Hinweise auf Grabensysteme in Hessen]
- WIRTH, H.: Versuchsbohrungen und Pumpversuche im Vogelsberg. — Wasser u. Boden, **27**, 4, S. 77—78, Hamburg-Berlin 1975.
- WITTENBERGER, G.: Zwischenbericht über die floristische Kartierung im Bereich der Regionalstelle Mittelhessen (Frankfurt). — Hess. florist. Briefe, **24**, 1, S. 5—9, Darmstadt 1975.
- WOLF, H. W.: Urgeschichte unter Abfallbergen? — Kosmos, **71**, 6, S. 238—242, 5 Abb., Stuttgart 1975.
- WOLTER, K.-D.: Der Bergbau in der Gemarkung Oberbrechen im 19. und 20. Jahrhundert. In: Geschichte von Oberbrechen, S. 439—444, Brechen-Oberbrechen 1975.
- Arbeitsgruppe Geotraverse Rhenoharzynikum. — Geowissenschaften, Mitt. IV, S. 76—82, 2 Abb., Bonn-Bad Godesberg (DFG) 1975.
- Arbeitsgruppe Mainprojekt. — Geowissenschaften, Mitt. IV, S. 72—76, Bonn-Bad Godesberg (DFG) 1975.
- Bundesautobahn Ruhrgebiet—Kassel. Hrsg.: Bundesminister für Verkehr; Minister für Wirtschaft, Mittelstand und Verkehr des Landes Nordrhein-Westfalen; Hessischer Minister für Wirtschaft und Technik; 1975.
- Der Rhein von den Quellen bis zum Meer. — Wasser- u. Energiewirtsch., Sh., 237 S., Abb., Tab., Baden/Schweiz 1975.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Weser- und Emsgebiet. Abflußjahr 1974. 192 S., 1 Kt., Hannover (L.-Stelle Gewässererk.) 1975.
- Die hessischen Landkreise und kreisfreien Städte nach Abschluß der Gebietsreform am 1. Januar 1977. — Beitr. Statist. Hessens, NF 68, 215 S., 19 Abb., Wiesbaden (Hess. Statist. L.-Amt) 1975.
- Die Wärmebelastbarkeit des Rheins. — Umschau, **75**, 9, S. 286, Frankfurt a.M. 1975.
- Geodynamics Project, Progress Report 1975. 128 S., 28 Abb., Bonn (Deutscher Landesausschuß für Geodynamik/DFG) 1975.
- Geschichte von Oberbrechen. 542 S., 107 Abb., Brechen-Oberbrechen 1975.
- Hessen. Jahresbericht der Wasserwirtschaft, Rechnungsjahr 1974. — Wasser u. Boden, **27**, 6/7, S. 160—163, 4 Abb., Hamburg-Berlin 1975.
- Talsperren in der Bundesrepublik Deutschland. — Gas- u. Wasserf., **116**, 2, S. 98, München 1975.
- Weinbauerhebung 1972/73. In: Landwirtschaftszählung 1971/72. — Beitr. Statist. Hessens, 8, NF 55, 85 S., Wiesbaden (Hess. Statist. L.-Amt) 1975.

Manuskript eingegangen am 11. 2. 1976

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1975 (1. 1. — 31. 12. 1975)

Der Haushalt des Landesamtes für das Geschäftsjahr 1975 (Haushaltsgesetz 1975 vom 24. 6. 1975, GVBl. 1975, S. 145–149) sah gegenüber dem Geschäftsjahr 1974 eine Erhöhung der planmäßigen Stellen von 145 auf 147, also um 2 Stellen oder 1,4%, und eine Erhöhung der Gesamtausgaben um 29,8% vor. Der seit Errichtung höchste planmäßige Personalstand war 1965 mit 152 Stellen.

Gemäß Anordnung vom 22. 10. 1975 über die Festsetzung von Zusätzen zu den Grundamtsbezeichnungen sind seit 13. 11. 1975 im Landesamt für Bodenforschung die bisherigen Regierungsräte Geologieräte, die bisherigen Oberregierungsräte Geologieoberanwälte und die bisherigen Regierungsdirektoren Geologiedirektoren und Leitende Geologiedirektoren.

Die Unterbringung des Landesamtes für Bodenforschung hat sich durch Anmietung des Hauses Leberberg 10 im Jahre 1974 verbessert.

Die Arbeitsgruppe für eine funktionsbezogene Neugliederung des Landesamtes für Bodenforschung hat nach mehr als einjähriger Arbeit im Juni 1974 einen Bericht von über 150 Seiten vorgelegt. Darauf aufbauend begann der Hessische Rechnungshof im Herbst 1975 mit einer Organisationsprüfung des Landesamtes für Bodenforschung, in deren Rahmen der Rechnungshof in der Zeit vom 4. 11. bis 26. 11. 1975 örtliche Erhebungen vornahm.

Auf der Grundlage einer Vereinbarung der Koalitionspartner zur Kabinettsbildung am 18. 12. 1974 wurde den 5 dem Hessischen Minister für Wirtschaft und Technik unmittelbar nachgeordneten Dienststellen am 12. 6. 1975 die beabsichtigte Zusammenfassung zu einem Landesamt, voraussichtlich unter der Bezeichnung „Landesamt für Wirtschaft und Technik“, bis Ende 1976 mitgeteilt.

Die beiden bisherigen Veröffentlichungsreihen „Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung“ und „Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung“ werden in „Geologisches Jahrbuch Hessen“ und „Geologische Abhandlungen Hessen“ umbenannt.

Die Bezeichnung „Notizblatt“ wurde 1950 trotz damals schon vorhandener erheblicher Bedenken in Wiederbelebung des in Darmstadt in den Jahren 1854 bis 1938 als „Notizblatt“ erschienenen Organs, das im einzigen erschienenen Heft 1939 in „Mitteilungen“ umbenannt worden war, gewählt. Der wissenschaftliche Rang des Publikationsorgans wurde durch die Bezeichnung „Notizblatt“ bei Fernerstehenden in Zweifel gesetzt.

Die Bezeichnung „Bodenforschung“ war im Jahre 1937 als zusammenfassender Begriff für Geologie, Mineralogie und Geophysik im Reichsforschungsrat geprägt worden, nachdem dieser im gleichen Jahr zunächst die drei genannten Disziplinen unter „Bodenkunde“ zusammengefaßt hatte. Der Begriff „Bodenforschung“ stellte die Raffung der Kennzeichnung der 1936 geschaffenen Dienststelle des Vierjahresplans „Erforschung des deutschen Bodens“ dar. Er wurde Titel der am 1. 4. 1939 geschaffenen „Reichsstelle für Bodenforschung“, die das Reichsgebiet nach geologischen, geophysikalischen, bergmännischen und anderen Methoden zu erforschen hatte. Der zusammenfassende Begriff „Bodenforschung“ hat sich zwar bis heute gehalten. Oft wird er jedoch mit „Bodenkunde“ = Pedologie und „Spatenforschung“ = Archäologie (Lehre von den Bodenfunden, Bodenaltertümern und Bodendenkmälern) verwechselt. Die am 1. 12. 1958 geschaffene „Bundesanstalt für Bodenforschung“ hat am 1. 7. 1975 die Bezeichnung „Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe“ angenommen. Voll latinisiert heißt „Geowissenschaften“ aber „Geologie“. In diesem weiteren Sinn umfaßt Geologie von den Wissenschaften der festen Erde die Allgemeine Geologie, die Historische und Regionale Geologie, die Ingenieur- und Hydrogeologie, die Paläontologie, die Mineralogie und Petrologie, die Geochemie und Lagerstättenkunde, die Physik des Erdkörpers (Geophysik), von der Geographie die Physische Geographie (Geomorphologie), vom Bauingenieurwesen die Boden- und Felsmechanik, von Landwirtschaft, Gartenbau und Forstwissenschaft die Bodenkunde, von der Altertumswissenschaft die Urgeschichte.

In diesem weiten Sinn soll der neue Titel „Geologisches Jahrbuch Hessen“ verstanden werden.

1. Geologische Landesaufnahme

Geologische Karte 1:25000

Blatt-Nr. und -Name	Ausgeführte Arbeit	Im Berichtsjahr aufgenommene Fläche in km ²
4520 Warburg	Feldaufnahme	17
4521 Liebenau	Arbeit zur Herausgabe	
4620 Arolsen	Arbeit zur Herausgabe	
4623 Kassel Ost	Feldaufnahme	7
4722 Kassel-Niederzwehren	Arbeit zur Herausgabe	
4723 Oberkaufungen	Arbeit zur Herausgabe	
4821 Fritzlar	Feldaufnahme	5
4822 Gudensberg	Arbeit zur Herausgabe	
4823 Melsungen	Herausgabe	
4925 Sontra	Feldaufnahme	9
5018 Wetter	Feldaufnahme	26
5216 Oberschedl	Arbeit zur Herausgabe	
5225 Geisa	Herausgabe	
5319 Londorf	Herausgabe	
5320 Burg-Gemünden	Feldaufnahme	25
5325 Spahl	Feldaufnahme	21
5326 Tann	Feldaufnahme	7

5417 Wetzlar	Arbeit zur Herausgabe (ergänzter Neudruck)	
5514 Hadamar	Arbeit zur Herausgabe	
5518 Butzbach	Feldaufnahme	25
5618 Friedberg	Arbeit zur Herausgabe	
5620 Ortenberg	Arbeit zur Herausgabe	
5622 Steinau	Feldaufnahme	11
5721 Gelnhausen	Arbeit zur Herausgabe	
6316 Worms	Arbeit zur Herausgabe	

Insgesamt wurden 153 km² neu kartiert.

Herausgegeben wurden die Blätter der Geologischen Karte 1:25000 mit Erläuterungen:

4823 Melsungen (2., neu bearbeitete Auflage)
 5225 Geisa (2., neu bearbeitete Auflage)
 5319 Londorf

Die großmaßstäblichen geologischen Unter- und Über-Tage-Kartierungen zur Prospektion auf Gold- und Buntmetallerze am Eisenberg (Blätter 4718 Goddelsheim und 4719 Korbach) wurden fortgesetzt (vgl. auch Abschn. 3).

Wissenschaftler des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung wurden zur Mitarbeit in den Subkommissionen Altpaläozoikum, Devonstratigraphie, Karbonstratigraphie und Perm- und Triasstratigraphie der stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften eingeladen.

Im Reinhardswald wurden Lagerung, Verbreitung und Mächtigkeit der tertiären Sedimente mit Hilfe von etwa 50 maschinellen Flachbohrungen erkundet.

Biostratigraphie, Paläontologie

Bei der geologischen Landesaufnahme und der Untersuchung von wichtigen Neuaufschlüssen und Bohrprofilen wurden Makro- und Mikrofossilien zur biostratigraphischen Altersbestimmung von Gesteinshorizonten aufgesammelt. Das im Berichtsjahr aufgesammelte oder bearbeitete Material stammt aus dem

Paläozoikum (Devon) der Blätter 5216 Oberscheld und 5618 Friedberg,
 Mesozoikum (Muschelkalk) des Blattes 4520 Warburg,
 Känozoikum (Quartär, Tertiär) der Blätter 4723 Oberkaufungen, 5218 Niederwalgern,
 5219 Amöneburg, 5318 Allendorf (Lumda), 5623 Schlüchtern, 5718 Ilbenstadt, 5719
 Altenstadt, 5915 Wiesbaden, 5917 Kelsterbach, 6017 Mörfelden.

Geophysik

Geophysikalische Spezialkartierungen zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme wurden fortgesetzt und ergänzt auf den Blättern 4520 Warburg, 4521 Liebenau, 4620 Arolsen, 4821 Fritzlar, 4925 Sontra, 5514 Hadamar, 5620 Ortenberg, 5622 Steinau, 5721 Gelnhausen.

Regionale magnetische Messungen wurden ausgeführt auf den Blättern 4917 Battenberg (Eder), 4918 Frankenberg (Eder), 5018 Wetter und 5019 Gemünden (Wohra).

Eine luftbildgeologische Strukturanalyse 1:300000 wurde vom Ostrand des Taunus über die Wetterau bis zum Spessart erstellt.

Für Fragen der angewandten Geologie wurden Messungen ausgeführt auf den Blättern 4719 Korbach, 4722 Kassel-Niederzwehren, 5223 Queck, 5324 Hünfeld, 5422 Herbstein, 5614 Limburg (Lahn), 5813 Nastätten, 5917 Kelsterbach, 5919 Seligenstadt.

Die Arbeiten an einer magnetischen Karte von Hessen 1:300000 wurden weitergeführt.

Der seit seiner Berufung am 16. Juni 1966 im Kuratorium und Arbeitsausschuß der Forschungsgemeinschaft Seismik e.V., Hannover, tätige Angehörige des Landesamtes wurde durch Wahl vom 17. 12. 1975 bestätigt.

2. Bodenkunde

Bodenkarte 1:25000

Blatt-Nr. und -Name	Ausgeführte Arbeit	Im Berichtsjahr aufgenommene Fläche in km ²
4523 Münden	Abschluß der Feldaufnahme	30
4622 Kassel West	Beginn der Feldaufnahme	10
4722 Kassel-Niederzwehren	Beginn der Feldaufnahme	63
4821 Fritzlar	Arbeit zur Herausgabe	
5518 Butzbach	Beginn der Feldaufnahme	47
5619 Staden	Arbeit zur Herausgabe	
5716 Oberreifenberg	Arbeit zur Herausgabe	
5717 Bad Homburg vor der Höhe	Felddaufnahme	49
5814 Bad Schwalbach	Beendigung der Felddaufnahme	84
5817 Frankfurt am Main West	Herausgabe	
5818 Frankfurt am Main Ost	Felddaufnahme	6

Insgesamt wurden 289 km² bodenkundlich aufgenommen.

Herausgegeben wurde das Blatt der Bodenkarte 1:25000 mit Erläuterungen 5817 Frankfurt am Main West

Je ein Gutachten über Bodenverhältnisse im Trassenbereich mehrerer Autobahnvarianten und zur Beeinträchtigung landwirtschaftlicher Nutzflächen durch Grundwasserentnahmen wurde erstattet.

Bodenphysikalische Messungen, die z.T. der Planung von Dränmaßnahmen dienten, wurden ausgeführt auf den Blättern 4821 Fritzlar, 5121 Schrecksbach, 5720 Büdingen, 5815 Wehen.

Wissenschaftler aus Belgien, Kanada und Großbritannien besuchten das Hessische Landesamt für Bodenforschung, um Methodik der Geländearbeiten oder Sammlungen zu studieren.

3. Lagerstätten

Eisen- und Manganerze

Nach Abschluß der geologischen Lagerstätten-Aufnahmen mit Betriebseinstellung der letzten Roteisenerz-Grube der Dillmulde auf Blatt 5216 Oberscheld wurden Unter-

suchungsarbeiten beraten für ein von anderer Stelle betriebenes Forschungsprogramm, das den Zusammenhängen zwischen dem Erz und seinem Nebengestein sowie besonderen Fragen der Erzbildung nachgeht.

NE-Metallerze

Auf Dauer gibt die Versorgung unserer Industrie mit diesen Rohstoffen bei einer absehbaren Verringerung der Reserven in den bekannten inländischen Lagerstätten und bei einem zukünftig möglicherweise behinderten Bezug aus dem Ausland, sei es durch zunehmende Verknappung infolge weltweit steigender Nachfrage, sei es als Folge erschwerter Verkaufsbedingungen durch die Lieferländer, zu Besorgnissen Anlaß. Das hat auch im Inland nach entsprechenden Vorschlägen seitens der Industrie und der staatlichen geologischen Dienste dazu geführt, Untersuchungsprogramme zu einer verstärkten Lagerstätten erkundung in Gang zu setzen. Die seither in Hessen laufende geochemische Übersichtsprospektion im Rahmen der Gemeinschaftsaufgabe „Geochemie“, die im Lahn-Dillgebiet und im Raum Korbach betrieben wurde, dauerte an. An einigen Schwerpunkten, die sich nach den bisherigen Arbeiten ergeben hatten, wurden Spezialaufnahmen begonnen. Bei der Planung, Beratung und Auswertung dieser Untersuchungen, die durch Meßtrupps des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung ausgeführt wurden, war das Hessische Landesamt für Bodenforschung in erheblichem Ausmaß beteiligt.

Bei den Arbeiten in Verbindung mit dem Forschungsvorhaben „Lagerstätten erkundung im Rhenoharzynikum“, das durch eine Arbeitsgruppe von mehreren Industrieunternehmen und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, im Rheinischen Schiefergebirge betrieben wird, war das Hessische Landesamt für Bodenforschung bei der Planung, Beratung und Auswertung beteiligt.

Bei dem Forschungsvorhaben „Mikrobielle Kupferschieferlaugung“, das bei der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe noch im Gang ist, war das Landesamt ebenfalls beratend tätig.

Für das Programm „Forschung und Entwicklung zur Rohstoffsicherung“, an dem die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe beteiligt ist, wurden Vorschläge zu einer erneuten Untersuchung der Kupferschiefervorkommen in Hessen abgegeben, die sich auf die Ergebnisse der Neukartierung hessischer Zechstein-Gebiete stützen.

Die geologisch-lagerstättenkundlichen Arbeiten innerhalb des Programms zur Untersuchung der Au-Cu-Se-Lagerstätte am Eisenberg bei Goldhausen (Krs. Waldeck-Frankenberg) wurden fortgesetzt. Dabei wurden für die geologische Aufnahme und Probenahme eine weitere Anzahl von alten Grubenbauen aufgewältigt und eine Reihe von Schürfen angelegt. Diese Vorarbeiten dienten dazu, ein erweitertes Untersuchungsprogramm auszuarbeiten.

Uran

Im Odenwald wurden die begonnenen Untersuchungen im Rahmen des vom Bundesministerium für Forschung und Technologie geförderten Forschungsvorhabens „Uranprospektion im hessischen Teil des Odenwaldes“, dessen Partner dabei ein

Industrieunternehmen und das Landesamt für Bodenforschung sind, verstärkt fortgesetzt, vor allem im Gebiet Mackenheim (Bl. 6418 Weinheim). Neben umfangreichen radiometrischen Arbeiten im Gelände sowie einer gründlichen Probenahme mit nachfolgender Laboruntersuchung wurden einige tiefere Bohrungen in bestimmten Bereichen niedergebracht. Außerdem wurde eine Kartenunterlage zur Darstellung der bisher vorliegenden radiometrischen und tektonischen Aufnahmen vorbereitet, die als Grundlage für die anschließenden Untersuchungen dienen wird.

Braunkohle, Ölschiefer

Die nordhessischen Bergbau-Unternehmen haben geologisch wichtige Unterlagen (Bohrberichte usw.) an das Landesamt abgegeben.

In der weiteren Umgebung des stillgelegten Ölschiefer-Tagebaus von Messel bei Darmstadt (Bl. 6018 Langen und 6118 Darmstadt Ost) wurde ein Bohrprogramm von Seiten der Industrie abgeschlossen, das nach den Vorschlägen des Landesamtes ein mögliches Vorhandensein weiterer Ölschiefer-Vorkommen überprüfen sollte. Nach den Ergebnissen dieser Arbeiten, die vom Landesamt verfolgt und übernommen werden konnten, wurden weitere Bohrpunkte für das bei der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, laufende Projekt „Ölschiefer-Prospektion in der Bundesrepublik“ ausgewählt. Damit sollen die, wie sich zeigte, ungenauen Angaben über Ölschiefer-Funde aus den früheren Jahrzehnten kontrolliert und nach Möglichkeit berichtigt werden.

Kali und Erdöl

Das Landesamt führt auf dem Gebiet dieser Lagerstätten keine eigenen Untersuchungen durch.

Steine und Erden

Die Arbeiten nach dem 1972 begonnenen „Programm zur Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden in Hessen“ nahmen ihren Fortgang. Dabei wurden weitere 16 Bohrungen mit 962,5 Bohrm Metern niedergebracht, um in bestimmten Gebieten Kenntnislücken in bezug auf Steine und Erden-Vorkommen schließen zu können. Mit der Untersuchung der Bohrproben wurde angefangen. Über enge Kontakte mit Behörden, Fachverbänden und Industrieunternehmen gelang es, weitere Ergebnisse über Lagerstättenuntersuchungen von anderer Stelle hereinzubekommen und diese für eigene Unterlagen zu verwerten.

An Hand dieser so z. T. neu erarbeiteten oder ergänzten Unterlagen konnten Stellungnahmen zu den regionalen Raumordnungsplänen der 6 hessischen Planungsgemeinschaften abgegeben werden. Ferner wurden Stellungnahmen zu 56 Flächenutzungsplänen, zu 2 Raumordnungsverfahren, zu je 1 Landschafts- und Naturschutzgebiet verfaßt. Neben kleineren Beratungen wurden 2 Gutachten über Basalt- und Sandvorkommen angefertigt. Für ein größeres Gutachten zur Altrheinentschlammung auf den Blättern 6016 Groß-Gerau, 6116 Oppenheim, 6216 Gernsheim, 6316

Worms wurden einige Bohrungen vorgeschlagen, überwacht und die Bohrproben untersucht.

4. Petrologie/Geochemie

Für die Erläuterungsbeiträge der Blätter 4620 Arolsen, 4723 Oberkaufungen, 4823 Melsungen, 5216 Oberscheld, 5320 Burg-Gemünden, 5325 Spahl, 5326 Tann, 5514 Hadamar, 5618 Friedberg, 5620 Ortenberg und 5622 Steinau wurden Proben von Sedimentgesteinen und Magmatiten z.T. im Gelände erst gesammelt, z.T. schon petrographisch untersucht oder bereits die Untersuchungsberichte über die Petrologie der Gesteine auf diesen Blättern abgegeben. Außerdem wurden aus Wasser- oder Baugrundbohrungen auf den Blättern 5218 Niederwalgern, 5219 Amöneburg, 5318 Allendorf (Lumda) und 5421 Ulrichstein Gesteinsproben in größerer Zahl für die petrographische Untersuchung und Beschreibung entnommen. Für die Farbgebung auf der Geologischen Karte 1:25000 wurde eine neue, einheitliche Gliederung der basaltischen Gesteine erarbeitet.

An Proben der Vogelsberg-Forschungsbohrungen (Bl. 5421 Ulrichstein) wurde mit der Untersuchung der hydrothermalen Hohlraumausfüllungen begonnen. Daneben wurden zahlreiche Gesteinsproben der Blätter

4620 Arolsen, 4623 Kassel Ost, 4718 Goddelsheim, 4721 Naumburg, 4922 Homberg, 5021 Ziegenhain, 5218 Niederwalgern, 5318 Allendorf (Lumda), 5418 Gießen, 5514 Hadamar, 5518 Butzbach, 5614 Limburg (Lahn), 5618 Friedberg, 5619 Staden, 5623 Schlüchtern, 5719 Altenstadt, 5721 Gelnhausen, 5817 Frankfurt am Main West, 5820 Langenselbold, 6317 Bensheim und 6417 Mannheim Nordost röntgenographisch untersucht.

Im Laufe des Jahres wurden neue Geräte (Sequenz-Röntgenspektrometer, Gamma-Spektrometer) aufgestellt und nach ausgedehnten Testmessungen mit den Routinemessungen begonnen. Für die mit diesen Geräten verbundenen Rechenanlagen wurden die Rechenprogramme im Zusammenwirken mit der HZD aufgestellt bzw. erweitert oder bestehende Programme umgestellt, um die Verarbeitung von Meßdaten bei der HZD zu ermöglichen.

5. Chemisches Laboratorium

Für die bodenkundliche Landesaufnahme wurde die Kornverteilung bei 179 Bodenproben analysiert; daneben wurden in 181 Bodenproben chemisch 4–9, in weiteren 61 Proben 15–18 Komponenten bestimmt. 60 Gesteinsanalysen mit 4–6 Bestandteilen sowie 64 mit 15–16 Bestandteilen wurden für petrographische Untersuchungen durchgeführt.

Im Rahmen des Forschungsprogramms „Uran im Odenwald“ wurden an zahlreichen Erzproben 184 Bestimmungen auf Cu- und Co-, 210 Bestimmungen auf Ni- und 494 auf U-Gehalte vorgenommen. 24 Erzproben wurden auf 21 Bestandteile, darunter Cu, Co, Ni, U, Zn, Pb, Bi, Cd und As untersucht. 431 Wasseranalysen mit 1–9 Komponenten, 14 mit 11–12 Komponenten sowie 63 mit 16–22 Komponenten wurden angefertigt. Ferner wurden 40 bauchemische Wasserproben mit 7–13 Komponenten analysiert.

6. Hydrogeologie

Das Geschäftsjahr 1975 brachte gegenüber dem Vorjahr eine Belebung der Beratungstätigkeit; es wurden 257 Gutachten und 153 Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert, Gesamtzahl 410, erstattet. Die Gutachtenanzahl stieg im Vergleich zu 1974 (242 Gutachten) um 15, die Zahl der gutachtenartigen Schreiben übertraf um 6 Stück das Vorjahresergebnis (147).

Wissenschaftliche Tätigkeit

Für die zur Herausgabe vorgesehenen Blätter der Geologischen Karte 1:25000 wurden hydrogeologische Feldkartierungen ausgeführt und Erläuterungsbeiträge geliefert.

Im Rahmen des Untersuchungsprogramms „Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung im Rhein-Neckar-Raum“ wurden ca. 300 Sondierbohrungen ausgeführt und in den Monaten April und September für Übersichtsanalysen je 108 Wasserproben entnommen. Nach den Untersuchungsergebnissen wurden 7 hydrochemische Karten und die Deckschichtenkarte mit Profilschnitten erstellt. Die Bearbeitung der geologisch-hydrologischen Karte, der hydrogeologischen Profile und der Karte der Transmissivitätsfaktoren wurde fortgesetzt und ein Abschlußbericht zur 1. Stufe des Untersuchungsprogramms begonnen.

Hydrogeologische Untersuchungen über das Aufdringen und Versickern von Qualmwasser erfolgten im Gebiet des Altrheinarnes Schusterwörth.

Geoelektrische und hammerschlagseismische Untersuchungen wurden, um Aufschluß über die Mächtigkeit der quartären Lockersedimente im Lahntal zu gewinnen, bei Limburg ausgeführt. Geoelektrische Tiefensondierungen zum Nachweis hoch-mineralisierter Salzwässer erfolgten auch innerhalb und nördlich des unteren Solztales.

Pumpversuche in den Wasserwerken Breitenborn, Kirchbracht, Neuenschmitten und Salz des Wasserverbandes Kinzing wurden ausgewertet und Empfehlungen für weitere Erschließungsmaßnahmen gegeben.

Hydrogeologische Luftbildauswertungen wurden für das Gebiet des Main-Kinzig-Kreises, des Jossatales, der Gebiete Lauterbach-Fulda und Liebenau-Diemel sowie einiger weiterer kleinerer Teilgebiete durchgeführt.

Für die Hydrologische Bibliographie des Jahres 1971 wurde das Kapitel V „Unterirdisches Wasser und Quellen“ fertiggestellt.

Das Forschungsprogramm „Müll“ wurde mit der Erstellung des Berichtes „Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe“ abgeschlossen. Im Rahmen des Untersuchungsprogramms „Einfluß von Straßen auf das unterirdische Wasser“ wurden Wasser-, Schlamm- und Bodenproben entnommen und Besprechungen geführt.

Ein Angehöriger des Landesamtes wurde in den Arbeitsausschuß „Grundwassermessung“ der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser berufen.

Der Beirat Kaliabwasserversenkung beim Regierungspräsidenten in Kassel, dessen Vorsitz seit der Gründung am 4. 7. 1967 der Leiter des Landesamtes für Bodenforschung innehatte, wurde am 28. 8. 1975 aufgelöst. Seine Aufgaben wurden vom inter-

ministeriellen Arbeitskreis „Schadlose Beseitigung der Produktionsrückstände der Kaliindustrie“ übernommen, in dem ein Angehöriger des Landesamtes mitwirkt.

Der DVGW brachte das vom Fachausschuß Geohydrologie, der von einem Angehörigen des Landesamtes geleitet wird, bearbeitete Arbeitsblatt W 111 „Technische Regeln für die Ausführung von Pumpversuchen bei der Wassererschließung“ neu heraus (1. Ausgabe 1963).

Der gleiche Verein gab die vom DVGW/LAWA-Ausschuß „Wasserschutzgebiete“, der ebenfalls von einem Angehörigen des Landesamtes geleitet wird, entworfenen Arbeitsblätter W 101, W 102 und W 103 „Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete. I. Teil. Schutzgebiete für Grundwasser.“ (1. Ausgabe 1953, 2. Ausgabe 1961), „... II. Teil. Schutzgebiete für Trinkwassertalsperren.“ (1. Ausgabe 1959), „... III. Teil. Schutzgebiete für Seen.“ 1975 neu heraus.

Gutachtliche Tätigkeit

Die sachliche und gebietliche Verteilung der Gutachten ist nachfolgend aufgeführt:

Sachliche Verteilung

	Gutachten
1. Wassererschließungen	
a) Zentrale Wasserversorgung	22
b) Aus- und Neusiedler	9
c) Dienstgehöfte und Gewerbe	5
d) Notversorgung, Luftschutz-, Militäranlagen, Bahn, Post	4
e) Sonstiges	2
2. Beurteilung vorhandener Wassergewinnungsanlagen	6
3. Wasserschutzgebiete	47
4. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in qualitativer Hinsicht	
a) Lagerflüssigkeiten	10
b) Müllablagerungen	23
c) anderer Art	41
5. Abwasserversenkung, Gasspeicher	—
6. Erlaubnisse, Bewilligungen und Genehmigungen zum Bau oder Betrieb von Wassergewinnungsanlagen	10
7. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in quantitativer Hinsicht	8
8. Beurteilung von Grundwasserständen und Grundwasserstandsänderungen	5
9. Heil- und Mineralquellen	
a) Erschließungen	2
b) Schutzgebiete	5
10. Ausnahmegenehmigungen in Schutzgebieten	
a) Heilquellen	15
b) Trinkwasser	7
11. Talsperren, Rückhaltebecken und Staustufen	1
12. Untersuchung größerer Gebiete, Rahmen-, Sonder-, Generalpläne	3
13. Landwirtschaftlicher Wasserbau, Dränung, Bewässerung	2
14. Vernässung, Wasserhaltung oder Bauwerkswasserfragen im Zusammenhang mit	
a) Friedhöfen	28
b) anderen Anlagen	2

Gebietliche Verteilung

Regierungsbezirk Darmstadt

Überregionale Gebiete (3)

Bergstraße (15): Bensheim (2), Biblis (3), Birkenau, Bürstadt, Fürth, Heppenheim (2), Michelbach, Mörlenbach, Rimbach, Viernheim, Kreisgebiet

Darmstadt-Stadt (1)

Darmstadt-Land (4): Bickenbach, Eschollbrücken, Seeheim (2)

Dieburg (5): Babenhausen, Groß-Umstadt, Nieder-Roden, Schaafheim, Kreisgebiet

Dill (6): Donsbach (2), Mittenaar, Schönbach, Sinn, Waldaubach

Frankfurt am Main (4)

Gießen-Stadt (2)

Gießen-Land (17): Allendorf, Braunstein, Grünberg, Hungen (3), Inheiden, Laubach (4), Leihgestern, Lollar, Rabenau, Reiskirchen, Staufenberg (2)

Groß-Gerau (9): Biebesheim (2), Dornheim, Gernsheim, Ginsheim-Gustavsburg, Klein-Gerau, Mörfelden, Nauheim, Raunheim

Hochtaunus (6): Bad Homburg v. d. H., Friedrichsdorf, Oberursel, Schmitten, Wehrheim, Kreisgebiet

Limburg-Weilburg (10): Brechen, Elz, Limburg (4), Löhnberg (2), Weilburg (2)

Main-Kinzig (27): Altengronau, Bad Orb (2), Bad Soden-Salmünster, Bergen-Enkheim, Erlensee (2), Gelnhausen (2), Großkrotzenburg, Hammersbach (2), Hanau (2), Langenselbold, Maintal (2), Neuberg (2), Nidderau, Rodenbach, Ronneburg, Schlüchtern (2), Sinntal, Steinau, Wächtersbach

Main-Taunus (5): Bad Soden (2), Flörsheim, Hattersheim, Kriftel

Odenwald (10): Bad König, Breuberg, Brombachtal, Hesseneck, Reichelsheim (4), Sensbachtal, Kreisgebiet

Offenbach-Stadt —

Offenbach-Land (8): Dietzenbach, Klein-Krotzenburg, Langen, Mühlheim, Offenthal, Seligenstadt, Zellhausen, Kreisgebiet

Rheingau —

Untertaunus (9): Aarbergen, Bad Schwalbach (2), Hünstetten, Idstein, Oberjosbach, Schlangenbad (2), Waldems

Vogelsberg (10): Alsfeld (2), Gemünden, Homberg (Ohm), Mücke, Schlitz (2), Schotten (2), Schwalmthal

Wetterau (27): Bad Nauheim, Bad Vilbel (2), Büdingen (3), Butzbach, Echzell (2), Friedberg, Gedern, Karben, Michelnau, Münzenberg, Nidda (8), Ober-Mörlen, Rockenberg (2), Rosbach v. d. H., Wölfersheim

Wetzlar (5): Aßlar (2), Braunfels, Garbenheim, Hermannstein

Wiesbaden (5)

Regierungsbezirk Kassel

Überregionale Gebiete (3)

Fulda (9): Bad Salzschlirf, Eichenzell, Fulda, Hofbieber, Hünfeld, Kalbach, Neuhoof (2), Poppenhausen

Hersfeld-Rotenburg (10): Bebra, Haunetal (2), Heringen (2), Kirchheim, Neuenstein, Rotenburg (Fulda), Schenkklengsfeld, Wildeck

Kassel-Stadt (2)

Kassel-Land (12): Baunatal, Calden, Fuldabrück (3), Grebenstein, Helsa, Lohfelden, Nieste, Reinhardshagen, Kreisgebiet

Marburg-Biedenkopf (12): Allendorf, Amöneburg, Angelburg, Bad Endbach, Ebsdorfergrund (2), Gladenbach, Kirchhain, Neustadt, Wetter, Wohratal (2)

Schwalm-Eder (6): Melsungen, Niedenstein, Neukirchen, Ottrau, Schwarzenborn, Zwesten

Waldeck-Frankenberg (12): Bad Wildungen (8), Frankenberg (Eder) (2), Korbach, Vöhl

Werra-Meißner (3): Hessisch Lichtenau, Sontra, Witzenhausen

Im Gegensatz zur zahlenmäßigen Abnahme der Erschließungsgutachten hat die Objektgröße der Beratungen zugenommen. Dies drückt sich deutlich in der im Berichtsjahr nachgewiesenen gewinnbaren Grundwassermenge, die in 45 gutachtlich vorgeschlagenen und überwachten Haupt- und Versuchsbohrungen erschlossen wurde, aus. Sie übertraf mit rd. 1100 l/s um 70,5% das Vorjahresergebnis von 645 l/s und um 200% die des Jahres 1973 (366 l/s). Wenn sich auch im Erschließungsergebnis noch in beträchtlichem Maße die Beratungsvorschläge des Jahres 1974 niederschlagen, so spiegelt der Dreijahresvergleich 1973—1975 doch die Konzentrationsmaßnahmen auf rationelle Großobjekte und die Abkehr von einer Vielzahl kleinerer Gewinnungsanlagen wider.

Hervorzuheben sind die Gutachten zur Festsetzung von Heilquellenschutzgebieten für die Heilquellen der hessischen Staatsbäder Bad Salzhausen und Schlangenbad.

Der Erwähnung verdienen arbeitsaufwendige Gutachten über die Anlage einer neuen Rückstandshalde (Halde IV) des Kaliwerkes Wintershall im Gemeindebezirk Heringen und über die hydrogeologischen Verhältnisse im Gebiet der Kreismülldeponie Flörsheim-Wicker (Main-Taunus-Kreis). Die Bearbeitung einer umfassenden Untersuchung zur Anlage von Hochdruck-Gaskavernenspeichern im Werra-Salinar wurde fortgesetzt, wobei auch die Gefährdungsmöglichkeit dieser Speicher durch Gebirgsschläge Bearbeitungsgegenstand war.

Die Kaliabwasserversenkung im Raum Kleinensee—Hönebach und Philippsthal des hessischen Werra-Kalireviers wurde laufend überwacht. Im Fulda-Kalirevier wurden Ansatz und Ausführung einer das Präsalinar erreichenden Kontrollbohrung und die Installation von Meßgeräten zur Beobachtung der physikalischen und hydrochemischen Verhältnisse im tiefen Untergrund beraten sowie die Versenktätigkeit überwacht.

Verfolg von Bohrungen

Im Berichtsjahr 1975 wurden 285 Bohrungen und Aufschlüsse im Gebiet des Landes Hessen verfolgt. Die Bohrungen dienten vor allem der Grundwassererschließung, der Einrichtung von Grundwasserstandsmeßstellen und der Baugrunderkundung.

7. Ingenieurgeologie

Im Berichtszeitraum sind (in Klammern Vergleichszahlen der Jahre 1972/1973/1974)

305 Gutachten (279/307/275)

75 Berichte und Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert (82/94/65)

620 Stellungnahmen zu Bauleitplänen und Flächennutzungsplänen nach dem BBauG (448/460/490)

erstattet und abgegeben worden.

Die Zahl der Gutachten verteilt sich wie folgt:

22 Behördenbauten (29/45/25)

17 Universitäts- und Hochschulbauvorhaben (6/12/9)

15 Bauvorhaben für die Bundeswehr (9/18/16)

10 Bauvorhaben nach dem RSG, FBG und der WVVO (6/7/11)

- 33 Kommunale Bauvorhaben, Schulen, Krankenhäuser (29/32/34)
- 42 Allgemeine Straßenbauvorhaben (4/39/32)
- 15 BAB-Teilstrecken (13/10/17)
- 144 BAB-Ingenieurbauwerke (98/112/102)
- 23 Talsperren und Rückhaltebecken (19/20/19)
 - 1 Felsbauvorhaben (3/1/0)
 - 6 Rutschungen und Erdfälle (2/1/1)
 - 2 Eignung als Industriegelände (52/8/5)
 - 2 Neubaumaßnahmen der DB
 - 2 Sonstige Gutachten (Gerichtsgutachten) (0/2/7)

Für Maßnahmen der Straßenbauverwaltung sind 201 Gutachten erstattet worden, d. s. 66,5% (41%/53%/55%). Hinzu kommt die ständige ingenieurgeologische Betreuung folgender Neubaustrecken:

- A 7 Kassel—Hattenbach, Verbreiterung
- A 45 Gießen—Stuttgart, Abschnitt Gambach—Kinzigtal
- A 48 Wetzlar—Reiskirchen, Abschnitt Kreuzung mit A 49 (B 3a)
- A 49 Kassel—Marburg, Abschnitt Fritzlar—Borken
- B 277a, Wetzlar—Dillenburg, Abschnitt Umgehung Herborn—Burg

Die angewandte Forschung über bei der Gutachtentätigkeit anfallende Probleme wurde weiter intensiviert. Darüber hinaus laufen folgende umfangreiche Forschungsvorhaben:

Die Untersuchungen über Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes an der Erdoberfläche wurden im Zuge der Planung von Hochwasserrückhaltebecken in der Vorderrhön vertieft. Mit Hilfe von geoelektrischer Widerstandskartierung konnten gute Erfolge beim Aufsuchen von verdeckten Einbruchsschloten erzielt werden. Die Untersuchungen erhalten im Hinblick auf den geplanten Bau der DB-Schnellstrecken durch die Vorderrhön mit fast 50% Tunnelstrecken erhebliche wirtschaftliche Bedeutung.

Außer geophysikalischen Methoden wurde zum Erkennen von Strukturen des tiefen Salinarkarstes auch die Luftbild-Strukturanalyse mit gutem Erfolg angewandt. Auch dieses Verfahren trägt wesentlich zum rechtzeitigen Erkennen der oberflächigen Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes bei.

Die bisherigen Untersuchungen der 1974/75 an der BAB-Neubaustrecke Gießen—Stuttgart im Gebiet der westlichen Vogelsbergausläufer aufgetretenen drei größeren Böschungsrutschungen in tiefen Tertiär-Einschnitten (Sanierungskosten zusammen über 2 Mio. DM) ergaben, daß Entlastungsbrüche auf vorgegebenen Trennflächen vorliegen.

8. Bibliothek

Der Zuwachs im Jahre 1975 betrug 3776 Einheiten. Davon entfallen 3155 auf Bände und 621 auf Karten. Die Anzahl der Tauschpartner hat sich von 561 auf 532 verringert. Ausgeliehen wurden im Berichtszeitraum 5052 Bände und 400 Karten.

9. Vertriebsstelle

In der Vertriebsstelle wurden verkauft:

1216 Geologische Karten 1:25 000
189 Bodenkarten 1:25 000

1103 Übersichtskarten
1110 sonstige Veröffentlichungen.

10. Archive, Datendokumentation

Der Zuwachs betrug im Jahre 1975 insgesamt 4830 Stück (1017 Gutachten und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert sowie Analysen, 2326 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen, 1448 Wasseranalysen, 10 Diplomarbeiten und 29 Anordnungstexte zur Festsetzung von Wasserschutzgebieten). — Ausgeliehen und wieder vereinnahmt wurden 1206 Stück.

In Zusammenarbeit mit der HZD, Wiesbaden, und mit verschiedenen Arbeitsgemeinschaften und Arbeitsgruppen wurde die Datenerfassung und Dokumentation von Archivmaterial, vor allem im Bereich Ingenieurgeologie, weiter vorangetrieben. Verschiedene Programmsysteme wurden erfolgreich getestet und für Dokumentationszwecke eingesetzt.

11. Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1975 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden:

Band 103, 400 S., 152 Abb., 19 Tab., 18 Taf., 1 Bild.

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung:

Heft 71, BAHLO, E.: Die Nagetierfauna von Heimersheim bei Alzey (Rheinhessen, Westdeutschland) aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberoligozän und ihre stratigraphische Stellung. 182 S., 43 Abb., 11 Tab.

Heft 72, MATHEIS, J.: Kartographische Bearbeitung geologischer und bodenkundlicher Karten. Von der Manuskriptkarte zur Druckvorlage. 68 S., 22 Abb., 3 Taf., 5 Beil.

Geologische Karte von Hessen 1:25 000:

Blatt 4823 Melsungen und Erläuterungen, 2., neu bearbeitete Aufl., 195 S., 27 Abb., 22 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.

Blatt 5225 Geisa und Erläuterungen, 2., neu bearbeitete Aufl., 272 S., 39 Abb., 11 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.

Blatt 5319 Londorf und Erläuterungen, 192 S., 30 Abb., 26 Tab., 1 Beibl.

Bodenkarte von Hessen 1:25 000:

Blatt 5817 Frankfurt am Main West und Erläuterungen, 59 S., 10 Tab., 10 Prof.

Hochschultätigkeit

Geologiedirektor Dr. BARGON

als Lehrbeauftragter an der Technischen Hochschule Darmstadt
(Bodenkunde)

Geologieoberrat Dr. BERNHARD

als Lehrbeauftragter an der Gesamthochschule Kassel
(Geologie für Bauingenieure)

Geologiedirektor Prof. Dr. LIPPERT

als Honorarprofessor an der Justus-Liebig-Universität Gießen
(Allgemeine und angewandte Geologie)

Geologiedirektor Prof. Dr. MEISL

als Honorarprofessor an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a.M.
(Petrologie, Geochemie)

Geologieoberrat Dipl.-Ing. MÜLLER

als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a.M.
(Baugrundgeologie)

- Direktor des Landesamtes für Bodenforschung Prof. Dr. NÖRING
als Honorarprofessor an der Technischen Hochschule Darmstadt
(Hydrogeologie)
- Geologieoberrat Dr. PAULY
als Lehrbeauftragter an der University of Maryland,
European Division, Heidelberg – Wiesbaden
(Allgemeine und historische Geologie)
- Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn
(Ingenieurgeologie)
- Geologiedirektor Dr. RÖSING
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a.M.
(Germanische Trias, ihre Stratigraphie und morphologische Interpretation)
- Dipl.-Landwirt Dr. SCHRADER ab 14. 8./1. 10. 1975
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a.M.
(Angewandte Bodenphysik)
- Geologiedirektor Dr. THEWS
als Lehrbeauftragter an der University of Maryland,
European Division, Heidelberg – Wiesbaden
(Physical Geology, Earth History)
- Geologiedirektor Prof. Dr. ZAKOSEK bis zu seinem Ausscheiden aus dem Landesamt
am 1. 8. 1975
als apl. Professor an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz
(Geologie und Bodenkunde)

Veröffentlichungen von Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- BARGON, E. (1975): Bodenkarte von Hessen 1:25000, Blatt 5817 Frankfurt am Main West; Wiesbaden.
- mit Beiträgen von ASTHALTER, K., & THIELICKE, G. (1975): Erl. Bodenkte. Hessen 1:25000, Blatt 5817 Frankfurt am Main West, 59 S., 10 Tab., 10 Prof.; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. (1975): Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5319 Londerdorf: 126–147, 4 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- (1975): Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5225 Geisa, 2. Aufl.: 180–204, 1 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- & HICKETHIER, H. (1975): Der Buntsandstein am Südwestrand des Vogelsberges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 187–228, 2 Abb.; Wiesbaden.
- (1975): s. NÖRING, F., & DIEDERICH, G.
- in STAHL, W., & DIEDERICH, G. (1975): C-Isotopenanalysen des Methans und Kohlendioxids einiger hessischer Mineralwässer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 305–313, 1 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- FICKEL, W. (1975): Böden. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5225 Geisa, 2. Aufl.: 171–179; Wiesbaden.
- GRONEMEIER, K. (1975): Zur Geologie der Milseburg in der Rhön und ihrer näheren Umgebung. — Beitr. Naturk. Osthessen, **9/10**: 87–112, 8 Abb., 1 Kte.; Fulda.
- HAUPENTHAL, CHR. (1975): Über „Steppenböden“ der Fritzlarer Börde. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **22**: 591–594; Göttingen.
- HENTSCHEL, G. (1975): Die Mineralien der basaltischen Gesteine im Laacher Vulkangebiet. — Aufschluß, **26**: 65–87, 51 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- HERZBERG, A. (1975): Hessisches Geologisches Schrifttum 1974 mit Nachträgen aus den Jahren 1957–1973. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 367–381; Wiesbaden.

- HICKETHIER, H. (1975): s. DIEDERICH, G., & HICKETHIER, H.
- HÖLTING, B. (1975): Geologische und hydrogeologische Auswertung von Brunnenbohrungen im Gebiet des Amöneburger Beckens und der östlich anschließenden Hochschollen bei den Städten Allendorf und Kirtorf (Mittelhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 229—263, 6 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- HOLTZ, S. (1975): Eozän — Oligozän (teo—ol, ts). — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5319 Londorf: 17—19; Wiesbaden.
- (1975): Miozän, Sedimentäre Bildungen (tmi, ts). — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5319 Londorf: 19—20; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E., & THEWS, J.-D. (1975): Zur Geologie des Stadtgebietes von Hofheim am Taunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 265—277, 1 Abb.; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1975): Zur Herkunft des Steinmaterials von Steinbauten der Büraburg. — In N. WAND: Die Büraburg bei Fritzlar — „oppidum“ — Bischofssitz in Karolingischer Zeit. — Kasseler Beitr. Vor- u. Frühgesch., 4 (1974): 180—185, 3 Abb.; Kassel.
- KUPFAHL, H.-G. (1975): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Blatt 4823 Melsungen, 2. Aufl.; Wiesbaden.
- mit Beiträgen von BUSSE, E., MEISL, S., PLASS, W., RAMBOW, D., RITZKOWSKI, S., & WENDLER, R. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 4823 Melsungen, 2. Aufl., 159 S., 27 Abb., 22 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1975): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5225 Geisa, 2. Aufl.; Wiesbaden.
- mit Beiträgen von DIEDERICH, G., FICKEL, W., HAHN, H., KÄDING, K.-CH., MEISL, S., & WENDLER, R. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5225 Geisa, 2. Aufl., 272 S., 39 Abb., 11 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- MATHEIS, J. (1975): Kartographische Bearbeitung geologischer und bodenkundlicher Karten. Von der Manuskriptkarte zur Druckvorlage. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **72**, 68 S., 22 Abb., 3 Taf., 5 Beil.; Wiesbaden.
- MEISL, S. (1975): Die Ganggesteine des Melibocus-Gebietes. — Aufschluß, **27** (Sonderband Odenwald): 175—188; Heidelberg.
- (1975): Uranmineralisation und begleitende Erzparagenese im Odenwald. — Aufschluß, **27** (Sonderband Odenwald): 245—248; Heidelberg.
- (1975): Petrographie der Buntsandsteinsedimente. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 4823 Melsungen, 2. Aufl.: 44—46; Wiesbaden.
- in LAEMMLEN, M., & MEISL, S. (1975): Tertiär. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5225 Geisa, 2. Aufl.: 108—124; Wiesbaden.
- MÜLLER, K.-H., PRINZ, H., & THEWS, J.-D. (1975): Ursachen und Folgeerscheinungen von Kalksteinkorrosion in Hofheim am Taunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 339—348, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1975): OTTO BURRE † — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 357—366, 1 Bild; Wiesbaden.
- (1975): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1974 (1. 1.—31. 12. 1974). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 383—400; Wiesbaden.
- (1975): Neue Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete. — Kommunalwirtschaft, **6**: 207—210; Düsseldorf.
- (1975): Walter Carlé im Ruhestand. — Heilbad u. Kurort, **27**: 211—212; Gütersloh.
- (1975): Geoscientific problems in a typical industrial area (Rhine-Main-Area). — Geoscientific Studies and the Potential of the Natural Environment. Report of an International Training Seminar, organized by the German Commission for UNESCO in Cooperation with the Carl-Duisberg-Gesellschaft and the Federal Institute for Geosciences and Mineral Resources, Hannover, April 28—May 23, 1975: 89—90, München (Verlag Dokumentation Saur KG).
- & DIEDERICH, G. (1975): Subsurface Water. — National Report on Hydrological Research 1967—1974: 27—51; Koblenz (National Committee for Geodesy and Geophysics of the Federal Republic of Germany).

- PRINZ, H. (1975): s. MÜLLER, K.-H., PRINZ, H., & THEWS, J.-D.
 — & WESTRUP, J. (1975): Gebäudeschäden in Basaltverwitterungslehm infolge Wasserentzug durch Bäume. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 349—356, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
 — (1974): Gebäudeschäden in Tonböden infolge Austrocknung. — Vorträge Baugrundtagung 1974 in Frankfurt/M.-Höchst: 23—38, 8 Abb., 1 Tab.; Essen.
- RAMBOW, D. (1975): Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Blatt 4823 Melsungen, 2. Aufl.: 111—126, 3 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
 — (1975): Bohrungen. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Blatt 4823 Melsungen, 2. Aufl.: 165—180, 1 Abb.; Wiesbaden.
- REUL, K. (1975): Die Beziehung der Bad Salzschlirfer Heilquellen zu tiefgreifenden Krustenbewegungen. — Neuerkenntnisse im Zuge der Soleerschließung 1973. — In: 75 Jahre Aktiengesellschaft Bad Salzschlirf: 28—40, 7 Abb.; Bad Salzschlirf (Kurveverwaltung).
 — (1975): Die Beziehung der Bad Salzschlirfer Heilquellen zu tiefgreifenden Krustenbewegungen. — Neuerkenntnisse im Zuge der Soleerschließung 1973. — 15 S., 7 Abb., Separatdruck aus: 75 Jahre Aktiengesellschaft Bad Salzschlirf; Bad Salzschlirf (Kurveverwaltung).
 — (1975): Der Landkreis Fulda aus der Sicht des Forschungssatelliten ERTS-1. — Beilage zum Jahrbuch des Landkreises Fulda 1976, Tafel mit Karte des tektonischen Gefüges; Fulda.
- SCHARPFF, H.-J., in KUNTER, K., KUNTER, M., PLASS, W., & SCHARPFF, H.-J. (1975): Ein Glockenbechergrab von Biblis-Wattenheim, Kreis Bergstraße. — Fundber. Hessen, **14** (1974): 157—175, 8 Abb.; Wiesbaden.
- SCHRICKE, W. (1975): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5319 Londorf; Wiesbaden.
 — mit Beiträgen von DIEDERICH, G., HARRE, W., HOLTZ, S., KREUZER, H., MÜLLER, P., PLASS, W., PUCHER, R., & WENDLER, R. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5319 Londorf, 192 S., 30 Abb., 26 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1975): Naturwissenschaftler im öffentlichen Dienst. — Z. Ing. u. Techn. öffentl. Dienst, BTB-Information: 111—113; Bad Godesberg.
 — (1975): Bericht über die 96. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins vom 1. bis 5. April 1975 in Stockach/Kreis Konstanz (Hegau). — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **57**: 5—12; Stuttgart.
- THEWS, J.-D. (1975): s. KÜMMERLE, E., & THEWS, J.-D.
 — (1975): s. MÜLLER, K.-H., PRINZ, H., & THEWS, J.-D.
- WENDLER, R. (1975): Geophysik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Blatt 5319 Londorf: 94—103, 2 Abb.; Wiesbaden.
 — (1975): Geophysik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Blatt 5225 Geisa, 2. Aufl.: 163—170, 5 Abb.; Wiesbaden.
 — (1975): Geophysik. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Blatt 4823 Melsungen, 2. Aufl.: 157—164, 5 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- WESTRUP, J. (1975): s. PRINZ, H., & WESTRUP, J.
- ZIEHLKE, K.-P. (1975): Untersuchungen an schluffreichen bodenbildenden Substraten unter besonderer Berücksichtigung der Autochthonie. — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **22**: 668; Göttingen.

Wissenschaftliche Vorträge von Angehörigen des Landesamtes

- BERNHARD, H.: Ingenieurgeologische Probleme in Nordhessen. — Bezirksgruppe Kassel des VSVI in Arolsen, 8. 9. 1975.
- FRIEDRICH, K.: Felsabtrag mit neueren Sprengtechniken in Deutschland und in den USA. — VSVI-Veranstaltung in Gießen, 20. 2. 1975.

- FRIEDRICH, K.: Probleme der angewandten Ingenieurgeologie bei Gründungen von Brücken und Dämmen. — VSVI-Veranstaltung in Frankfurt a.M., 16. 10. 1975.
- GRONEMEIER, K.: Qualitativer und quantitativer Nachweis von Umwelteinflüssen auf das Grundwasser in Luxemburger Sandstein. — DGG in München, 18. 9. 1975.
- HAUPENTHAL, CHR.: Über Steppenböden der Fritzlärer Börde. — DBG-Tagung in Regensburg, 1. 6. 1975.
- HENTSCHEL, G.: Kalkreiche Mineralphasen der Hochtemperatur-Kontaktmetamorphose und ihre Beziehung zum Zement. — Mineral. Inst. Univ. Erlangen-Nürnberg, Erlangen, 16. 1. 1975.
- LIPPERT, H.-J.: Geologische Streifzüge in Hessen. — Nass. Ver. Naturk., Wiesbaden, 7. 1. 1975.
- MEISL, S.: Metamorphose und Temperaturschätzungen für die „Metamorphe Zone“ am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Rundgespräch DFG in Frankfurt a.M., 2. 5. 1975.
- NÖRING, F.: Geoscientific Problems in a Typical Industrial Area (Rhein/Main Area). — International Training Seminar "Geoscientific Studies and the Potential of the Natural Environment". — Deutsche UNESCO-Kommission, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Carl-Duisberg-Gesellschaft e.V., Hannover, 29. 4. 1975.
- ZIEHLKE, K.-P.: Untersuchungen an schluffreichen bodenbildenden Substraten unter besonderer Berücksichtigung der Autochthonie. — Jahrestagung DBG in Regensburg, 3. 9. 1975.

Personalbestand 31. Dezember 1975

Leiter: Dipl.-Geol. Prof. Dr. rer. nat. FRIEDRICH NÖRING, Direktor des Landesamtes für Bodenforschung

Geologiedirektoren:

Dipl.-Landw. Dr. agr. ERNST BARGON	Dipl.-Geol. Prof. Dr. rer. nat. STEFAN MEISL
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ALFRED FINKENWIRTH	Dipl.-Geol. Prof. Dr. rer. nat. HELMUT PRINZ
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. JENS KULICK	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ARNOLD RABIE
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HANS-GÜNTHER KUPFAHL	Dr. rer. nat. FRANZ RÖSING
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MANFRED LAEMMLEN	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. OTTO SCHMITT
Dipl.-Geol. Prof. Dr. phil. nat. HANS-JOACHIM LIPPERT	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. DIETRICH THEWS

Geologieoberräte:

Dr. rer. nat. HORST BERNHARD	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. RENATE MOTZKA
Dr. rer. nat. ECKHARD BÖKE	Dipl.-Ing. KARL-HANS MÜLLER
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. GISEBERT DIEDERICH	Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. ERNST PAULY
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. KARL-HEINZ EHRENBURG	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. DIETRICH RAMBOW
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WALTER FICKEL	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HELMUT REICHMANN
Dr. rer. nat. KUNIBERT FRIEDRICH	Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. KONRAD REUL
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ARTHUR GOLWERT	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HANS-JÜRGEN SCHARPFF
Dipl.-Geogr. Dr. phil. nat. ANNELIES HERZBERG	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WILLI SCHRICKE
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HELMUT HICKETHIER	Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. WITIGO STENGEL-RUTKOWSKI
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. BERNWARD HÖLTING	Dipl.-Chem. GÜNTER THIELICKE
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. SIEGFRIED HOLTZ	Dipl.-Geol. RALPH WENDLER
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MANFRED HORN	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. KLAUS WIEGAND
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. EBERHARD KÜMMERLE	

Geologieräte:

Dipl.-Geol. HANS-JÜRGEN ÄNDERLE	Dr. rer. nat. GERHARD HENTSCHEL
* Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WALTER BARTH	* Dipl.-Min. GERHARD STRECKER
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MARTIN BEURER	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. JENS WESTRUP
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. PETER HELBIG	* Dipl.-Geol. CARL-PETER ZIEHLKE

* Geologierat z. A.

Wissenschaftliche Angestellte:

Dipl.-Geol. KLAUS GRONEMEIER	Dipl.-Landw. Dr. agr. LUDOLF SCHRADER
Dipl.-Ing. agr. CHRISTOF HAUPENTHAL	Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HANS TANGERMANN
Dipl.-Geol. EBERHARD KAUFMANN	

Bibliothek und Vertriebsstelle:

Bibliothekarin: JOHANNA SCHADWINKEL

ILSE FRÖLICH	RUTH HEISER-SALZBURG	IRMGARD KÖNIG
GERTRUD GROSSMANN	CHRISTINE KINDSVOGEL	LIESELOTTE SCHULTE

Technische Bedienstete:

PAUL ANDOR	Ing. (grad.) GERNOT HÜHNER	Ing. (grad.) HANS-HEINRICH SCHMIDT
LIEBHARD BARNETT	HANS KLING	Ing. (grad.) RUDI SCHNEIDER
OTTO BEINSTEIN	GERHARD KNAB	Ing. (grad.) NORBERT SCHOLZ
Ing. (grad.) NORBERT BLECK	FRITZ KRÜGER	MONIKA SCHRECKENBACH,
EDMUND BREMSER	HEINZ LEICK	geb. SCHULZ
RICHARD BUSCHNER	Ing. (grad.) PETER MOHR	ECKHARD SCHULZ
Ing. (grad.) EWALD CLOEREN	HELM MÜNCH	Ing. (grad.) ALOIS SEDLATSCHEK
PETER DIEZ	HANS NUGLISCH	OTTO SOHN
GEORG DOMES	Ing. (grad.) ULRICH PFEFFER	Ing. (grad.) WILHELM STICH
ROLF ETZ	ILSE POSUR	Ing. (grad.) OTTO STIEGLER
KARL FINK	NORBERT PREISNER	ERICH STRAUCH
PETER FUHRMANN	WILHELM RICHTER	WILHELM TERME
ANTON GLASER	Ing. (grad.) ALBERT ROMSCHINSKI	Ing. (grad.) ERWIN THIEL
Ing. (grad.) LUDWIG GRÜBER	Ing. (grad.) WINFRIED	Ing. (grad.) ROLAND WIEDERER
SIEGFRIED HENNING	ROSENBERGER	GERHARD WOELKE
Ing. (grad.) WERNFRIED HÜBLER	SUSANNE SALCHER	URSULA ZÖLLER

Landkartentechnisches Büro:

Leitung: PAUL UHL		
JÜRGEN BARTHOLOMAY	MONIKA ECKL	ANTONIE HOCH
HERBERT BAUER	ADELHEID FUSS	ERIKA LIESKE
INGEBORG BRANDT	IRENE HEUSER	ANNE ROSE REHLING
HERMANN BRENNER	RUDOLF HEUSER	KARIN STOLL
JENS DENGLER	KARL HIELSCHER	MICHAEL STRYJ
JUTTA VON DZIEGIELEWSKI		

Verwaltung:

Leitung: Oberamtsrat HUBERTUS CHRISTIAN		
HUBERT GROSSMANN	CHRISTA MÜLLER	URSULA ROTH
URSULA MICHNA	GILDE RÖSSLER	

Schreibbüro:

ANGELA BÜSSER-WESTERHOFF	URSULA KOPP	INGEBORG STRANGFELD
MARLIES FEIX	RENATE KRICK	HEIDEMARIE THIEL
KÄTE FLOR	ILSE SCHMITZ	EDELTRAUD ZIERZ
HEIDRUN GEBAUER	URSULA STOBER	

Archiv, Registratur, Schriftleitung, Pförtner und Telefon:

ROSEL FISCHER	ALBERT KARSCHNY	ROSEMARIE REUBOLD
HARALD GEIST	GISELA KRAHNKE	

Lohnempfänger:

Fahrer FERDINAND FLIESS	Fahrer SIEGFRIED WENZKE	Bohrgehilfe KLAUS-DIETER GEIS
Fahrer NORBERT HÖPFNER	Hausmeister HORST HÖHLER	Bohrgehilfe KONRAD KOZOK
Fahrer FRIEDRICH LUDWIG	Bohrgehilfe SIEGFRIED BIERRAUER	Bohrkernlagerverwalter
Fahrer FRITZ MELINGER	Bohrgehilfe GÜNTHER DZUBA	WILLI EBEL

Freiwillige Mitarbeiter:

Dr. h. c. ERWIN BUSSE, Verwaltungsoberinspektor i. R., Kassel-Ki., Mittelbinde 6		
Prof. Dr. phil. habil. HANS HENTSCHEL, Regierungsdirektor a. D., Wiesbaden, Fontanestraße 2		
Prof. Dr. ARNO SEMMEL, Geographisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt a. M., Senckenberg-Anlage 36		
Dr. MAX TRIKE, Oberregierungsgeologe a. D., Wiesbaden, Drususstraße 69		
Prof. Dr. HEINZ TOBIEN, Paläontologisches Institut der Johannes-Gutenberg-Universität, Mainz, Saarstraße 21		
Verstorben: Prof. Dr. OTTO BURR, Darmstadt, † 7. 3. 1975		
Dipl.-Geol. Dr. ERWIN SCHENK, Gießen, † 29. 10. 1975		

Ausgeschieden bis 31. 12. 1975:

WOLFGANG JUMEAU	WILLI SCHMANSKI, † 23. 2. 1975	Dipl.-Landw. Prof. Dr. agr.
CHRISTEL KRUTZ	BRIGITTE STEIN	HEINRICH ZAKOSEK
JOHANNES MATHEIS	SIEGFRIED STEIN	

FRIEDRICH NÖRING

Bohrprobenlager Villmar-Aumenau

Das Hessische Landesamt für Bodenforschung bewahrt im Bohrprobenlager die Proben geologisch wichtiger Bohrungen als Belegmaterial oder für spätere Bearbeitung auf. Wegen der beschränkten Platzverhältnisse ist unbefristete Einlagerung nur in Ausnahmefällen möglich. Die Einlagerungsfristen wurden deshalb, je nach Wichtigkeit der Bohrung, auf 5, 10 oder 20 Jahre begrenzt. Falls bis Ablauf der Einlagerungsfrist keine Bearbeitung erfolgte oder sich kein Interessent für die Übernahme des Materials gefunden hat, müssen die Proben weggeworfen werden.

Die Bohrproben können an interessierte Wissenschaftler zur Bearbeitung abgegeben werden, soweit dem nicht besondere Bestimmungen (z. B. Lagerstättengesetz) entgegenstehen. Um das Material möglichst weiten Kreisen zugänglich zu machen, sind in der nachfolgenden tabellarischen Übersicht in Reihenfolge der Blattnummern der TK 25 sowie in chronologischer Folge der Ausführungszeiten die im Bohrprobenlager eingelagerten Bohrungen aufgeführt. Nicht genannt sind Bohrungen, von denen nur Einzelproben vorhanden sind. Die Aufstellung wird in den folgenden Bänden des Jahrbuchs fortgeführt. Soweit nicht anders erwähnt, handelt es sich um Proben aus nicht gekernten Bohrungen.

Anfragen sind rechtzeitig an das Hessische Landesamt für Bodenforschung zu richten, da Einsichtnahme in das Probenmaterial aus Zeit- und Kostengründen nicht jederzeit möglich ist.

Abkürzungen: A = nur ausgewähltes Material
 A.E. = Ablauf der Einlagerungszeit bzw. Aufbewahrungsdauer
 BAB = Bohrung beim Autobahnbau
 BBr. = Beobachtungsbrunnen
 Gm. = Grundwassermeßstelle
 KB = Kernbohrung
 R, H = Rechtswert, Hochwert
 st. = ständig, Einlagerungszeit nicht begrenzt
 WBV = Wasserbeschaffungsverband

Für die stratigraphische Bezeichnung und die Gesteinsart wurden als Abkürzungen die Symbole der GK 25 verwendet.

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z.T. Gesteinsart	A.E.
4322 Karlshafen	Würgassen 1 (1967)	352705	572315	65,00	Buntsandstein: smS, KB, A	1985
4322 Karlshafen	Würgassen 2 (1967)	352724	572293	50,00	Buntsandstein: smS, KB, A	1985
4422 Trendelburg	Deisselberg (1952/1953)	352628	571499	297,00	Buntsandstein: soRö und ? smS. A	1980
4422 Trendelburg	Beberbeck (1965/1966)	353408	571213	275,00	Buntsandstein: smS, smH (230 ml), smD. KB	st.
4519 Niedermarsberg	Gm. Neudorf (1968/1969)	359802	570211	380,00	Unt. Buntsandstein, Perm: z; Brg. gekernt von 222—262 m	st.
4522 Hofgeismar	Calden (1966)	353016	569636	243,00	Buntsandstein: soRö und smS. A	1980
4619 Mengerlinghausen	Mengerlinghausen-Trappenberg (1972)	349854	569022	374,70	Buntsandstein, Perm: z, Unterkarbon	st.
4620 Arolsen	Wolfhagen, Stadtwald I (1966)	350954	568682	160,00	Buntsandstein: smD, s; smV, su. A	1980
4620 Arolsen	Wolfhagen, Stadtwald II (1967)	350940	568718	160,00	Buntsandstein: smD, s; smV bis su. A	1980
4621 Wolfhagen	Oberelsungen (1968)	351800	569289	227,00	Buntsandstein: soRö und smS	1980

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4622 Kassel-West	Ahnetal (1958/1959)	352640	568898	53,65	Tertiär	st.
4623 Kassel-Ost	A 1 (1956)	353570	569288	160,10	Buntsandstein: soRö, smS, smH. KB	1985
4623 Kassel-Ost	A 4 (1956/?1957)	353526	569291	69,90	Buntsandstein: soRö, smS. KB	1985
4623 Kassel-Ost	Möncheberg 158/158a (1964)	353739	569118	25,80	Tertiär. A	1985
4624 Hedemünden	Baugrundbrg. 4 (1966)	355578	569390	24,50	Buntsandstein: soRö und Übergang zur smS. KB, A	1985
4624 Hedemünden	Nieste I (1967)	354802	568618	160,00	Buntsandstein: smS, smH, ? smD	1980
4624 Hedemünden	Nieste II (1967)	354852	568605	100,00	? Tertiär, Buntsandstein: soRö, smS	1980
4721 Naumburg	Niedenstein (1961)	352194	567868	157,00	Buntsandstein: smS. KB, A	1985
4721 Naumburg	Altinstädt (1964)	351206	568268	208,00	Buntsandstein: smH, smD, smV. KB	1994
4721 Naumburg	Elbenberg 1 (1969)	351460	567816	81,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
4721 Naumburg	Elbenberg 2 (1969)	351482	567817	101,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
4721 Naumburg	Bad Wildungen VB 3.2 (1971)	351175	567480	112,00	Buntsandstein: smV, su	st.
4722 Kassel-Niederzwehren	Firmsbach (1956)	358438	562586	135,00	Tertiär	1985
4722 Kassel-Niederzwehren	Großenritte, Baunatal II (1963)	352616	568069	221,50	Buntsandstein: soRö, smS	1980
4722 Kassel-Niederzwehren	Elgershausen 1 (1963/1964)	352628	568308	290,00	Buntsandstein: (soRö), smS. KB, A	1985
4722 Kassel-Niederzwehren	Elgershausen (1965)	352542	568278	245,00	Buntsandstein: soRö, smS. A	1980
4722 Kassel-Niederzwehren	Hoof (1968/1969)	352338	568402	300,00	Tertiär, Buntsandstein: soRö. A	1980
4722 Kassel-Niederzwehren	Brg. II c, Fuldabrücke Guxhgn. (1971)	353296	567500	30,00	Tertiär. KB	1985
4723 Oberkaufungen	Vollmarshausen I (1958)	354006	568070	89,30	Tertiär: tol bis Oberkante Buntsandstein. KB, A	1985
4724 Großalmerode	Gm. Helsa 2 (1974)	354698	567845	120,00	Mittl. Buntsandstein	1985
4725 Bad Sooden-Allendorf	Allendorf 1 (1964)	356887	568289	100,00	Buntsandstein: smV, su	1980
4821 Fritzlar	Fritzlar, Büra-Berg (1954)	351734	566522	100,30	Buntsandstein: smS. A	1980
4821 Fritzlar	Flugplatz 2 (1965)	351960	566488	226,00	Buntsandstein: soRö und smS	1980
4821 Fritzlar	Bad Wildungen I/68 (1968)	351186	566332	200,00	Buntsandstein: smD, smV, su	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB II/68 (1968)	351177	566277	200,00	Buntsandstein	1995
4821 Fritzlar	Bad Wildungen III/68 (1968)	351261	566342	250,00	Unt. Buntsandstein	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB 1 (1971)	351285	567223	120,00	Buntsandstein: smV	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB 2.1 (1971)	351288	567326	250,00	Buntsandstein: soRö, smS	st.
4821 Fritzlar	Bad Wildungen VB 2/3 (1971)	351226	567346	130,00	Buntsandstein: smV bis su	st.
4822 Gudensberg	Preag 2740 (1963)	352983	567348	44,20	Tertiär, Buntsandstein	1980
4823 Melsungen	Eiterhagen (1953/1954)	354158	567332	121,00	Buntsandstein: smV bis su	1985
4824 Hess.-Lichtenau	Retterode 1, Himmelsberg (1972)	354978	567167	300,00	Buntsandstein: soRö und sm	st.
4824 Hess.-Lichtenau	Retterode 2, WBV Lossetal (1972)	354986	567064	150,00	Buntsandstein: soRö	st.
4826 Eschwege	Schlierbachswald IV (1962)	357782	566935	403,00	Buntsandstein: smV, s; su, Perm: z. KB	st.
4918 Frankenberg (Eder)	G/74—B 1 (1974)	347700	565391	6,50	Quartär, Perm: z. KB	1979
4918 Frankenberg (Eder)	G/74—B 6 (1974)	348004	565435	7,00	Quartär, Perm: z. KB	1979
4918 Frankenberg (Eder)	G/74—B 9 (1974)	348201	565573	6,00	Quartär, Perm: z. KB	1979
4918 Frankenberg (Eder)	G/74—B 12 (1974)	348365	565698	6,00	Quartär, Perm: z. KB	1979
4921 Borken (Bez. Kassel)	BBr. 3, Haarhausen (1958)	351816	565350	40,00	Buntsandstein: smS. KB	1980

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z.T. Gesteinsart	A.E.
4921 Borken (Bez. Kassel)	Haarhausen VI (1962)	351740	565474	231,50	Buntsandstein: smS, smH, (smD). KB	st.
4921 Borken (Bez. Kassel)	Gombeth (1968)	352088	565940	270,00	Quartär, Buntsandstein: soRö, smS	1980
4922 Homberg (Bez. Kassel)	H/74—B 6 (1974)	352530	565686	44,00	Quartär bis Tertiär. KB	1979
4922 Homberg (Bez. Kassel)	H/74—B 10 (1974)	352558	566127	10,00	Quartär bis Tertiär. KB	1979
4922 Homberg (Bez. Kassel)	H/74—B 11 (1974)	352562	565827	30,00	Quartär, Mesozoikum. KB	1979
4923 Altmorschen	Wildsbergquelle, Beiseförth (1972)	353929	566146	122,00	Quartär, Buntsandstein: smV, s; suSA, s; suB	st.
4925 Sontra	Cornberg (1964/1965)	356037	565628	151,60	Perm: z. KB, A	st.
4926 Herleshausen	Wommen (1965)	357936	565492	100,40	Unt. Buntsandstein	1980
5020 Gilsberg	Gilsberg (1965)	350293	564494	124,00	Buntsandstein: Grenzbereich smH/smD	1995
5021 Ziegenhain	H/74—B 2 (1974)	351795	564090	14,00	Quartär. KB	1979
5021 Ziegenhain	H/74—B 3 (1974)	351988	564332	30,00	Tertiär. KB	1979
5021 Ziegenhain	H/74—B 5 (1974)	352104	564842	30,00	Tertiär. KB	1979
5022 Schwarzenborn (Kr. Ziegenhain)	Völkershain (1967)	353311	564914	200,00	Buntsandstein: smV, su. KB	st.
5023 Ludwigseck	Mühlbach I (1954)	353895	564382	250,90	Quartär, Unt. Buntsandstein, Mitteldevon	st.
5023 Ludwigseck	Ersrode (1971)	354089	564876	164,00	Buntsandstein: soRö und smS	st.
5024 Rotenburg a. d. Fulda	F/74—B 2 (1974)	355445	564245	36,00	Quartär, Buntsandstein. KB	1979
5119 Kirchhain (Bez. Kassel)	Kirchhain (1959)	349490	563390	143,90	Buntsandstein: smS, smH, smD. KB	1985
5122 Neukirchen (Kr. Ziegenhain)	Neukirchen 1 (1971)	352662	563953	202,50	Buntsandstein: smS bis smV, s	1984
5123 Niederaula	Kirchheim (1964)	354064	563332	100,00	Buntsandstein: soRö, smS, (? smH). A	1980
5123 Niederaula	Hattenbach (1965)	353910	562941	120,00	Buntsandstein: soRö, smS	1980
5124 Bad Hersfeld	Friedewald 3 (VI), Solztal (1964)	355682	563649	130,00	Buntsandstein: smV, su	1980
5124 Bad Hersfeld	Lullusbrunnen (1965)	354946	563648	412,00	Unt. Buntsandstein, Perm: z. KB, A	1995
5125 Friedewald	Heringen/Herfa (1955/1956)	356623	563856	130,00	Buntsandstein. A	1980
5125 Friedewald	Friedewald 2 (V), (1964)	355923	563950	200,00	Buntsandstein: smD, smV, su. A	1980
5215 Dillenburg	Viktoria 1 (1935)	345130	562312	304,00	Devon: da bis dv. KB, A	1986
5215 Dillenburg	Lusthain 1 (1956)	344948	562181	257,20	Devon: dn bis dv. KB, A	1986
5215 Dillenburg	Orion 1 (1956)	344927	562168	279,05	Devon: dn bis dv. KB, A	1986
5215 Dillenburg	261/2, BAB (1964)	344976	561905	15,00	Unterkarbon: cd2, D, d. KB, A	st.
5215 Dillenburg	1012/34, BAB (1964)	344872	562293	10,00	Oberdevon. KB	st.
5215 Dillenburg	1012/46, BAB (1964)	344927	562144	15,00	Oberdevon. KB, A	st.
5215 Dillenburg	254/1, BAB (1965)	344881	562281	14,00	Unterkarbon, Devon: dd—w. KB, A	st.
5215 Dillenburg	255/5, BAB (1965)	344884	562250	15,00	Devon. KB, A	st.
5215 Dillenburg	257/1, BAB (1965)	344935	562132	10,00	Devon: dd—w, dh. KB, A	st.
5215 Dillenburg	257/2, BAB (1965)	344936	562128	15,00	Devon: dd—w, dh. KB, A	st.
5215 Dillenburg	266/1, BAB (1965)	344874	562293	20,00	Devon: dh. KB, A	st.
5215 Dillenburg	266/2, BAB (1965)	344879	562283	20,00	Devon: dd—w. KB, A	st.
5215 Dillenburg	278/2, BAB (1965 ?)	344848	562315	24,80	Devon: da. KB, A	st.
5216 Oberscheld	Kreuzberg 1 (1939/1940)	345453	562368	1004,00	Unterkarbon: cd2, D, d; Devon: doCE, k bis dv. Mehrere Schuppen; mittl. Eibacher Lagerzug. KB, A	1986

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5216 Oberscheld	Vogel 1 (1940/1941)	345378	562355	503,00	Unterkarbon: cd2, D, d; Devon: dn bis dv; mittl. Eibacher Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Ypsilanta 1 (1947/1948)	345521	562344	454,40	Unterkarbon: cd2, D, d; Devon: dd—w, Dvt, da, dv; Schelder Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Herrnberg 3 (1950)	345578	562597	350,80	Unterkarbon: cd2, D, d; Devon: da, d $\frac{a}{v}$, Fe; NE Eibacher Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Stirnheckeberg 8 (1951)	345657	562683	230,75	Devon: dn—da mit D; d $\frac{a}{v}$, Fe, dv; NE Eibacher Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Medardus 8 (1951/1952)	345636	562645	424,40	Unterkarbon: cd2, D, d; Devon: do, t+s, da, d $\frac{a}{v}$, Fe, dv; NE Eibacher Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Tiefe Grube 1 (1952/1953)	345496	562334	324,05	Unterkarbon: cd2, D, d; Devon: d $\frac{a}{v}$, Fe, dv; 2 Schuppen, Schelder Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Tiefe Grube 2 (1953)	345496	562334	385,75	Unterkarbon: cd2, D, d; Devon: da, dv; Schelder Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Handstein 2 (1955)	345572	562131	595,70	Unterkarbon: cd2, D, d; Devon: da, d $\frac{a}{v}$, Fe; dv; Lagerzug Eiserne Hand. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Ida II/9 (1955)	345419	562131	389,70	Unterkarbon: cd2, D, d; Oberdevon, d $\frac{a}{v}$, Fe, dv; Lagerzug Eiserne Hand. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Vogel 9 (1961/1962)	345389	562349	353,20	Unterkarbon: cd2, D, d; cd2AL, t; Devon: dh—dn in Cephal.-Fazies, da, d $\frac{a}{v}$, Fe, dv; 3 Schuppen, mittlerer Eibacher Lagerzug. KB	1986
5218 Niederwalgern	E/74—B 3 (1974)	348769	561955	50,00	Tertiär. KB	1979
5219 Amöneburg	E/74—B 4 (1974)	349078	562377	50,50	Tertiär. KB	1979
5219 Amöneburg	E/74—B 5 (1974)	349877	562740	30,00	Quartär, Buntsandstein. KB	1979
5223 Queck	F/74—B 7 (1974)	354094	562565	10,00	Quartär, Buntsandstein. KB	1979
5224 Eiterfeld	Odensachsen 1 (1965/1966)	354937	562864	95,00	Buntsandstein: smH, smD	1980
5315 Herborn	Driedorf 2 (1940/1942)	344192	561216	1222,60	Devon: do—dm, dv. KB, A	st.
5315 Herborn	Brg. 152, BAB (1961)	345188	561395	15,00	Devon: dd—w. KB, A	st.
5315 Herborn	Brg. 184, BAB (1961)	345260	561109	5,00	Gesteine der Hörre-Fazies. KB	st.
5315 Herborn	Brg. 186, BAB (1961)	345266	561102	5,00	Gesteine der Hörre-Fazies. KB	st.
5315 Herborn	264/3, BAB (1964)	345026	561789	17,00?	Devon: dd—w. KB, A	st.
5315 Herborn	267/7, BAB (1964)	344995	561700	24,60	Unterkarbon. KB, A	st.
5315 Herborn	267/13, BAB (1964)	344995	561700	15,00	Unterkarbon. KB, A	st.
5315 Herborn	271/1, BAB (1964)	344941	561597	11,80	Unterkarbon. KB	st.
5315 Herborn	274a/2, BAB (1964)	345167	561412	10,00	Oberdevon: körniger Intrusiv-Diabas. KB, A	st.
5315 Herborn	Breitscheid 1 (1969)	344341	561728	305,00	Devon: Riffkalk. KB	st.
5315 Herborn	Breitscheid 2 (1969)	344390	561716	156,70	Devon: Riffkalk. KB	st.

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z.T. Gesteinsart	A.E.
5315 Herborn	Breitscheid 3 (1969)	344410	561761	102,60	Unterkarbon: cd2, D, d, Riffkalk. KB	st.
5316 Ballersbach	Brg. 199a, BAB (1967)	345322	561041	10,00	Oberdevon. KB	st.
5316 Ballersbach	Brg. 2b, BAB	346186	560769	51,00	Unterkarbon, Devon: dd—dh mit körnigem Intrusiv-Diabas. KB	st.
5316 Ballersbach	Brg. 8, BAB (1968)	346272	560761	20,00	Oberdevon. KB, A	st.
5316 Ballersbach	BN 8, BAB (1968)	346187	560774	60,00	Unterkarbon, Devon: dd, dh mit Intrusiv-Diabas. KB, A	st.
5316 Ballersbach	B 10, BAB (1968)	346279	560757	25,00	Oberdevon. KB	st.
5316 Ballersbach	Brg. 27, BAB (1968)	346297	560740	13,30	Mitteldevon: Schalstein m. Kalksteineinschlüssen. KB, A	st.
5316 Ballersbach	B 29a, BAB (1968)	346294	560737	16,00	Mitteldevon: Schalstein m. Kalksteinlinsen. KB, A	st.
5318 Allendorf a. d. Lumda	E/74—B 1 (1974)	348240	561103	57,00	Quartär, Tertiär. KB	1979
5319 Londorf	E/74—B 2 (1974)	349091	561367	80,50	Basalt. Tertiär. KB	1979
5324 Hünfeld	Mackenzell (1958)	345598	561430	129,90	Störungszone mit steilstehendem Buntsandstein. KB, A	1980
5324 Hünfeld	Praforst 1 (1964)	355090	561281	230,00	Buntsandstein: smS bis smV	1980
5324 Hünfeld	Praforst 2, Hünfeld II (1967)	355108	561346	150,00	Buntsandstein: soRö bis smD	1980
5415 Merenberg	Victor 15 (1961)	345235	560478	361,00	Intrusiv-Diabas in oberdevonischen Schichten. KB, A	st.
5416 Braunfels	Fortuna 35 (1957/1958)	343027	562697	673,70	Intrusiv-Diabas, Oberdevon, Mitteldevon: dv. KB, A	st.
5416 Braunfels	B 92, BAB (1968)	346469	560664	12,00	Devon. KB, A	st.
5416 Braunfels	B 92c, BAB (1968)	346469	560668	12,00	Devon. KB, A	st.
5416 Braunfels	B 93, BAB (1968)	346474	560664	12,00	Devon. KB, A	st.
5417 Wetzlar	B 45b, BAB (1968)	346535	560644	25,00	Unterdevon bis ? Mitteldevon. KB, A	st.
5417 Wetzlar	B 45c, BAB (1968)	346536	560650	25,50	Unterdevon bis Mitteldevon. KB, A	st.
5420 Schotten	Schotten (1953)	351022	559728	37,00	Quartär, Tertiär	1984
5421 Ulrichstein	Vogelsberg 1 (1973)	351815	569710	200,90	Quartär bis Tertiär: t, B u. t, Bt. KB	st.
5421 Ulrichstein	Vogelsberg 2/2 A (1972/1973)	352081	559889	490,35	Quartär bis Tertiär: t, B u. t, Bt. KB	st.
5423 Großenlüder	Oberode 1 (1954)	354000	560104	833,60	Buntsandstein, Perm: z, r. A	st.
5424 Fulda	Schlachthof (1955)	354750	560190	67,00	Holozän, Pleistozän, Ob. Muschelkalk	1980
5424 Fulda	Armenhof (1959)	355601	560375	80,50	Mittl. Buntsandstein. KB, A	1995
5425 Kleinsassen	Dietges 1 (1956)	356657	559952	567,20	Quartär, Buntsandstein, Perm: z, r. A	st.
5514 Hadamar	D/74—B 1 (1974)	343126	559228	40,00	Quartär bis Tertiär. KB	1979
5514 Hadamar	D/74—B 2 (1974)	343101	559018	21,50	Quartär bis Tertiär. KB	1979
5515 Weilburg	Hermannstein 2 (1939/1942)	344560	559067	537,10	Devon: dn, da, d ^a _v Fe, dv. KB, A	st.
5515 Weilburg	Georg 3 (1954/1955)	344595	559104	231,70	Devon: da, dv. KB, A	st.
5515 Weilburg	Joseph 3 (1961)	344505	559116	252,94	Unterkarbon: cd2, D, d, Oberdevon, d ^a _v , Fe. KB, A	st.
5518 Butzbach	Ostheim (1954)	347696	558592	48,80	Quartär, Tertiär	1984
5520 Nidda	Eschenrod (1953/1954)	341110	559374	61,00	Quartär, Tertiär	1984
5524 Weyhers	Schindel (1968)	345592	559389	172,85	Buntsandstein	1980
5614 Limburg a. d. Lahn	Limburg VB 16 (1961)	343249	558489	60,00	Quartär, Mitteldevon. KB	1994
5619 Staden	Obermoockstadt (1953)	349790	557876	58,50	Tertiär, Unt. Buntsandstein	1984
5619 Staden	Brg. 1e, BAB (1969)	349480	557831	18,00	Quartär, Perm: r. KB	1984
5619 Staden	Brg. 2a, BAB (1969)	349479	557803	15,00	Quartär, Perm: r. KB	1984

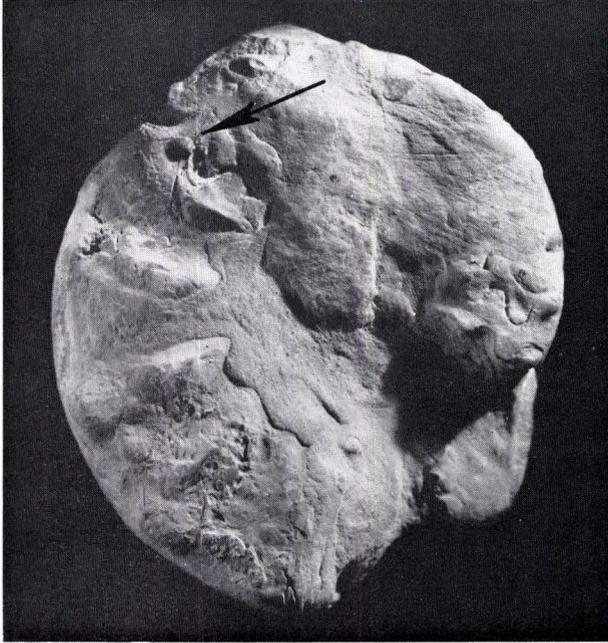
Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Tiefe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5619 Staden	Brg. 3 c, BAB (1969)	349475	557769	13,00	Quartär, Perm: r. KB	1984
5619 Staden	Brg. 4 a, BAB (1969)	349479	557690	41,00	Quartär, Perm: r. KB	1984
5619 Staden	Brg. 8 a, BAB (1969)	349542	557586	15,00	Quartär, Perm: r. KB	1984
5619 Staden	Brg. 12 c, BAB (1969)	349655	557516	40,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5619 Staden	Brg. 12 e, BAB (1969)	349668	557510	35,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5619 Staden	Brg. 14, BAB (1969)	349696	557476	12,00	Quartär, Tertiär, Perm: r. KB	1984
5619 Staden	Brg. 15, BAB (1969)	349721	557424	17,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5619 Staden	Brg. 15 a, BAB (1969)	349723	557414	15,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5619 Staden	Brg. 15 c, BAB (1969)	349734	557392	8,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5619 Staden	Brg. 16, BAB (1969)	349734	557373	14,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5619 Staden	Brg. 103 a, BAB (1969)	349714	557437	17,50	Quartär, Tertiär. KB	1984
5619 Staden	Brg. 103 b, BAB (1969)	349719	557435	15,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5620 Ortenberg	Hirzenhain (1966/1967/1968)	350936	558381	744,00	Tertiär: t, B, Sedimente bis Buntsandstein: suB. KB	1994
5623 Schlüchtern	D/75—B 1 (1975)	353897	558093	128,80	Muschelkalk: mu 1 bis Buntsandstein: soRÖ 2. KB	1985
5623 Schlüchtern	D/75—B 3 (1975)	353873	557493	65,30	Basalt (Rutschmasse) bis präbasaltisches Tertiär. KB	1985
5623 Schlüchtern	D/75—B 4 (1975)	353833	557530	38,10	Tertiär. KB	1985
5623 Schlüchtern	D/75—B 5 (1975)	353816	557530	31,10	Basalt (umgelagert) bis präbasaltisches Tertiär. KB	1985
5719 Altenstadt	Brg. 106 a, BAB (1969)	349773	557270	40,00	Quartär. KB	1984
5719 Altenstadt	Brg. 107 a, BAB (1969)	349777	557250	40,00	Quartär. KB	1984
5719 Altenstadt	Brg. 110 b, BAB (1969)	349814	557176	10,00	Quartär, Perm: r. KB	1984
5719 Altenstadt	Brg. 112 b, BAB (1969)	349861	557084	40,00	Quartär, Perm: r. KB	1984
5719 Altenstadt	Brg. 116 b, BAB (1969)	349955	557055	26,70	Quartär, Tertiär. KB	1984
5719 Altenstadt	C/75—B 1, (1975)	349590	556860	46,50	Quartär, Tertiär. KB	1980
5719 Altenstadt	C/75—B 2 (1975)	349342	556671	50,25	(Quartär), Tertiär. KB	1980
5720 Büdingen	Brg. 121 a, BAB (1969)	350051	556673	9,40	Quartär, Perm: r. KB	1984
5720 Büdingen	Brg. 122 a, BAB (1969)	350059	556651	20,00	Quartär, Tertiär, Perm: r. KB	1984
5720 Büdingen	Brg. 122 b, BAB (1969)	350063	556652	22,00	Quartär, Tertiär, Perm: r. KB	1984
5720 Büdingen	Brg. 128 h, BAB (1969/1970)	350010	556396	34,50	Quartär, Tertiär. KB	1984
5720 Büdingen	Brg. 33, BAB (1970)	350012	556425	13,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5720 Büdingen	Brg. 125 b, BAB (1970)	350045	556530	15,00	Quartär, Perm: r. KB	1984
5720 Büdingen	Mark. BS 3, BAB (1970)	350153	556547	22,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5720 Büdingen	Mark. BS 6, BAB (1970)	350140	556531	18,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5720 Büdingen	Mark. BS 8, BAB (1970)	350153	556535	19,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5720 Büdingen	Mark. BS 13, BAB (1970)	350156	556544	24,50	Quartär, Tertiär. KB	1984
5720 Büdingen	Rav. BS 2, BAB (1970)	350058	556325	24,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5720 Büdingen	Rav. BS 3, BAB (1970)	350046	556326	20,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5720 Büdingen	Rav. BS 4 a, BAB (1970)	350102	556402	10,00	Quartär, Tertiär. KB	1984
5720 Büdingen	Rav. BS 5, BAB (1970)	350088	556330	9,40	Quartär, Tertiär. KB	1984
5721 Gelnhausen	Stadtwald 1 (1967)	351425	556513	100,00	Quartär, Unt. Buntsandstein. A	1977
5721 Gelnhausen	Stadtwald 3 (1967)	351656	556450	70,00	Buntsandstein	1980

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z.T. Gesteinsart	A.E.
5721 Gelnhausen	Stadtwald 4 (1967)	351666	556475	70,00	Buntsandstein	1980
5721 Gelnhausen	Süd V, Breitenborn (1967)	351483	556889	153,00	Buntsandstein. A	1977
5820 Langenselbold	Bernbach 7a (1967)	351077	555835	120,00	Quartär, Karsthohlraumfüllung, Perm: z, r	1977
5820 Langenselbold	Brg. 132 b, BAB (1970)	350075	556176	15,00	Quartär, Perm: r. KB, A	1985
5820 Langenselbold	Brg. 138 c, BAB (1970)	350140	555912	16,00	Quartär, Tertiär. KB, A	1985
5914 Eltville a. Rhein	KB 2 (1969)	343640	554949	7,70	Quartär, Vordevon. KB, A	1984
5914 Eltville a. Rhein	KB 3 (1969)	343640	554949	11,00	Quartär, Vordevon. KB, A	1984
5914 Eltville a. Rhein	KB 4 (1969)	343640	554949	6,60	Quartär, Vordevon. KB	1984
5914 Eltville a. Rhein	KB 5 (1969)	343640	554949	10,80	Quartär, Vordevon. KB, A	1984
5914 Eltville a. Rhein	KB 8 (1969)	343654	555024	24,00	Quartär, Unterdevon. KB, A	1984
5915 Wiesbaden	Adlerquelle, verm. Kleine A. (1954)	344569	555012	10,70	Quartär, Vordevon: Serizitgneis	1994
5915 Wiesbaden	VB 1, Neubau Postamt (1971)	344571	554844	110,00	Quartär, Tertiär: t Aq, tol o. KB	1984
5916 Hochheim a. Main	Brg. 1, Mülldeponie (1974)	345545	554418	12,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 2, Mülldeponie (1974)	345554	554401	11,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 3, Mülldeponie (1974)	345574	554385	10,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 4, Mülldeponie (1974)	345578	554371	10,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 5, Mülldeponie (1974)	345559	554367	12,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 6, Mülldeponie (1974)	345542	554377	13,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 7, Mülldeponie (1974)	345519	554414	15,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 8, Mülldeponie (1974)	345508	554404	12,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 9, Mülldeponie (1974)	345491	554372	12,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 10, Mülldeponie (1974)	345567	554357	13,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 11, Mülldeponie (1974)	345541	554346	15,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 12, Mülldeponie (1974)	345555	554319	14,50	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 13, Mülldeponie (1974)	345622	554342	12,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 14, Mülldeponie (1974)	345628	554310	12,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 15, Mülldeponie (1974)	345604	554273	10,00	Quartär: qp, Tertiär: tmi	1995
5917 Kelsterbach	B/75—B 1 (1975)	346549	554169	45,30	Quartär, Tertiär. KB	1980
5919 Seligenstadt	C/74—B 3 (1974)	349340	554385	40,00	Quartär, Tertiär: tpl. KB	1979
6016 GroB-Gerau	B/75—B 2 (1975)	346360	553562	70,00	Quartär. KB	1980
6017 Mörfelden	B/75—B 3 (1975)	346667	553681	70,00	Quartär, Tertiär. KB	1980
6116 Oppenheim	B/75—B 4 (1975)	345901	552735	58,00	Quartär. KB	1980
6116 Oppenheim	B/75—B 5 (1975)	345567	552780	50,00	Quartär. KB	1980
6117 Darmstadt-West	B/74—B 2 (1974)	346544	551998	50,00	Quartär. KB	1979
6119 GroB-Umstadt	Lengfeld/Odenw. (1965)	349345	552257	65,00	Quartär, Buntsandstein, Perm: z?, r?	1985
6316 Worms	A/75—B 1 (1975)	345486	550615	60,00	Quartär. KB	1980
6316 Worms	A/75—B 2 (1975)	345734	550342	70,00	Quartär. KB	1980
6316 Worms	A/75—B 3 (1975)	346373	550438	70,00	Quartär. KB	1980
6317 Bensheim	A/74—B 4 (1974)	346918	549733	56,00	Quartär. KB	1979
6417 Mannheim-Nordost	A/74—B 3 (1974)	347102	549417	50,00	Quartär. KB	1979

Tafeln 1—19

Tafel 1

- Fig. 1. Patellacea fam., gen. et sp. indet. auf *Ceratites* cf. *evolutus* aufgewachsen. Locus typicus: Großer Berg bei Hessisch-Lichtenau. Stratum typicum: Mittlere Ceratitenschichten des Oberen Muschelkalks.
~ natürliche Größe.
- Fig. 2. Ausschnittsvergrößerung von Fig. 1. $\times 20$.
Sammlung Busse, Kassel.
- Foto: H. FUNK, Geol.-Paläontol. Inst. Universität Frankfurt a. M.



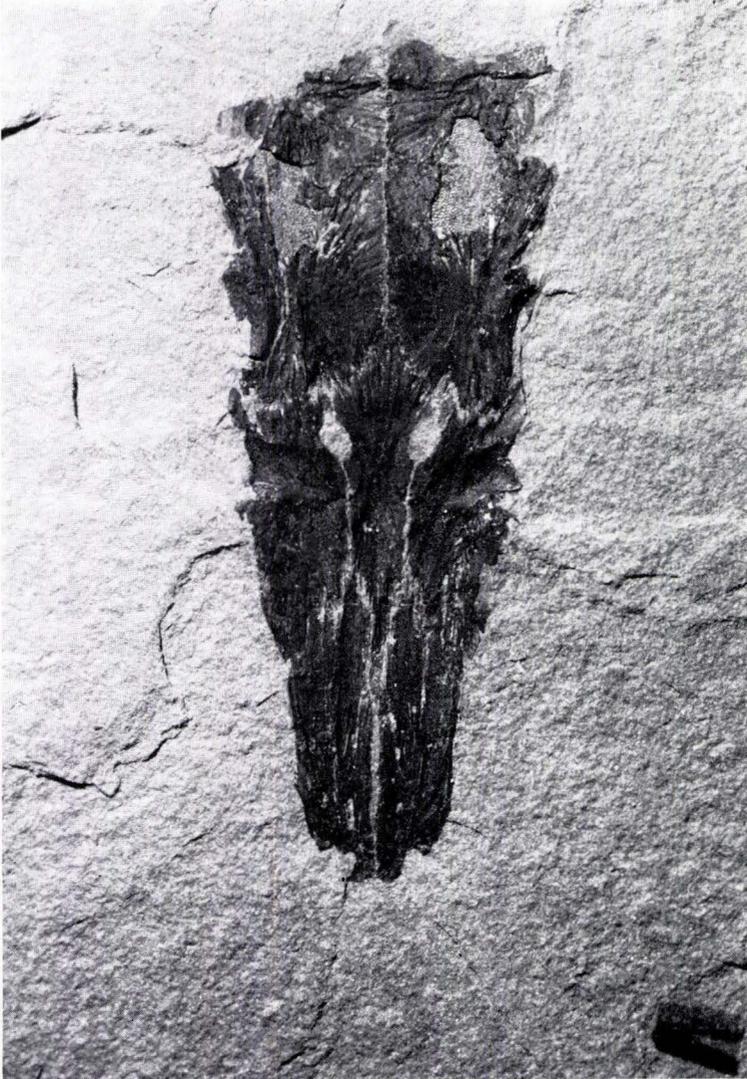
1



2

Tafel 2

Dorsale Deckknochen des Craniums von *Platysomus striatus* AGASSIZ inmitten verstreuter Schuppen, aus dem Kupferschiefer von Richelsdorf (Perm). Länge des Schädelfragments: 62 mm.
Sammlung SIMON, Cornberg



Tafel 3

Fig. 1. Biotit-Gneis-Scholle im Biotitgranodiorit Typ Heideberg. Der Kontaktsaum unterstreicht die „magmatische Natur“ der nachdringenden Flasergranitoide.

Fig. 2. Ausschnitt aus Abb. 7: Detail aus der Übergangszone (c): Wechsel von Schieferlagen und -Schollen (feinkörnig, dunkel) mit hellgrau gesprenkeltem Biotitdiorit. Steinbruch Mühlberg/Billings, Bildbreite: 1,30 m.

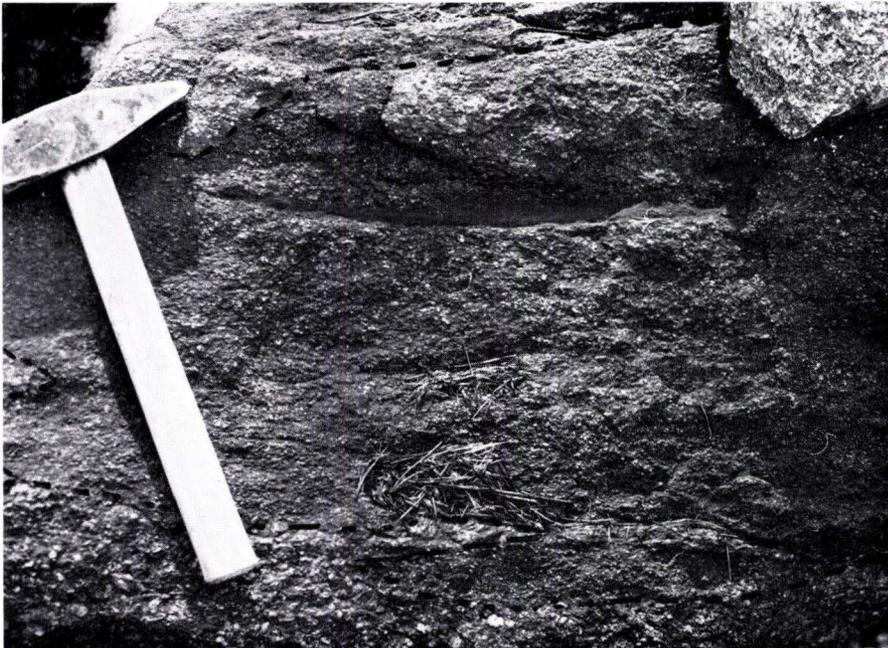
Fig. 3. Typ Heideberg (Bildrand oben und unten) mit einer Biotitdiorit-Scholle, die ihrerseits reliktsche Metamorphit-Schollen enthält. Damit wird die intrusive Natur des Typs Heideberg unterstrichen. — NE-Ende der Klippenzone Heideberg bei Neunkirchen, Bildbreite: 70 cm.



1



2

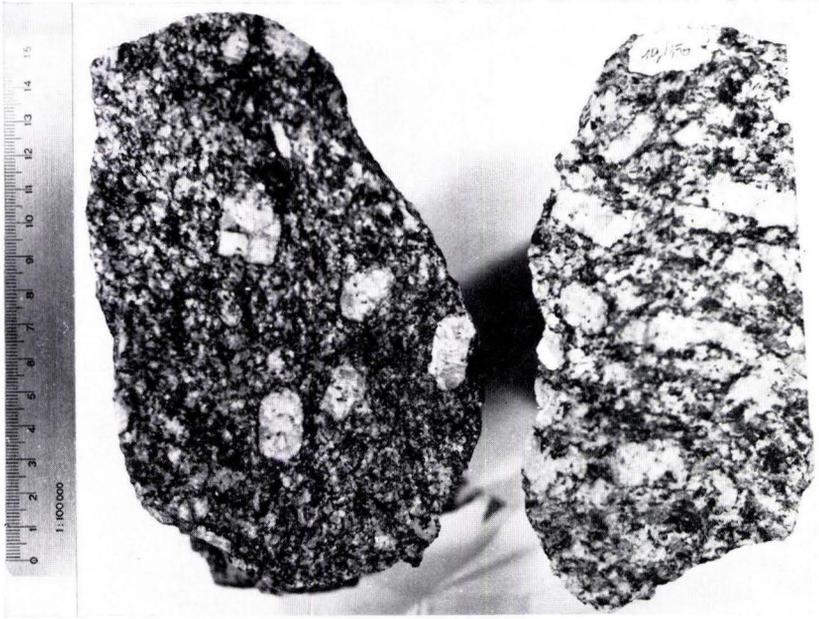


3

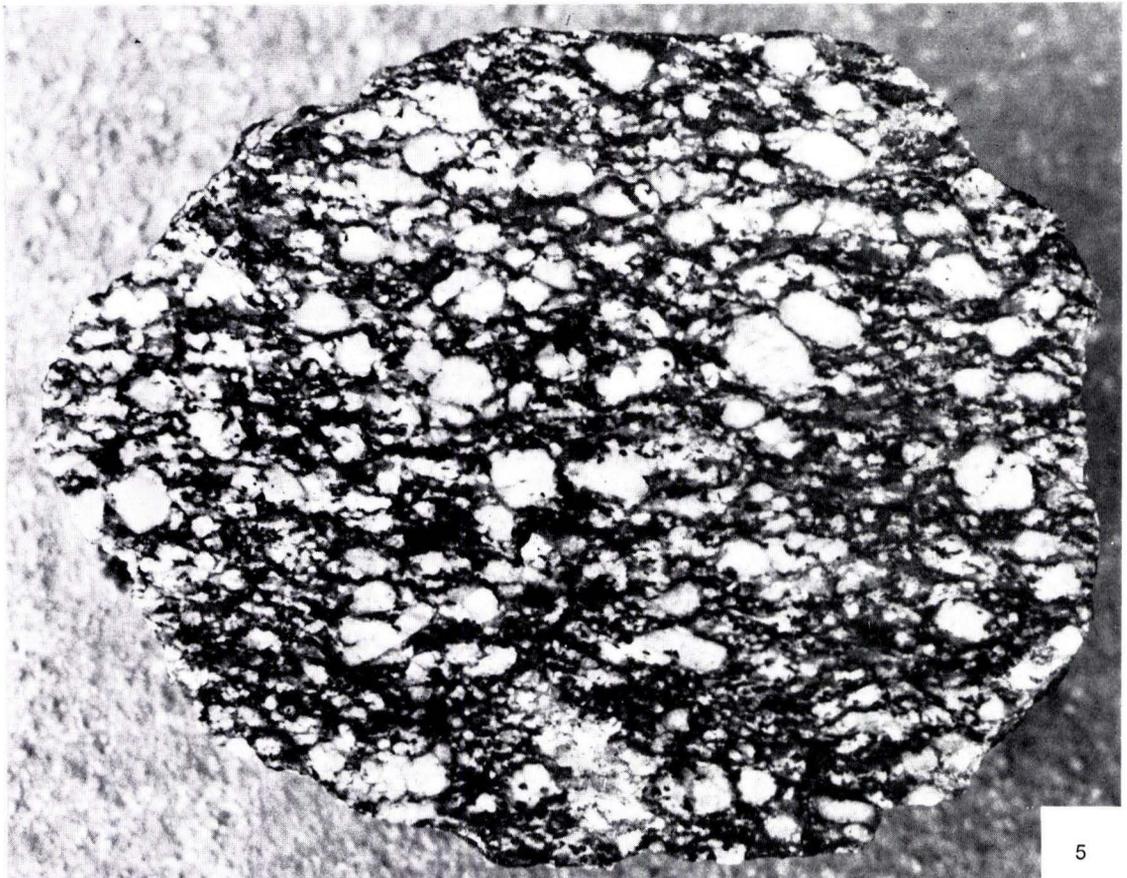
Tafel 4

Fig. 4. Links: Typ Kaiserturm: Biotitdioritisches Grundgewebe mit unregelmäßig eingestreuten Kalifeldspat-Großkristallen. — Raum Eleonoren Heilstätte, Neunkircher Höhe. Rechts: Typ Heideberg: Gestein mit untergeordnetem Biotitdiorit-Gewebe und reichlichem (\pm gleichmäßig verteiltem) porphyartigem Kalifeldspat; deutliche Quarzbahnen. — Steinbruch Heideberg bei Neunkirchen.

Fig. 5. „Normaler Flasergranit“: mittel- bis grobkörniges Gestein mit rötlichen Kalifeldspataugen von ca. 1 cm, in gneisigem Verband. Steinbruch Streiterberg (NW Lützelbach).
Größte Handstücklänge: 16 cm.



4



5

Tafel 5

Fig. 6. Links: Biotitdiorit mit destruktionsarmem „magmatischem Gefüge“. Tafelige Biotite und Quarze (Quarznester) zwischen reichlich albitverzwillingtem Plagioklas. Raum Hüttenwald (Schliff 11/79) $14\times$, + N. Rechts: Biotitdiorit mit leicht destruktivem Gefüge (Normaltyp). Die Plagioklase sind rundlich, und es entwickeln sich Mörtelstrukturen. Raum Hüttenwald (Schliff 10/96A) $14\times$, + N.

Fig. 7. Biotitgranodiorit vom Typ Heideberg: großer Kalifeldspat-Kristall in einer biotitdioritischen Grundmasse, bestehend aus rundlichem Plagioklas, Zwickelquarz und intergranularem Feinstmörtel. Steinbruch Heideberg (Schliff 10/34), $14\times$, + N.



6



7

Tafel 6

Fig. 8. Typ Streiterberg. Kantengerundete Kfs-Großkristalle neben „aufgereihten“, oft serizitisierten Plagioklas-Individuen (beide mit vielen, unregelmäßig geformten Einschlüssen) sowie Quarz- und Mörtelbahnen. Raum Westergiebel (Schliff 11/155), $14\times$, + N.

Fig. 9. Typ Billings. Stark blastomylonitisches Gestein mit breiten Quarzbahnen, die den intergranularen Feinstmörtel sowie die „Mafitschnüre“ verschleppen. Steinbruch Mühlberg/Billings (Schliff 11/132), $14\times$, + N.

Die Fig. 8 und 9 zeigen die Struktur des „gewöhnlichen Flasergranits“. Man erkennt zwischen dem Grobkorn ein feinkörniges, blastoklastisch verfugtes Kornaggregat: Durchbewegungen bilden je nach Typ einzelne Bahnen, die wieder verheilen. Insbesondere erkennt man den Feldspat (der Quarz, Biotit, Orthit, Myrmekit umschließt), wie er gesproßt und wieder angebrochen ist.



8

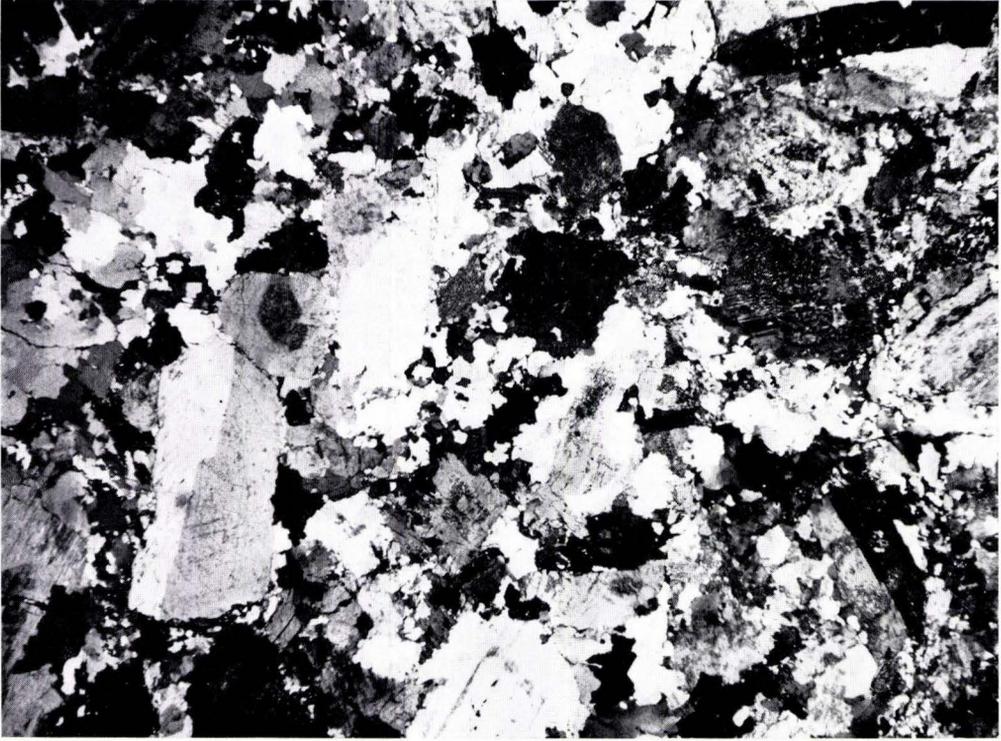


9

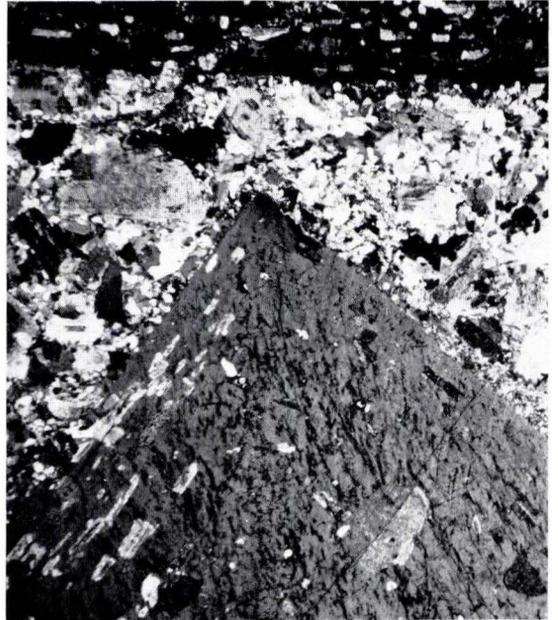
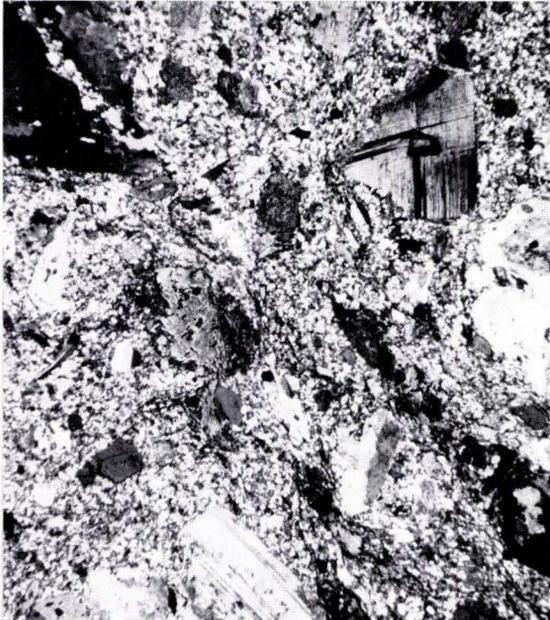
Tafel 7

Fig. 10. Granit vom Typ Lichtenberg mit Übergang von hypidiomorpher zu verzahnt-körniger Struktur. Raum Schloß Lichtenberg (Schliff 10/146), $14\times$, + N.

Fig. 11. Links: Granodioritporphyrit (Typ Mühlberg). In einer feinkörnigen Grundmasse aus Quarz, Kfs und Plagioklas sitzen Megablasten beider Feldspate sowie von Biotit und Hornblende. Raum NE Erlau (Schliff 10/107), $14\times$, + N. Rechts: Aplogranodioritporphyrit (Typ Rimdidim), Idiomorphe Kfs-Großkristalle mit orientiert eingewachsenen Plagioklasindividuen. In der Grundmasse: Quarz, Feldspat und Biotit. Raum Kuhirr/Laudenau (Schliff 10/38), $14\times$, + N.



10

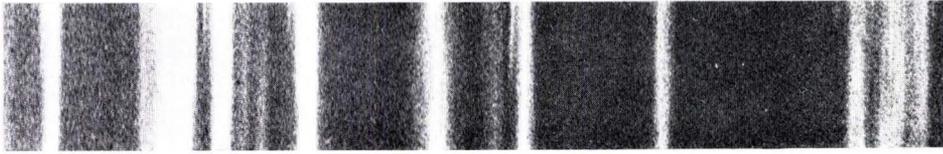


Tafel 8

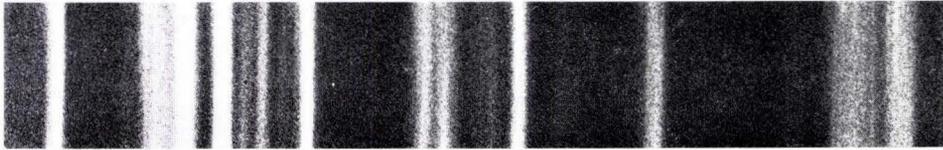
Fig. 12. 6 typische Beispiele von Röntgenaufnahmen aus dem Neunkircher Komplex. Die angegebenen Linien zeigen die beiden Extremwerte (131-Linie = Sanidin, $\Delta \sim 0$; 131/131-aufgespaltene Reflexe = Mikroklin, $\Delta \sim 1$!) sowie die Silicium-Standard-Linie.

		Schliff	Film	Triklinität
a) Sanidin	($\Delta \sim 0,0$)	10/160	667	$\Delta \sim 0,09$
b) Mittelkleine Trikl.	($\Delta \sim 0,25$)	10/39	671	$\Delta \sim 0,26$
c) Mittlere Trikl.	($\Delta \sim 0,5$)	10/114	683	$\Delta \sim 0,50$
d) Mikroklin	($\Delta \sim 1,0$)	9b/269	436	$\Delta \sim 0,92$
e) Mittlere Trikl. + Sa-Linie		11/176	510	$\Delta \sim 0,42 + \text{Sa}$
f) RD-Triklinität		10/38	670	$\Delta \sim 0,21 - 0,87$

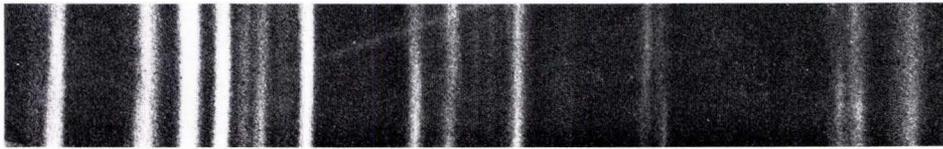
Si 131
| | | |



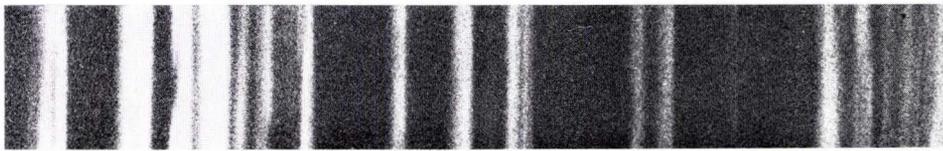
a



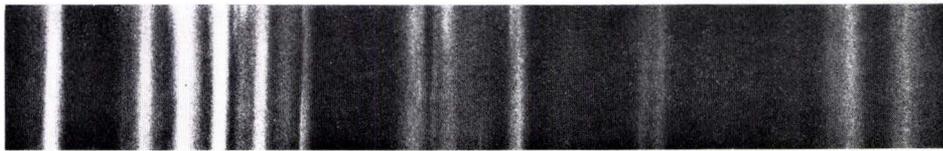
b



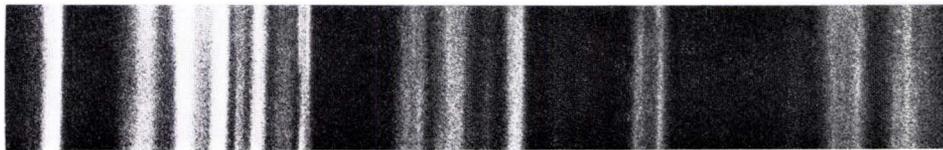
c



d



e



f

Si 131 131
| | | |

Zu den Tafeln 9–16

Alle Mikrofotos sind mit einem Nicol aufgenommen. Bildbreite 9 mm; mit Ausnahme der Taf. 12 Fig. 10–12, deren Bildbreite 2,7 mm ist.

Die Beispiele stammen aus dem mittleren Odenwald östlich von Bensheim. Die Koordinaten finden sich bei MAGGETTI & NICKEL (1973) sowie MAGGETTI (1971), mit Ausnahme von Lokalität Rimdidim (ZURBRIGGEN 1976). Die angegebenen Nummern beziehen sich auf die Schriffkartei des Institutes.

Tafel 9

Strukturangleichungen verschleiern Übergänge und Konvergenzen.

Welche Komponenten des streifigen Gesteins der Fig. 1 sind magmatisch? Was bedeutet die unscharfe Grenze zwischen Altbestand und lithogenem Diorit der Fig. 2? Zu welchen Regenerationen sind Gneise vom Typ der Fig. 3 in der Amphibolitfazies fähig?

Fig. 1. Unreiner Hornblende-Gabbrodiorit.

Steinbruch Heideberg W Gadernheim (9b/36 I).

Kontakt zwischen grobem Hornblende-Gabbrodiorit (rechts und Mitte links) und dioritisch/amphibolitischem Gefüge (Mitte rechts), sowie Biotitgneis (ganz links). — Interpretation: Abfolge einer tuffitischen, teilweise dioritisierten Serie? Oder Schollen (Gneis, Amphibolit) im Diorit? Problematik s. bei MAGGETTI & NICKEL 1973: 244–247.

Fig. 2. Grenze einer Gneisscholle in Biotitdiorit.

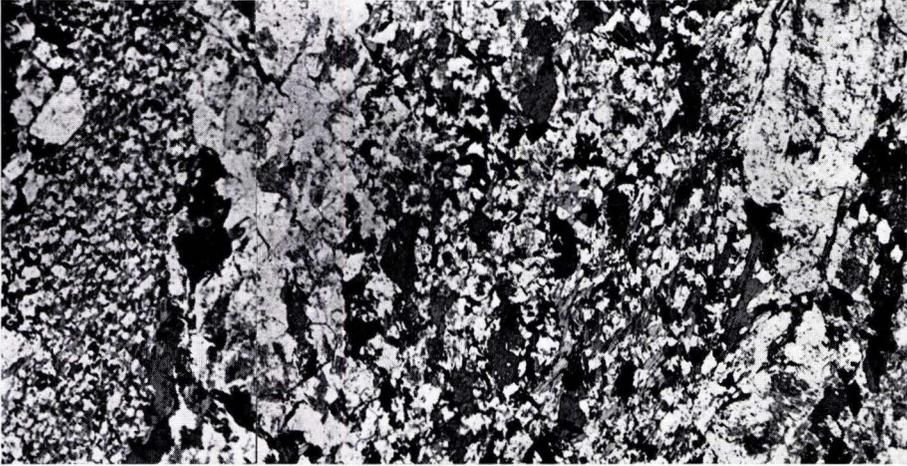
Steinbruch Schelmenacker W Kolmbach (9b/241).

Zwischen dem Biotitdiorit (rechts) und der Biotitgneisscholle (links) schaltet sich eine mittelkörnige Zone ein. Wo endet der Diorit, und wo beginnt der Gneis?

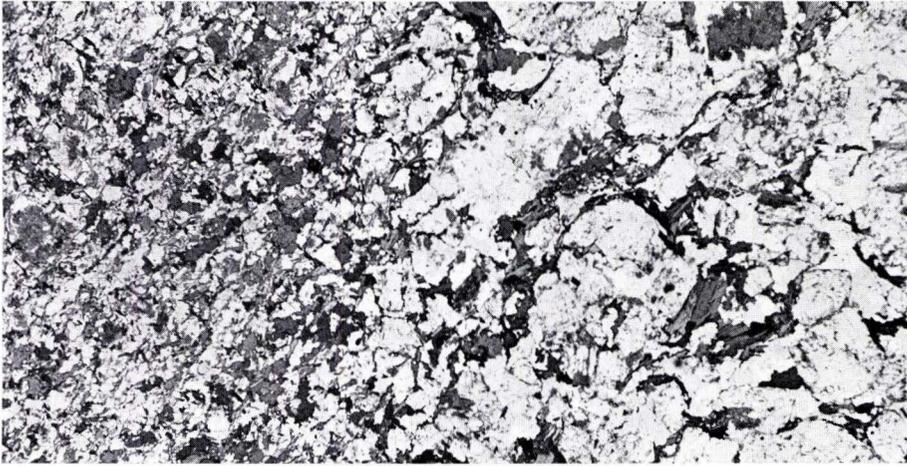
Fig. 3. Biotit-Hornblendegneis.

Steinbruch Schelmenacker W Kolmbach (9b/236).

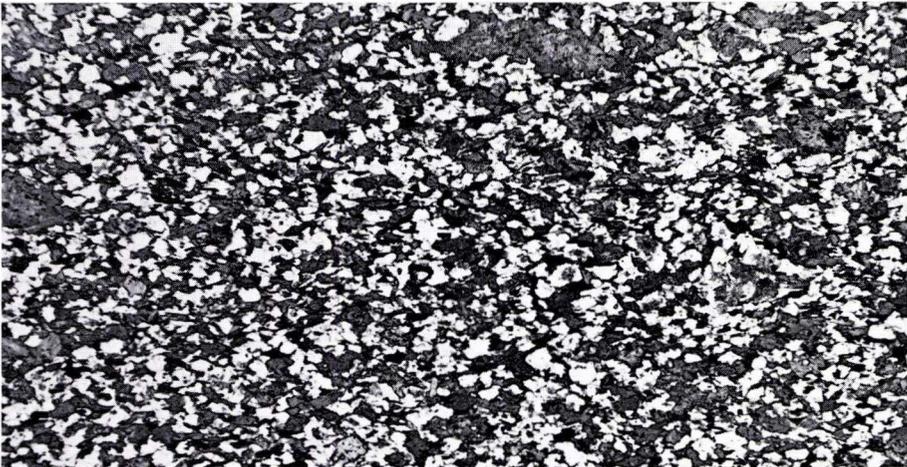
Typischer biotitführender Hornblende-Plagioklasgneis („ms“ bzw. „msh“ der Geol. Kt.). Hier steckt er als Einschluß in Biotitdiorit.



1



2



3

Tafel 10

Dioritisierung am Platz und Dioritintrusion.

Sicher ist, daß Fig. 4 Derivat eines Gneises (etwa vom Typ Fig. 3) ist, ebenso sicher ist Fig. 6 ein Intrusivgestein.

Zu fragen bleibt, ob Fig. 5 eine Weiterentwicklung von Fig. 4 ist. Wenn ja, liegt die Konvergenz zwischen Fig. 5 und Fig. 6.

Oder ist nur Fig. 4, nicht aber Fig. 5 ein strukturgelockerter Typ? Dann wäre bereits Fig. 5 als intrusiver oder zumindest anatektischer Diorit anzusehen.

Die Geländebeobachtung zeigt konkordanten Lagenbau von 3 + 4 + 5; der Typ Fig. 6 ist eigenständiger.

Fig. 4. Hornblende-Biotitgneis.

Klippen „im Forst“ N Knoden (9b/195).

Bei diesem grobkörnigen Hornblende-Biotit-Plagioklasgneis ist die ungleiche Komponentenverteilung wohl durch primäre Inhomogenitäten bedingt; hinzu tritt eine mäßige Plagioklasblastese.

Fig. 5. Hornblende-Biotitgneis.

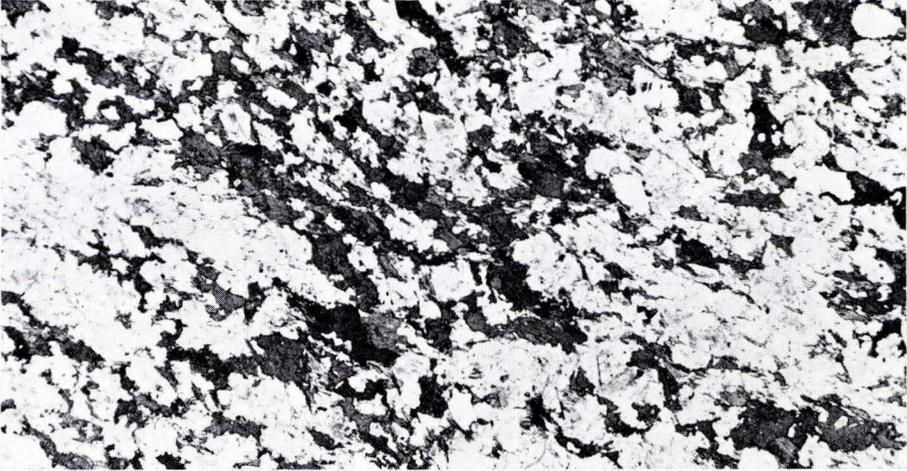
Klippen am Knodener Kopf.

Hornblende-Biotit-Plagioklasgneis mit dioritoidem Gewebe. Die Korngröße der Komponenten zeigt einen verschwommenen Lagenbau an (im Foto ist die obere Partie feinerkörnig als die untere).

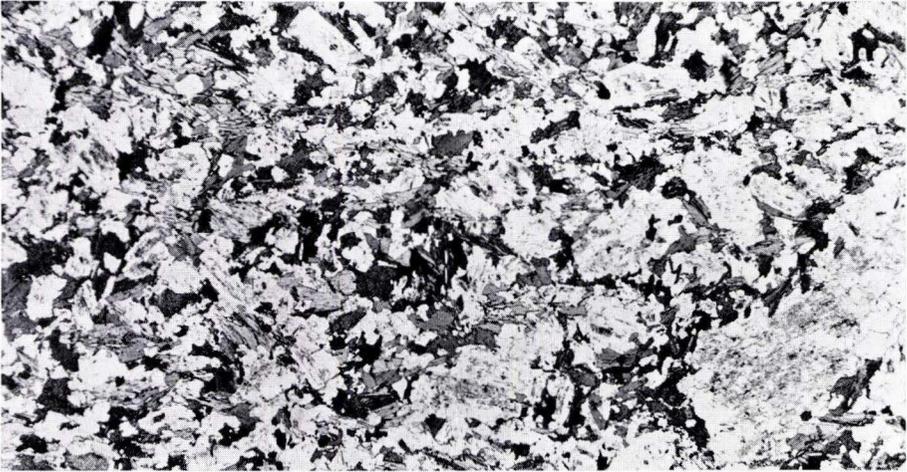
Fig. 6. Hornblendediorit.

Steinbruch Krehberg-Gipfel W Seidenbuch.

Dieser flasrige Biotit-Hornblende-Leukogabbrodiorit ist ein typisches Intrusivum des „Diorithauptzuges“. Auch hinsichtlich der Entwicklungsfolge der Hornblenden und Plagioklase paßt dieses Gestein in das Schema von MAGGETTI (1971). Die Hornblenden sind meist etwas größer als die Biotite (letztere z. T. fetzenartig entwickelt).



4



5



6

Tafel 11

Variation der Amphibolite; Konvergenz zwischen Diabasamphibolit und Mikrogabbro.

Zwischen strukturneutralen Amphiboliten und blastophitischen Diabasamphiboliten gibt es alle Übergänge.

Wo Diabasamphibolite Rahmengesteine von Mikrogabbros sind (oder als Schollen im Mikrogabbro schwimmen), kann man entweder annehmen, daß die Mikrogabbros ein Regenerationsstadium der Amphibolite darstellen, oder aber, daß die Mikrogabbros durch die schnelle Abkühlung von selbständigen Gabbromagmen entstanden sind.

Fig. 7. Amphibolit.

Eichwäldchen SW Kolmbach (9b/97).

Typisches Aussehen der normalen Odenwald-„Amphibolite“, wo neben vorwaltender Hornblende ein Anteil Biotit vorkommt. Dieses Gestein, eine Scholle in Biotitdiorit, hat (wegen offenbar mehr statisch verlaufender Metamorphose) keine deutliche Paralleltexur entwickelt; es tritt ein gleichkörniger Verband von Biotit, Hornblende, Plagioklas, Quarz und Erz auf.

Fig. 8. Amphibolit.

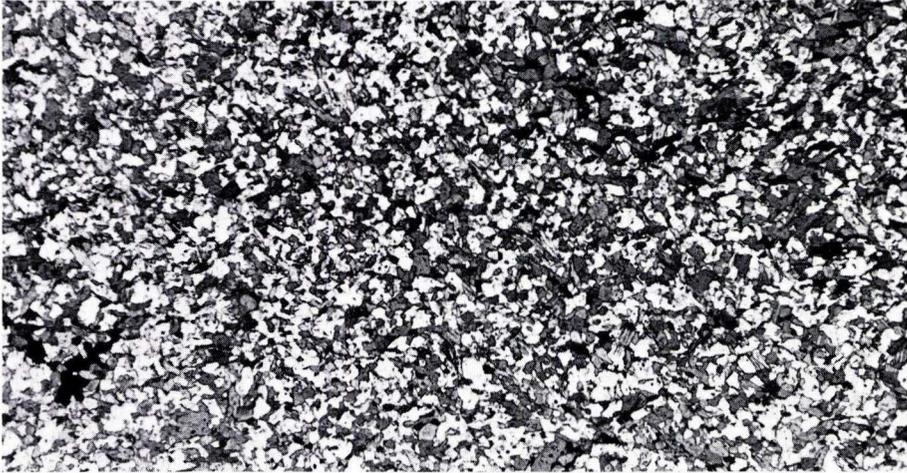
Steinbruch Ober-Ramstadt (13/53).

Blastophitisch entwickeltes Gestein, das nur aus Hornblende und Plagioklas besteht. Die blastophitische Struktur verweist auf einen „Diabas“, ein Gestein der vorvariscischen Geosynklinale. — Das Gestein liegt als scharf begrenzte Scholle im Gabbrodiorit des Steinbruchs. — Solche Amphibolitschollen sind kantiger entwickelt als Schollen von Basiten und sind zugleich schärfer vom Wirt abgesetzt als die Basite; hierzu vgl. auch Abb. 6 in MAGGETTI & NICKEL (1973).

Fig. 9. Hornblende-Mikrogabbro.

Steinbruch Krehberg-Südost, bei Seidenbuch (8/345 I).

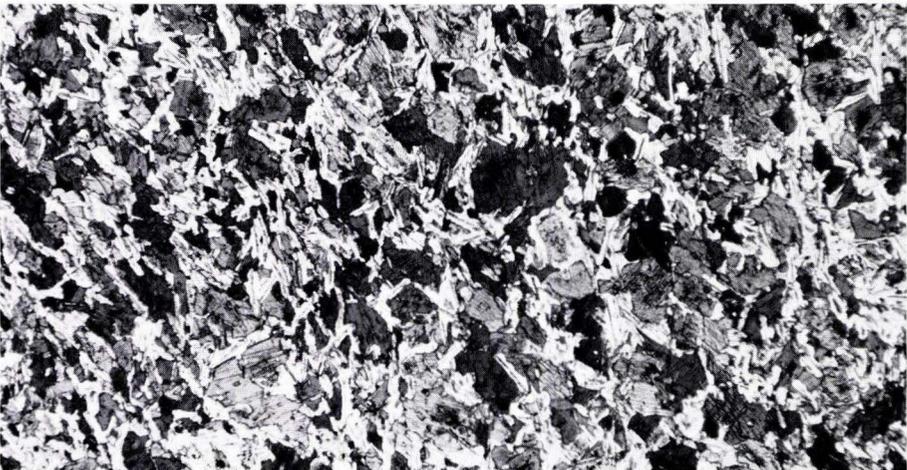
Hier liegt ein subophitischer Mikrogabbro vor. Die Ähnlichkeit mit dem blastophitischen Amphibolit der Fig. 8/11 verringert sich bei näherem Zusehen: Plagioklase und Hornblenden zeigen einen zonaren Aufbau, wie wir ihn von anderen Gesteinen der Hornblende-Gabbro/Gabbrodiorit/Diorit-Serie her kennen. Es handelt sich hier also nicht um „Diabasamphibolit“!



7



8



9

Tafel 12

Variation der Amphibolite; Konvergenz zwischen Diabasamphibolit und Mikrogabbro.

Gleiche Gesteine wie auf Taf. 11, nun in stärkerer Vergrößerung. Die oberen beiden Bilder gehören zu den Amphiboliten, das untere gibt den Mikrogabbro wieder, der in das amphibolitische Altkristallin eingedrungen ist.

Fig. 10. Amphibolit von Fig. 7, stärker vergrößert.

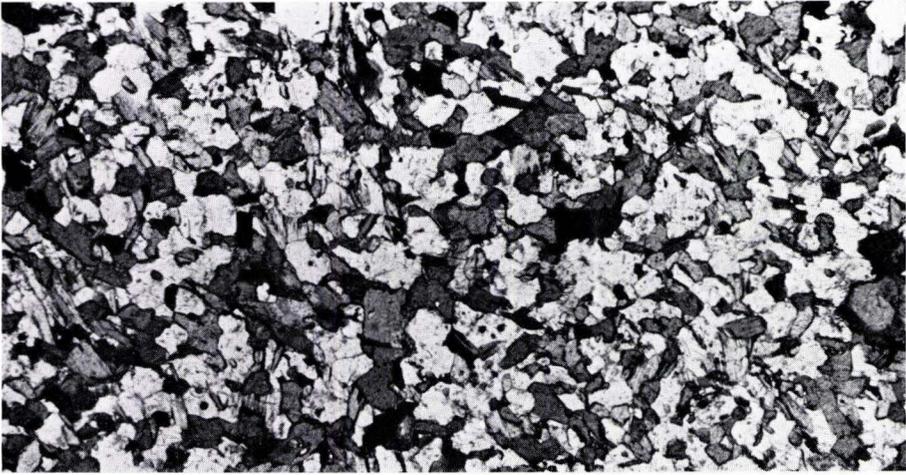
Man erkennt nun deutlich das fast hornfelsartig entwickelte Gewebe.

Fig. 11. Amphibolit von Fig. 8, stärker vergrößert.

Die ehemals idiomorphen Plagioklas-Leisten zeigen (von der Metamorphose nicht überwältigte) Kerne und gewunden verlaufene Korngrenzen. Die Hornblende bildet keine großen, einheitlichen Flatschen; vielmehr treten pflasterartige kleine Hornblende in Aggregaten auf. Es handelt sich bei dieser (grünen) Hornblende um metamorph gebildete Kristalle; ob sie ältere Pyroxene ersetzen, ist nicht zu ermitteln.

Fig. 12. Mikrogabbro von Fig. 9, stärker vergrößert.

Große einheitliche Hornblende-Flatschen umschließen poikilitisch die zonaren Plagioklase, deren Außengrenzen weniger gewunden als in den Amphiboliten sind.



10



11



12

Tafel 13

Mikrogabbros mit problematischen Strukturen.

Übergangsstrukturen entwickeln sich an Stellen, wo Amphibolite durch den Mikrogabbro assimiliert werden.

Die Assimilate können wie Orthoamphibolite aussehen, die im Begriffe sind, sich zu Gabbros zu regenerieren (Gabbroidisierung).

Fig. 13. Mikrogabbro.

Steinbruch Ober-Ramstadt (13/57).

Im Vergleich zum Mikrogabbro des Krehberges liegt hier eine sehr unruhige Struktur vor, evtl. bedingt durch Assimilation von Amphibolit.

Fig. 14. Mikrogabbro.

Steinbruch Ober-Ramstadt (13/22 II).

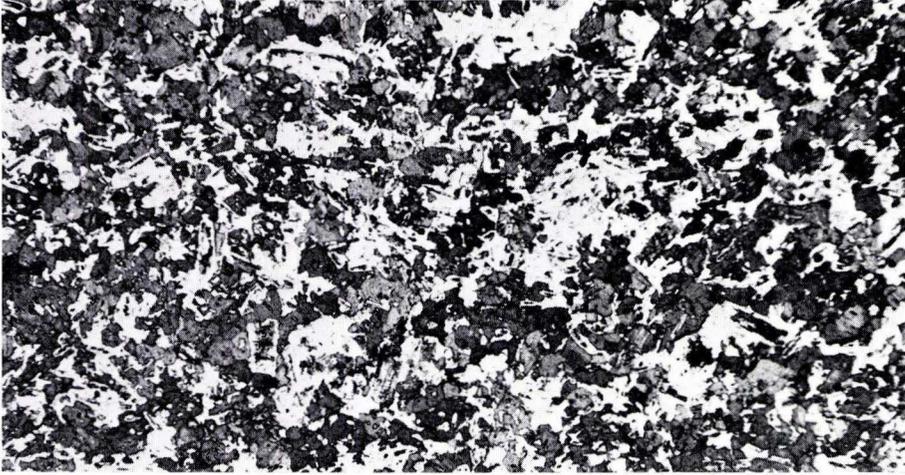
Links oben das schon beschriebene typisch subophitische Gefüge, im unteren Bildbereich hingegen ein viel feinerkörniges, mehr pflasterartiges Gewebe aus Hornblende und Plagioklas. Wie bei Fig. 13 wird man daran denken, daß die Struktur durch assimilierte Amphibolite modifiziert worden ist. — Wer eine anatektische Genese der Basite vermutet, wird hingegen diese Strukturen restitisch verstehen, also als unreife Stadien vor einer Gabbroidisierung.

Fig. 15. Hornblendeflecken-Mikrogabbro.

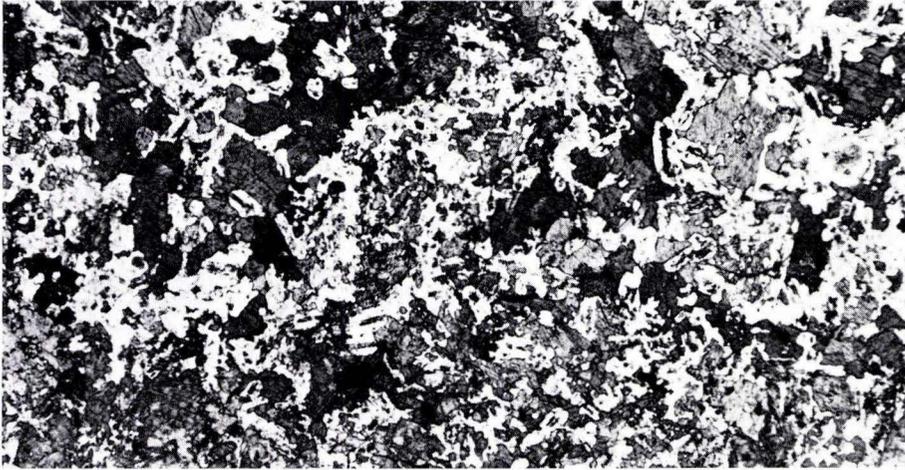
Steinbruch Lauteruff, NE Oberhambach (8/576).

Die Flecken werden hier als frühmagmatische Ballung der Mafite gedeutet, besonders auch deshalb, weil die Hornblende grobflatschig und zonar gebaut ist. Sonst hingegen besteht eine große Ähnlichkeit zum Fleckenamphibolit, zumal sowohl im Basit wie im Metamorphit das Linear in der gleichen Richtung (20° SW tauchend) entwickelt ist.

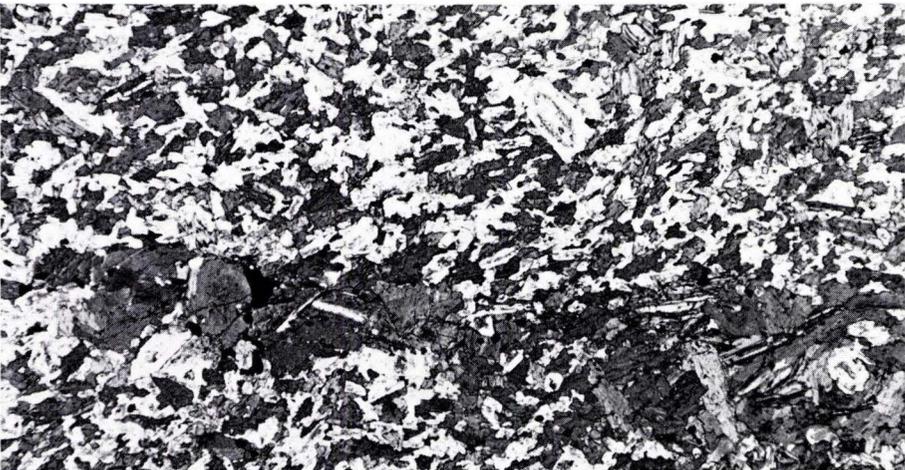
Auf Taf. 14 werden noch weitere Beispiele für Fleckenbildung im Gestein gebracht. Auch diese Besonderheit ist also genetisch vieldeutig und findet sich in Amphiboliten und Gabbros.



13



14



15

Tafel 14

„Fleckengesteine“.

Unregelmäßige Verteilung dunkler Komponenten schafft fleckig aussehende Gesteine. Am auffälligsten sind die Mafithäufchen im sonst ganz homogenen Biotitdiorit (Fleckendiorit von O. H. ERDMANNSDÖRFFER und E. NICKEL).

Flecken zeigen sich aber ebenso in Altbeständen (Amphiboliten, Gneisen) und Basiten (Gabbro: Taf. 13 Fig. 15).

Durch die allgemeine Flaserung gleichen auch Fleckengesteine verschiedener Genese einander sehr.

Fig. 16. Hornblendeflecken-Amphibolit.

Schillerberg, S Aspenforst, E Gronau (9b/88).

Diese Scholle in Biotitdiorit zeigt einen häufig vorkommenden Amphibolittyp. Die grüne Hornblende in den Flecken bildet kleine Körner, sie ist sehr hell und enthält Quarzwürmer. Die Flecken ersetzen ehemalige Pyroxene. Das Grundgewebe zeigt blastophitische Tendenz, konvergent zu den Mikroabbros.

Fig. 17. Hornblendeflecken-Biotitgneis.

Klippen am Knodener Kopf (9b/222).

Es liegt ein metablastisch homophanisierter Biotitgneis (ms) vor. Hier tritt in den Flecken auch Biotit auf oder findet sich zumindest randlich an den Hornblendeaggregaten.

Fig. 18. Hornblendeflecken-Biotitdiorit.

Schillerberg, S Aspenforst, E Gronau (9b/190).

Restitische Ballung von Mafiten bei der Anatexis des Biotitgneises. Hier, wie schon bei Fig. 17, enthalten die Flecken Hornblende und Biotit.



16



17



18

Tafel 15

Gneise und Metablastite.

Die metablastische Regenerierung der „alten Schiefer“, d.h. der gneisigen Altbestände (im Schema der Abb.1 oben) schafft strukturelle Angleichungen bis hin zu intrusiven Dioriten.

Für das hier erschlossene Niveau wird von uns allerdings angenommen, daß es keinen kontinuierlichen Übergang zwischen den Metablastiten und den Biotitdioriten gibt: die Diorite haben sich gegen die Metablastite bewegt. Die Unsicherheit der Interpretation hat MATHEIS (1973) veranlaßt, von „pseudointrusivem Verhalten“ zu sprechen.

Nach unserer Meinung ist in der Tat die Nachbarschaft von Typen wie Fig. 20 und Fig. 21 nur pseudointrusiv, und Fig. 21 das Produkt einer (ultrametamorphen) Dioritisierung. Der Verband zwischen Typen wie Fig. 20 und 21 einerseits und Taf. 16 Fig. 22—24 andererseits aber wäre intrusiv zu verstehen.

Fig. 19. Biotitgneis.

Klippen am Knodener Kopf (9b/202).

Normaler „ms“, d.h. Biotit-Plagioklasgneis in stark schieferiger Ausbildung. Ausgangsgestein für die Metablastese und hernach die Bildung von Biotitdiorit. Im Gewebe noch ursprünglicher als die Schiefergneise auf Taf. 10 Fig. 4.

Fig. 20. Plagioklasmetablastit.

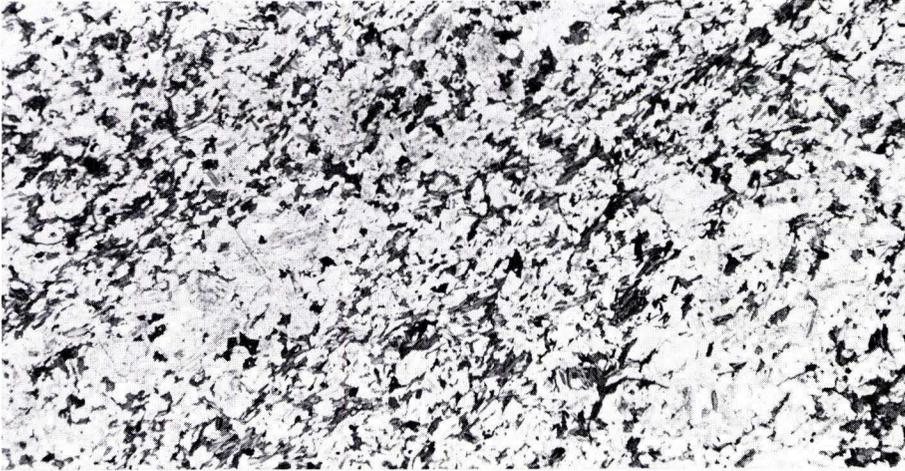
Steinbruch Schelmenacker W Kolmbach (9b/242).

Diese Randpartie einer Scholle in Biotitdiorit zeigt eine mäßige Blastese, etwas verwischt durch Deformation. Typisch „indifferentes Gestein“ im Laufe der Homogenisierung.

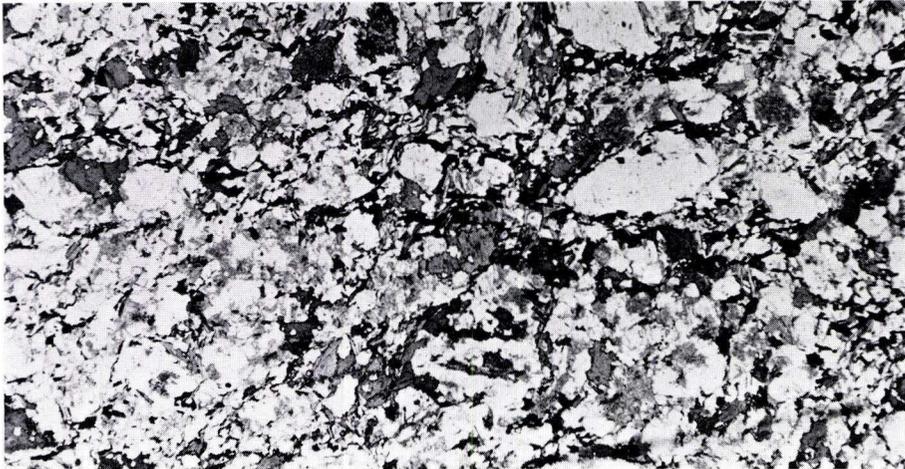
Fig. 21. Plagioklasmetablastit.

Götzischberg E Knoden (9b/69).

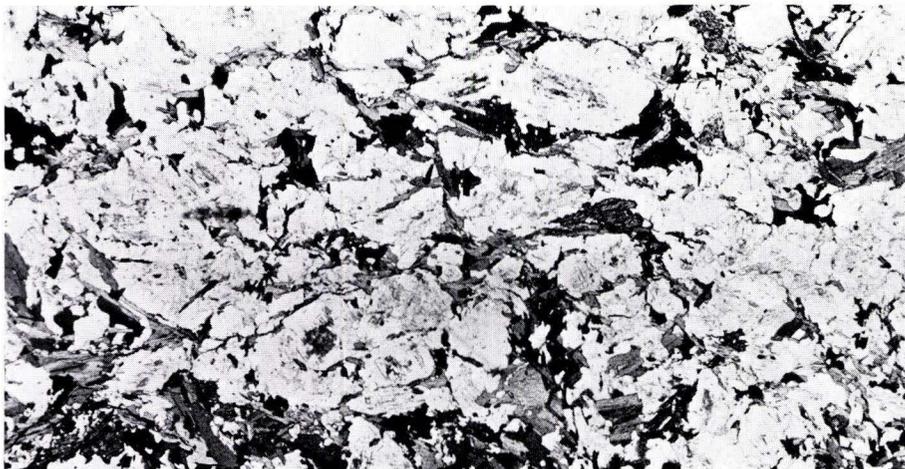
Fortgeschrittenes Stadium der Metablastese an Gneis („ms“). Die Plagioklase sind groß, rundlich bis kantig. Die Biotite haben ebenfalls eine Sammelkristallisation erfahren. Sie sind deutlich längs der Plagioklaskorn Grenzen entwickelt. Im Ganzen eine „dioritoide Struktur“.



19



20



21

Tafel 16

Biotitdiorite.

Die anatektischen Gesteine treten zusammen mit den Plagioklasmetablastiten der Taf. 15 auf.

Infolge einer stellenweise starken Durchbewegung bei der Kristallisation der Biotitdiorite werden manche dieser Diorite stark streifig und gehen so in Dioritgneise über. In diesem Zustande gleichen sie mehr dem intakten Altbestand, also den Gneisen, als den metablastischen Regeneraten: Retrogrades Ähnlichwerden der Strukturen.

Fig. 22. Biotitdiorit.

Steinbruch Schelmenacker W Kolmbach (9b/243).

Trotz der Ähnlichkeit zur dioritoiden Struktur der Fig. 21 liegt hier ein Intrusivum vor, in welchem die Metablastite als Schollen schwimmen. Dennoch trägt die Struktur durchaus blastische Züge.

Fig. 23. Biotitdiorit.

Steinbruch Schelmenacker W Kolmbach (9b/242).

Ähnlich dem Typ der Fig. 22, jedoch mit etwas stärkeren Anzeichen von Durchbewegung. Dieses retrograde Verhalten macht die Konvergenz zu den Plagioklasblastiten (die noch keine Biotitdiorite sind!) in manchen Fällen noch größer.

Fig. 24. Biotitdioritgneis.

Rimdidim E Steinau (Neunkirchen) (10/54 A).

Biotitdiorit mit vollkommen kristalloblastisch erneuertem Gefüge: Es liegt ein Primärgneis vor; das Gestein zeigt im Gelände alle Übergänge zu nichtgneisigem Biotitdiorit.



22



23

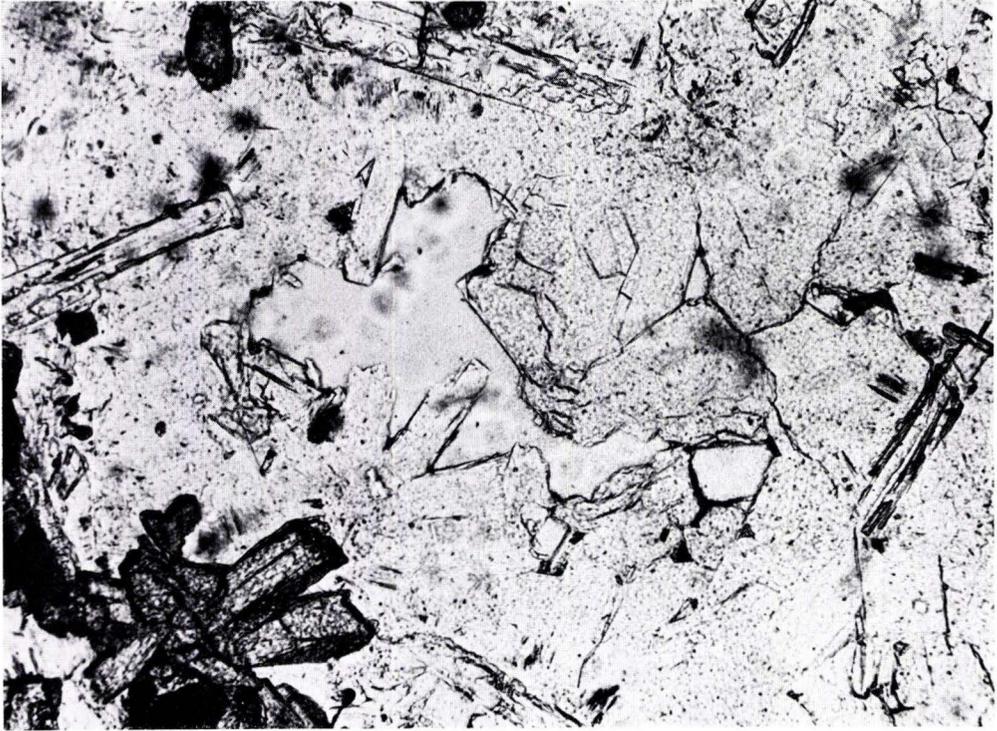


24

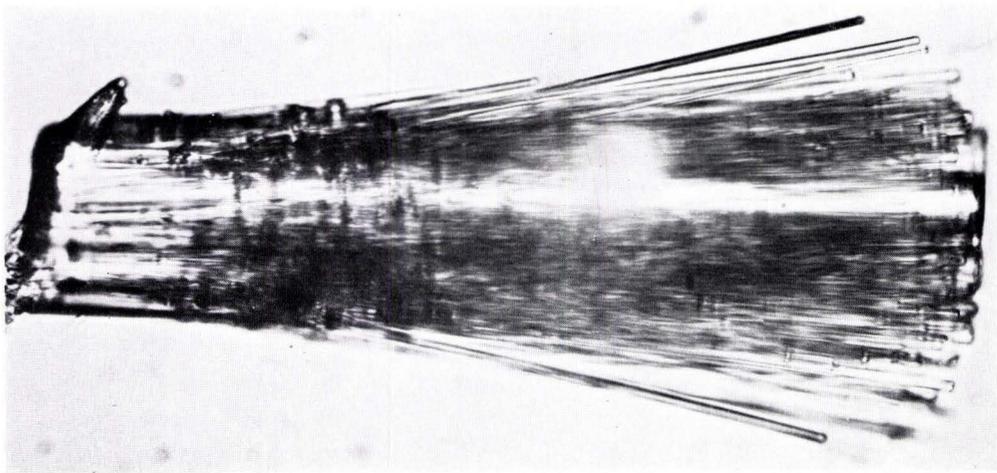
Tafel 17

Fig.1. Durch Offretit nur teilweise ausgefüllter Hohlraum im Olivinbasalt von Geilshausen. Bildausschnitt $0,7 \times 1,0$ mm.

Fig.2. Pinselförmig verwachsene Offretit-Kristalle von Geilshausen. Länge 0,3 mm.



1



2

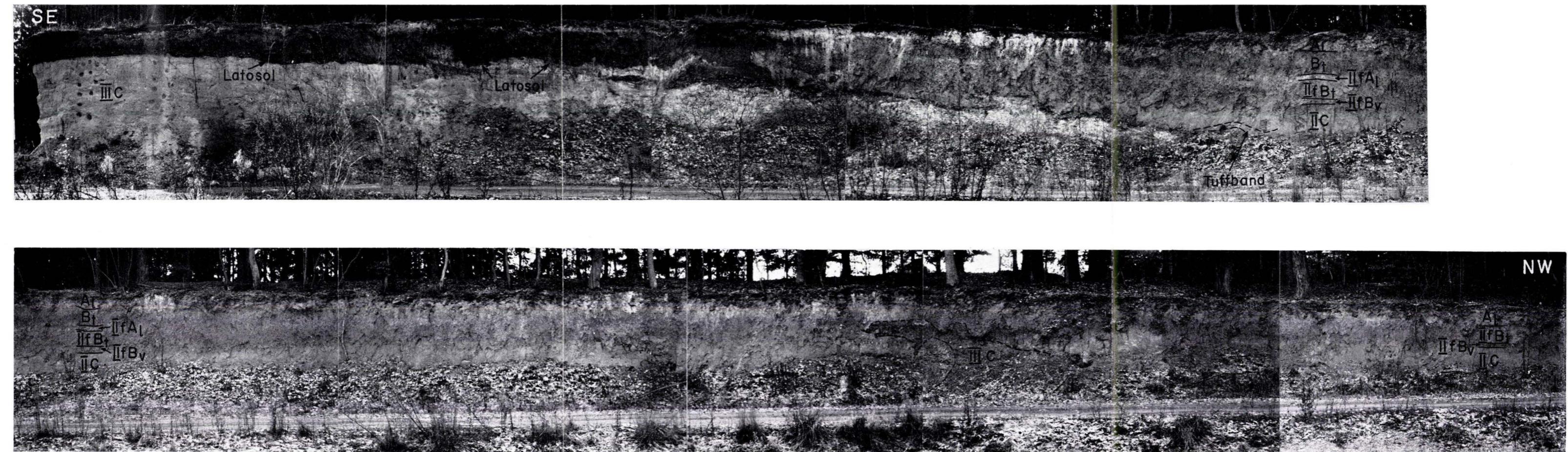
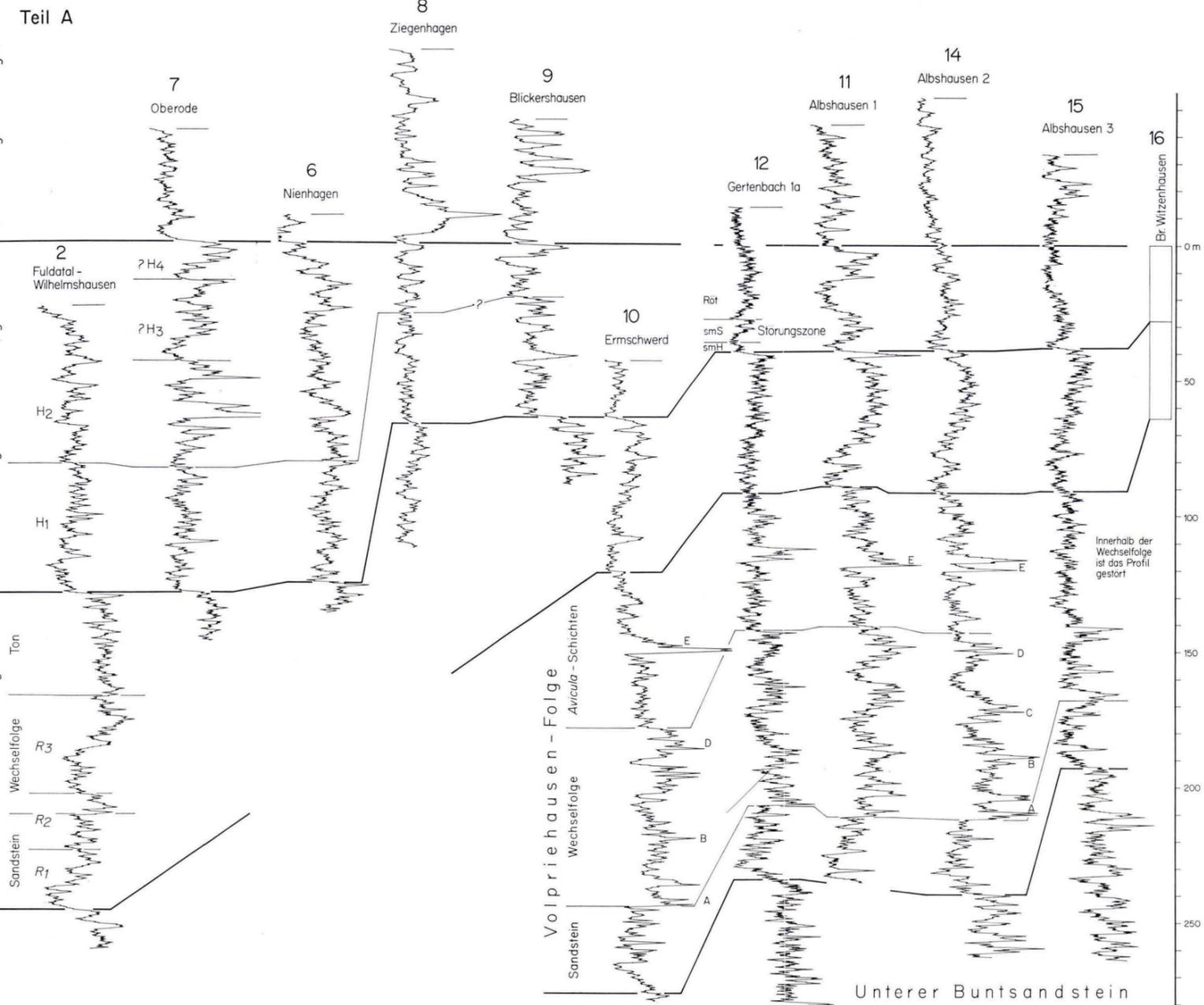


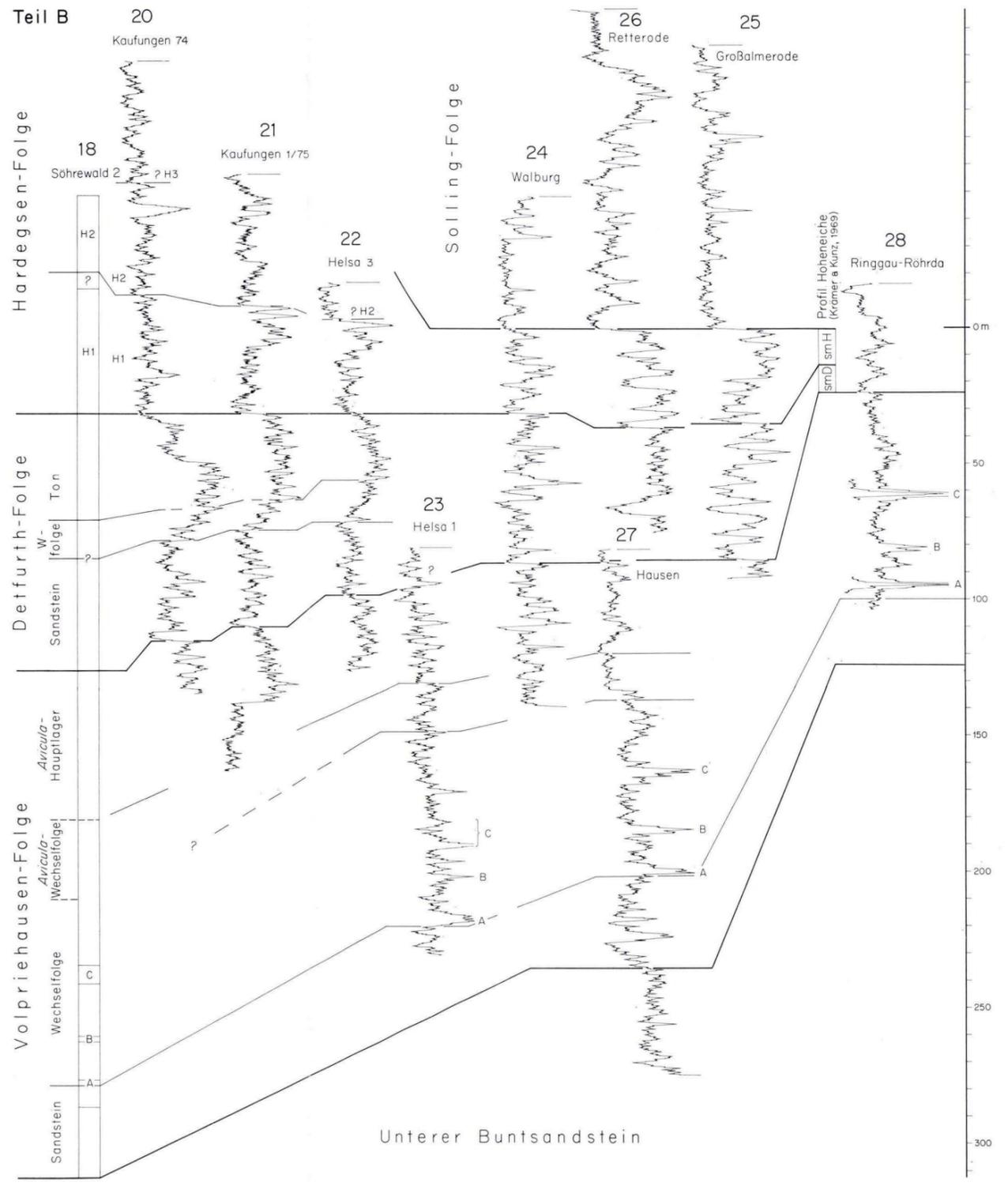
Foto des Aufschlusses SW vom Forsthaus Elz.



Teil A Gamma-Logs der Bohrungen nördlich des Kasseler Grabens. Als Bezugshorizont wurde die Grenze Solling-Folge/Hardeggen-Folge gewählt.

Teil B Gamma-Logs der Bohrungen südlich des Kasseler Grabens. Im östlichen Teil wurde die Grenze Solling-Folge/Hardeggen-Folge als Bezugshorizont gewählt; im westlichen Teil mußte, da diese Bohrungen innerhalb der Hardeggen-Folge ansetzen, die Grenze Hardeggen-Folge/Detfurth-Folge als Horizontale dargestellt werden.

Zunehmende Strahlung rechts.
In der Horizontalen ohne Maßstab.
Von den Bg. 16 und 18 liegen keine Gamma-Logs vor.



NOTIZBLATT DES HESSISCHEN LANDESAMTES
FÜR BODENFORSCHUNG ZU WIESBADEN

VI. Folge, Heft 1, 1950: 344 S., 35 Abb., 6 Tab., 11 Taf.	17,50 DM
VI. Folge, Heft 2, 1951: 256 S., 18 Abb., 21 Taf.	16,— DM
VI. Folge, Heft 3, 1952: 476 S., 30 Abb., 24 Taf.	20,— DM
Band 81 (VI/4), 1953: 464 S., 66 Abb., 18 Taf.	20,— DM
Band 82, 1954: 411 S., 50 Abb., 10 Taf.	20,— DM*
Band 83, 1955: 420 S., 58 Abb., 26 Taf.	20,— DM
Band 84, 1956: 492 S., 58 Abb., 24 Tab., 35 Taf.	20,— DM
Band 85, 1957: 555 S., 100 Abb., 55 Tab., 26 Taf., 2 Bilder	25,— DM
Band 86, 1958: 444 S., 63 Abb., 23 Tab., 20 Taf.	25,— DM
Band 87, 1959: 462 S., 72 Abb., 14 Prof., 32 Tab., 23 Taf., 1 Bild	25,— DM
Band 88, 1960: 430 S., 73 Abb., 25 Tab., 23 Taf.	25,— DM
Band 89, 1961: 504 S., 97 Abb., 16 Tab., 25 Taf.	25,— DM
Band 90, 1962: 558 S., 75 Abb., 31 Tab., 36 Taf., 1 Bild	30,— DM
Band 91, 1963: 427 S., 104 Abb., 27 Tab., 27 Taf.	30,— DM
Band 92, 1964: 340 S., 63 Abb., 19 Tab., 15 Taf.	30,— DM
Band 93, 1965: 404 S., 88 Abb., 4 Diagr., 29 Tab., 21 Taf.	40,— DM
Band 94, 1966: 456 S., 86 Abb., 13 Tab., 22 Taf.	40,— DM
Band 95, 1967: 324 S., 44 Abb., 18 Diagr., 8 Tab., 11 Taf., 2 Bilder	40,— DM
Band 96, 1968: 424 S., 61 Abb., 17 Tab., 15 Taf., 1 Bild	40,— DM
Band 97, 1969: 468 S., 99 Abb., 20 Diagr., 32 Tab., 15 Taf.	40,— DM
Band 98, 1970: 348 S., 59 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 2 Bilder	40,— DM
Band 99, 1971: 444 S., 57 Abb., 34 Tab., 29 Taf.	40,— DM
Band 100, 1972: 332 S., 53 Abb., 38 Tab., 14 Taf.	40,— DM
Band 101, 1973: 426 S., 105 Abb., 29 Tab., 30 Taf.	40,— DM
Band 102, 1974: 355 S., 76 Abb., 14 Tab., 13 Taf.	74,— DM
Band 103, 1975: 400 S., 152 Abb., 19 Tab., 18 Taf., 1 Bild	81,— DM