

# Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 107

Mit 93 Abbildungen, 15 Tabellen und 4 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1979

Geol. Jb. Hessen	107	330 S.	93 Abb.	15 Tab.	4 Taf.	Wiesbaden 1979
------------------	-----	--------	---------	---------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

# Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 107

Mit 93 Abbildungen, 15 Tabellen und 4 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1979

Geol. Jb. Hessen	107	330 S.	93 Abb.	15 Tab.	4 Taf.	Wiesbaden 1979
------------------	-----	--------	---------	---------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

### **Schriftleitung**

Dr. ARNOLD RABIEN, ALBERT KARSCHNY  
Hessisches Landesamt für Bodenforschung  
Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

### **Hinweis für Autoren**

Manuskripte sind entsprechend den neu bearbeiteten „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. — Ausgearbeitet von H. D. LANG, A. RABIEN, W. STRUVE und E. WIEGEL, 36 S.; Hannover 1976.

[Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstraße 3A, D-7000 Stuttgart 1.]

**Sonderdrucke** der in diesem Jahrbuch (früher Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.) veröffentlichten Arbeiten können vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung bezogen werden.

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1979

Printed in Germany

Die in diesem Jahrbuch veröffentlichten Beiträge sind urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen — auch auszugsweise — nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

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

Herstellung: Wiesbadener Graphische Betriebe GmbH, Wiesbaden

## Inhaltsverzeichnis

AMAYO, C.:	Holozäne Reliefentwicklung im mittleren Rheingau (Hessen). Mit 1 Tafel . . . . .	179
BARGON, E.:	Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1978 (1.1. – 31.12.1978) . . . . .	309
BÜHMANN, D., & RAMBOW, D.:	Der Obere Buntsandstein (Röt) bei Borken/Hessen, Stratigraphie und Tonmineralogie. Mit 1 Abbildung und 1 Tafel. . . . .	125
FLICK, H.:	Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. Petrographische Charakteristik und geologische Verbreitung. Mit 4 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Tafel . . . . .	27
HENTSCHEL, G.:	Hydrothermale Minerale im Basalt von Ortenberg (Vogelsberg). Mit 6 Abbildungen . . . . .	193
HENTSCHEL, G.:	Zur Kenntnis der Sekundärminerale im Richelsdorfer Gebirge (Hessen) . . . . .	197
HERZBERG, A.:	Hessisches Geologisches Schrifttum 1977 mit Nachträgen aus den Jahren 1967–1976 . . . . .	293
KÜMMERLE, E., & SCHEER, H.-D.:	Die geologischen Verhältnisse längs der U-Bahn-Strecke Leipziger Straße in Frankfurt am Main. Mit 1 Abbildung, 2 Tabellen und 1 Tafel . . . . .	145
KUPFAHL, H.-G.:	Der Buntsandstein auf Blatt 5018 Wetter (Hessen). Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle . . . . .	105
KUPFAHL, H.-G.:	Der Obere Buntsandstein bei Kaufungen östlich Kassel. Mit 1 Abbildung . . . . .	139
KUTSCHER, F.:	Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrücksschiefers, 51: Gastropoden und Tentaculiten im Hunsrücksschiefer . . . . .	5
LAEMMLEN, M., PRINZ, H., & ROTH, H.:	Folgerscheinungen des tiefen Salinarkarstes zwischen Fulda und der Spessart-Rhön-Schwelle. Mit 29 Abbildungen . . . . .	207
PLAUMANN, S., & LEPPER, J.:	Gravimetrische Untersuchungen an Erdfällen im Reinhardswald und Solling. Mit 6 Abbildungen . . . . .	251
RIETSCHEL, S., & STRIBRNY, B.:	Zur Geologie und Stratigraphie der Hochweiseler Mulde (Bl. 5617 Usingen, östlicher Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 3 Abbildungen . . . . .	13
SCHNEIDER, W., & PAULITSCH, P.:	Prograde Metamorphose in Quarziten des Taunus (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 9 Abbildungen . . . . .	283
STOPPEL, D.:	Das Schwerspatlager vom Schönscheid bei Günterod (Unterdevon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 3 Abbildungen . . . . .	93
VOSSOUGH-ABEDINI, M.:	Die porphyrischen basischen Vulkanite des Oberen Mitteldevons und Unteren Oberdevons der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 12 Abbildungen und 8 Tabellen . . . . .	45

WERNER, R.:	
Periglaziale Ablagerungen und Hangentwicklung am Kapellen-Berg bei Hofheim am Taunus. Mit 10 Abbildungen und 1 Tabelle . . . . .	163
ZAKOSEK, H., BECKER, H., & BRANDTNER, E.:	
Einführung in die Weinbau-Standortkarte Rheingau i.M. 1:5000. Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle . . . . .	261
Bohrprobenlager Villmar-Aumenau . . . . .	330

**Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers, 51:**

**Gastropoden und Tentaculiten im Hunsrückschiefer**

Von

FRITZ KUTSCHER \*

**Kurzfassung:** Gastropoda und Tentaculitoidea treten im Hunsrückschiefer nur mit wenigen Arten auf. Individuenmäßig sind die Gastropoden äußerst selten; die Tentaculiten kommen dagegen in großen Schwärmen vor.

**Abstract:** In the Hunsrueck slate beds Gastropods and Tentaculitoidea are represented by a few species only. While Gastropods are rare not only as species but as individuals, too, Tentaculoidea sometimes occur as swarms of individuals.

**Résumé:** Les Gastéropodes et Tentaculitoides des schistes du Hunsruck sont représentés seulement par peu des espèces. Les Gastéropodes sont aussi très rares comme des individus, pendant que les Tentaculoides se montrent parfois en grands rassemblements d'individus.

**Inhaltsverzeichnis**

1. Einleitung . . . . .	5
2. Gastropoden und Tentaculiten in der Hunsrückschiefer-Literatur . . . . .	5
3. Gastropoden im Hunsrückschiefer . . . . .	9
4. Tentaculitenfunde im Hunsrückschiefer . . . . .	10
5. Schriftenverzeichnis . . . . .	11

**1. Einleitung**

Mit den Mollusken des Hunsrückschiefers hatte ich mich teilweise schon früher beschäftigt (1966: 27–39 Lamellibranchiaten und 1969: 46–64 Ammonoideen). Es sollen im folgenden die Gastropoden und Tentaculiten behandelt werden. Artenmäßig treten sie hinter den genannten Formen zurück, auch ist ihr Individuenreichtum nicht bedeutend mit Ausnahme einiger Tentaculiten.

**2. Gastropoden und Tentaculiten in der Hunsrückschiefer-Literatur**

1880 E. KAYSER, Über *Dalmanites rhenanus*.

S. 20: Erstmals werden Tentaculiten von E. KAYSER aus der Kaisergrube von Gemünden erwähnt.

\* Prof. Dr. F. KUTSCHER, Dipl.-Geologe, Regerstr. 25, 6200 Wiesbaden.

- 1889 F. von SANDBERGER, Über die Entwicklung des devonischen Systems.  
 S. 20: Aus dem Rhipidophyllenschiefer in Nassau wird *Pleurotomaria striata* GOLDF. aufgezählt.  
 S. 22: SANDBERGER verweist auf die KAYSERSCHEN Angaben von Tentaculiten bei Gemünden mit dem Zusatz, daß ihm in Nassau noch keine bekannt geworden seien.  
 S. 105: *Pleurotomaria striata* wird beschrieben und auf Taf. 2, Fig. 5 abgebildet.
- 1889 F. FRECH, Über das rheinische Unterdevon.  
 S. 186: Unter den häufigen Elementen der Fauna von Bundenbach kommen Tentaculiten vor.
- 1895 O. JAEKEL, Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden.  
 S. 4: Bei der Aufzählung der Hunsrückschieferfauna sind die Gattungen *Capulus* und *Pleurotomaria* erwähnt.  
 S. 104: Bei *Agriocrinus Frechi* JAEKEL befindet sich ein Capulide.
- 1897–1902 F. FRECH, *Lethaea geognostica*.  
 S. 145: Zu den Seltenheiten gehören Gastropoden der Gattungen *Platyceras* und *Pleurotomaria*.
- 1898 A. LEPPLA, Erl. Bl. Buhlenberg (6308).  
 S. 10: LEPPLA führt in einer kleinen Fossiliste Tentaculiten im Hunsrückschiefer an.
- 1899 A. FUCHS, Das Unterdevon der Loreleigegend.  
 S. 10: FUCHS nennt aus dem linken Gehänge des Sauerthals, dem Eckert gegenüber, *Pleurotomaria striata* GOLDF.  
 S. 15: In den Bornicher Schichten am unteren Kreuzberg und Vogelsang bei Weisel kommt *Pleurotomaria striata* GOLDF. vor.  
 S. 23: Im Heimbachtal bei Bornich wurde *Platyostoma naticoides* A. ROEMER gefunden.  
 S. 24: In der Zone des *Spirifer assimilis* zwischen Gemeinde- und Saueressigs Mühle kommt *Platyceras dorsicarina* vor.  
 S. 49: In der Zone des *Spirifer assimilis* bei Bornich-Spitznack wurde *Pleurotomaria striata* GOLDF. gefunden.  
 S. 61: In der Zone des *Spirifer assimilis* zwischen der Lorelei und St. Goarshausen fand sich *Platyceras dorsicarina* und *Pl. paulospirale*.  
 S. 63: NE der Lorelei sind *Platyceras dorsicarina*, *Pl. paulospirale*, *Pl. loranum* und *Pleurotomaria tristriata* zu nennen.
- 1901 A. FUCHS, Über neuere Beobachtungen im Unterdevon der Loreleigegend.  
 S. 48: In einer Grauwackenbank zwischen Caub und Lorch ist *Pleurotomaria striata* GOLDF. gefunden worden.
- 1904 A. LEPPLA, Erl. geol. Kt. Preußen usw., Lfg. 111, Bl. Caub.  
 S. 16: Aus dem Hunsrückschiefer von Bl. Kaub wird *Pleurotomaria striata* GOLDF. genannt.
- 1904 A. LEPPLA, Erl. geol. Kt. Preußen usw., Lfg. 111, Bl. Algenroth.  
 S. 9: In der Liste der Fossilien aus dem Hunsrückschiefer werden *Salpingostoma* sp., *Bellerophon tumidus* SANDB. und *Pleurotomaria crenatostrata* SANDB. aufgezählt.
- 1915 A. FUCHS, Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenschichten.  
 S. 63: *Pleurotomaria tristriata* FUCHS im Bornicher Horizont.  
 S. 64: *Platyceras dorsicarina* FUCHS im Bornicher Horizont.  
 S. 65: *Platyceras paulospirale* FUCHS im Bornicher Horizont.  
 S. 66: *Platyceras loranum* FUCHS im Bornicher Horizont.  
 S. 70: *Conularia mediorhenana* FUCHS im Bornicher Horizont, Pteropoda, Conulariidae.
- 1929 F. BROILI, Ein neuer Archaeostrace.  
 S. 265: „Die Oberfläche eines Carapax von *Heroldina rhenana* von Gemünden ist mit zahlreichen kleinen Tentaculiten übersät. Auch die Umgebung ist dicht bedeckt. Möglicherweise fanden die Tentaculiten an den Zerfallsprodukten Nahrung.“

- 1930 A. FUCHS, Versuche zur Lösung des Hunsrückschieferproblems.  
S. 238: *Pleurotomaria striata* GOLDF. ist hauptsächlich im Cauber Horizont vorhanden.  
S. 239: Die Gruppe der *Pleurotomaria striata* ist noch zu wenig durchgearbeitet, als daß man sie für stratigraphische Zwecke schon sicher auswerten könnte.
- 1930 A. FUCHS, Erl. Bl. Schwalbach.  
S. 28: FUCHS nennt vom Fundpunkt Vicinalweg E Wolfgraben S Ramschied aus Kieselgallen *Tentaculites* n. sp. (vereinzelt), *Styliolina hunsrückiana* n. sp. (sehr häufig), und vom Fundpunkt Hohe Straße zwischen Rachelbach und Hohewald SW Bad Schwalbach *Styliolina hunsrückiana* n. sp., sehr lang, spitz kegelförmig (sehr häufig), *Tentaculites* n. sp. (cf. *scalaris* SANDBERGER).
- 1931 F. KUTSCHER, Zur Entstehung des Hunsrückschiefers.  
S. 212: In den Tonschiefern ist ganz vereinzelt *Pleurotomaria striata* GOLDF. gefunden worden. In den Geoden der Tonschiefer bei Bad Schwalbach werden von FUCHS (1930) *Tentaculites* n. sp. cf. *scalaris* SANDBERGER und *Tentaculites* n. sp. A. FUCHS genannt.  
S. 213: Neubeschreibung von *Tentaculites fuchsi* KUTSCHER. Von Bad Schwalbach nennt FUCHS *Styliolina hunsrückiana* FUCHS.
- 1931 R. RICHTER, Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer.  
S. 310, 333: Erwähnt die Kieserhaltung von *Novakia* im Hunsrückschiefer.  
S. 324: Besonders selten im Hunsrückschiefer, namentlich auch im Vergleich mit den Muscheln, sind Schnecken und Brachiopoden. Heute genügt der Hinweis, daß Schnecken und Brachiopoden auch sonst wäherlich sind und in vielen fossilreichen Ablagerungen noch seltener als im Hunsrückschiefer werden oder ganz fehlen können.
- 1931 G. GÜRICH, *Mimaster hexagonalis*.  
S. 230: „Die kleinsten pyritisierten Fossilreste im Schiefer sind schlank-kegelförmige Steinkerne oder plattgedrückte Schälchen von *Novakia* GÜR. (*Tentaculites* aut.) von etwa 3 mm Länge; manche namentlich dolomitische Partien des Gesteins der Bundenbacher Vorkommnisse sind sehr reich daran. Für eine Artbestimmung ist die Erhaltung ungünstig. Auch im Dünnschliff der Knollen im Schiefer sind die Längs- und Querschnitte der Röhren teils dolomitisiert, teils verkieselt wohl zu erkennen, aber nicht näher bestimmbar. Noch kleinere Pyritkugelchen, die etwa der Embryonalblase von *Novakia* entsprechen, sind noch weniger deutbar.“
- 1932 H. RUNZHEIMER, *Novakia gemündina* n. sp., ein Pteropod aus dem Hunsrückschiefer.  
S. 89–90: H. RUNZHEIMER beschreibt, ebenfalls von Gemünden, *Novakia gemündina* als neue Art aus dem Hunsrückschiefer, wobei auf *Novakia intermedia* BARRANDE (1867: 132, Taf. 14, Fig. 33–35) als eine Form von ähnlichem Habitus verwiesen wird.
- 1932 R. OPITZ, Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes.  
S. 124–130: Gastropoden sind von OPITZ nicht angeführt worden. Genannt werden dagegen Conularien, die im Anhang an den Stamm der Weichtiere gestellt werden. Die Klasse Conularida wird als zweifelhafte Klasse angesehen.
- 1933 F. KUTSCHER, Über gestreifte Schiefer.  
S. 131–133: F. KUTSCHER nennt verkieste Tentaculiten und andere kleine organische Reste von der Dachschiefergrube Rothsberg NE Gemünden.
- 1934 F. KUTSCHER, Fossilien aus dem Hunsrückschiefer, I.  
S. 633: *Loxonema obliquiarcuratum* SANDBERGER wird aus dem Hunsrückschiefer der Grube Mühlenberg beschrieben. Es handelt sich um ein schlecht erhaltenes Einzelexemplar.
- 1934 W. E. SCHMIDT, Die Crinoideen des Rheinischen Devons.  
S. 36: Sowohl das Typusexemplar von *H. frechi*, als auch eine Reihe anderer gut erhaltener und entsprechend präparierter Stücke dieser Art sind auf der Kelchdecke mit einem Exemplar eines



- Platyceras* behaftet. *Platyceras* wird man wohl als einen lästigen Schmarotzer betrachten müssen.
- S. 49: Auf der Kelchdecke von *Hexacrinus inhospitalis* W. E. SCHMIDT sind die Reste eines *Platyceras* zu erkennen.
- S. 107: Der Zweck der Stacheln bei *Imitatocrinus gracilior* dürfte der Schutz vor lästigen Schmarotzern gewesen sein, was gerade bei Capuliden im Hunsrückschiefer der Fall ist.
- S. 137: Bei Formen wie *Platyceras* sp., das bisher nur fast regelmäßig bei *Hapalocrinus frechi* und bei *Hexacrinus inhospitalis* gefunden wurde, kann man daran denken, daß solche Schmarotzer nach dem Tode des Wirtstieres eine andere Nahrungsquelle aufgesucht haben.
- 1936 W. AHRENS, Erl. Bl. Mayen.  
S. 10: Aus den Mayener Schichten führt AHRENS *Pleurotomaria* sp., cf. *striata* GOLDFUSS, *Bellerophon (Bucanella) tumidus* SANDBERGER und *Tentaculites annulatus (scalaris)* v. SCHLOTHEIM an.
- 1937 F. KUTSCHER, Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer.  
S. 221: Eigentliche Gastropoden sind nur vereinzelt in den Tonschiefern beobachtet worden. Aus dem rechtsrheinischen Gebiet führt FUCHS *Pleurotomaria striata* GOLDF. an, während aus dem linksrheinischen Hunsrückschiefer bisher als einzige bestimmbare Art *Loxomena obliquiarcuratum* SANDB. genannt werden kann. In den Tonschiefern des Hunsrückschiefers dominieren bei weitem die Pteropoden. Tentaculiten erfüllen zuweilen ganze Schichten, es sind aber bisher nur dem Hunsrückschiefer eigene Arten beobachtet worden. Dasselbe gilt auch von den Conularien (RICHTER 1930).
- 1939 F. K. NÖRING, Das Unterdevon im westlichen Hunsrück.  
S. 50: *Platyceras* sp. NW Grimburg, Bl. Hermeskeil.  
S. 52: *Bellerophon* sp. S Morscheid, Bl. Morscheid.
- 1942 F. KUTSCHER, Das Alter der Bornhofener Schichten.  
S. 183: In einem Hunsrückschieferzug des Salziger Sattels des Bl. Kestert fand FUCHS auf der Halde der Schiefergrube an der Spitzlei *Pleurotomaria striata* GOLDFUSS.
- 1950 G. SOLLE, Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblentz.  
S. 329: *Bucanella tumida* SANDB. im Hunsrückschiefer zweifelhafter Stellung. *Pleurotomaria daleidensis alta* DREV., *Pleurotomaria tristriata* FUCHS, *Platyceras dorsocarina* FUCHS, *Platyceras loratum* DIENST, *Platyostoma naticoidea* (A. ROEMER), *Loxonema obliquiarcuratum* SANDB., *Tentaculites schlotheimi* KOKEN, *Tentaculites grandis* F. ROEMER.  
S. 334: Alle Zitate aus Siegen-Stufe und Unterkoblentz werden unter *Pleurotomaria daleidensis alta* vereinigt.
- 1955 B. ENGELS, Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons.  
S. 65: Die häufigsten in der Loreleigegend sind nach FUCHS und SOLLE: *Platyceras dorsocarina* FUCHS und *Platyceras loratum* DIENST. Am Felsenköpfchen *Pleurotomaria* sp.  
S. 67: Schanze bei Dörscheid *Pleurotomaria tristriata* FUCHS.  
S. 69: N der Grubengebäude „Gute Hoffnung“ *Tentaculites* cf. *alternans* und *Tentaculites* sp.  
S. 70: Am Oberlauf des Niedertals *Pleurotomaria daleidensis alta* DREV.
- 1959 R. ZINSER, Taunusquarzit und Hunsrückschiefer des Lützelsoons.  
S. 99: *Bucanella tumida* SANDB., *Bellerophon* sp., *Pleurotomaria* sp., *Tentaculites grandis* ROEMER, *Tentaculites schlotheimi* KOKEN, *Tentaculites* cf. *straeleni* MAILLIEUX, *Tentaculites* aff. *fuhrmanni* DAHMER.
- 1960 A. SEILACHER, Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer.  
S. 98: Gelegentlich der Verfolgung von Strömungsanzeichen im Gemündener Hunsrückschiefermeer weist SEILACHER auf das scharenweise Vorkommen von kleineren Tentaculiten und orthoconen Cephalopoden hin. Sie sind hier – entgegen den sonstigen Beobachtungen – relativ selten eingesteuert. Sogar neben eingesteuerten Seesternen und Crinoiden liegen sie oft wirr und unregelmäßig durcheinander. SEILACHER glaubt, daß zum Transport der Echinodermen eine geringere Strömung genügte, oder daß die Tentaculiten schon zu fest in zähem Schlamm klebten, um noch transportiert werden zu können.

- 1961 O. KUHN, Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer.  
S. 8: „Schnecken sind wenige da, hingegen kennt man zahlreiche Flügelschnecken (Pteropoda), deren Schalen viele Schichtflächen bedecken. Tentaculiten nennt man diese zarten, langen Schälchen mit ihrer regelmäßigen Ringelung. Sie haben offenbar in Schwärmen das Devonmeer belebt.“
- 1963 F. KUTSCHER, 5. Pteropoden-Vorkommen im Hunsrückschiefer.  
S. 367: „Die Angaben über Pteropodenfunde im Hunsrückschiefer lassen erkennen, daß diese altertümlichen Formen an weit verzweigten Stellen der Hunsrückschiefer-Schichten vorkommen. Pteropoden treten örtlich in großen Mengen auf, wobei der Fundort Gemünden im Hunsrück besonders hervortritt. Als spezifische Arten aus dem Hunsrückschiefer wurden *Novakia fuchsi* (KUTSCHER 1931) und *Novakia gemündina* (RUNZHEIMER 1932) herausgestellt.“
- 1964 B. BOUČEK, The Tentaculites of Bohemia.  
S. 94: Bouček beschreibt *Viriatellina gemündina* und *V. fuchsi* als eine Art aus dem Hunsrückschiefer; *Viriatellina gemündina* ist die älteste Art der Gattung.
- 1968 H.-G. KUPFAHL, Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5913 Presberg.  
S. 58: Im Ranselbach-Tal kommt in den Bornicher Schichten *Platyceras loratum* FUCHS vor.
- 1971 BRASSEL & KUTSCHER & STÜRMER (1971): 33. Erste Funde von Weichteilen.  
S. 44–50: Bei dem Haldenmaterial der Kaisergrube fand W. STÜRMER auf Mikro-Röntgenaufnahmen in 60facher Vergrößerung Individuen mit erhaltenen Weichteilen und Fangarmen von *Viriatellina fuchsi* KUTSCHER. Bei der Zuordnung der Tentaculiten wurde W. BLIND gefolgt, der die Unterklasse Tentaculoidea neben die anderen Unterklassen der Cephalopoden stellt.
- 1977 W. BLIND & W. STÜRMER, *Viriatellina fuchsi* KUTSCHNER (Tentaculoidea).  
S. 513–522: Röntgenographische Untersuchungen an Gehäusen von *Viriatellina fuchsi* aus den Bundenbacher Schiefen gaben Merkmale zu erkennen, die eine Zuordnung der Tentaculiten zu den Cephalopoden erneut rechtfertigen.
- 1978 H.-G. MITTMAYER, Erl. Bl. Nr. 5813 Nastätten.  
S. 14–15: Sauerthaler Sch.: *Bembexia alta* (DREV.), *Platyceras indet.*  
S. 17–27: Bornicher Schichten: *Murchisonia* sp., *Tentaculites* „schlothheimi“ KOKEN, *Tentaculites* n. sp., *Bucanella tumida* (SANDB.), *Bucanella bipartita* (SANDB.), *Bucanella complanata* (FUCHS), *Ptomatis rhenanus* (DREV.), *Murchisonia* sp., *Bembexia alta* (DREV.), *Naticopsis* sp., *Platyceras subquadratum* KAYSER, *Platyceras loratum* FUCHS, *Pleurotobembexia tristriata* FUCHS, *Bucanella tumida* (SANDB.).  
S. 27–32: Kauber Schichten: *Nowakia* aff. *praecursor* BOUČEK, *Nowakia* sp., *Viriatellina* sp., „*Styliolina*“ sp., *Bucanella bipartita* (SANDB.), *Bucanella complanata* (FUCHS), *Ptomatis rhenanus* (DREV.), *Bembexia alta* (DREV.), *?Loxonema* sp., *?Naticopsis* sp., *Holopea* n. sp.

### 3. Gastropoden im Hunsrückschiefer

Seit 90 Jahren werden Gastropoden-Funde aus dem Hunsrückschiefer in der geowissenschaftlichen Literatur aufgeführt. Nur wenige Arten wurden in dieser Zeit beschrieben; eine moderne Bearbeitung des gesamten vorliegenden Fossilmaterials fehlt.

Gastropoden kommen im Hunsrückschiefer nur selten vor; das Material ist schlecht erhalten und meist nicht verkiest. In dem gut durchforschten Fossilmaterial der Gruben bei Bundenbach oder der Kaisergrube von Gemünden wurden nur wenige Gastropoden gefunden; wegen ihrer Unauffälligkeit wurden sie meist nicht erkannt und daher von den Schieferspaltern nicht gehandelt.

Im gesamten Hunsrückschiefer (nach der alten Stratigraphie) kommen gemäß den im Kap. 2 zusammengetragenen Literaturzitaten folgende Gattungen und Arten vor:

*Salpingostoma* sp.  
*Bellerophon tumidus* SANDBERGER = *Bucanella tumida* (SANDBERGER)  
*Bellerophon bipartita* (SANDBERGER)  
*Bellerophon complanata* (FUCHS)  
*Bellerophon* sp.  
*Pleurotomaria striata* GOLDFUSS  
*Pleurotomaria* sp., *P.* cf. *striata* GOLDFUSS  
*Pleurotomaria tristriata* FUCHS  
*Pleurotomaria crenatostriata* SANDBERGER  
*Pleurotomaria daleidensis alta* DREVERMANN  
*Pleurotomaria* sp.  
*Bembexia alta* (DREVERMANN)  
*Platyostoma naticoides* ROEMER  
*Platyceras dorsicarina* FUCHS  
*Platyceras paulospirale* FUCHS  
*Platyceras loranium* DIENST  
*Platyceras* sp.  
*Ptomatis rhenana* DREVERMANN  
*Loxonema obliquiarcuratum* SANDBERGER  
*Loxonema* ? sp.  
*Naticopsis* ? sp.

Nach bisheriger Kenntnis ist es nicht möglich, die oben aufgeführten Gattungen und Arten biostratigraphisch den einzelnen Horizonten des Hunsrückschiefers zuzuordnen. Ökologische und biofazielle Angaben über die Gastropoden des Hunsrückschiefers finden sich bei JAEKEL (1895: 103–104), W. E. SCHMIDT (1934: 36, 49, 107 u. 137) und A. H. MÜLLER (1965: 34–35).

#### 4. Tentaculitenfunde im Hunsrückschiefer

Tentaculiten gibt es im Hunsrückschiefer wesentlich zahlreicher als Gastropoden. KAYSER (1880) erwähnte erstmals ihr Vorkommen aus der Kaisergrube von Gemünden. Auf den Halden der verlassenen Dachschiefergruben findet man noch heute Schieferplatten, die viele Tentaculiten, oft schwarmweise angereichert, enthalten. Es handelt sich hierbei vor allem um die Art *Viriatellina fuchsi* (KUTSCHER), die in letzter Zeit mit Hilfe von Röntgenaufnahmen näher untersucht werden konnte (BRASSEL & KUTSCHER & STÜRMER 1971, BLIND & STÜRMER 1977). Es fanden sich Exemplare mit Weichteilerhaltung; Fangarme und ein Siphon wurden nachgewiesen; die Zugehörigkeit der Tentaculiten zu den Cephalopoden konnte so wahrscheinlichgemacht werden. Nach den im Kap. 2 zusammengestellten Literaturangaben kommen folgende Gattungen und Arten im Hunsrückschiefer vor:

*Tentaculites* n. sp. (*T.* cf. *scalaris* SANDBERGER)  
*Tentaculites annulatus* vel *scalaris* SCHLOTHEIM  
*Tentaculites grandis* ROEMER  
*Tentaculites* cf. *straeleni* MAILLIEUX  
*Tentaculites* aff. *fuhrmanni* DAHMER  
*Nowakia* aff. *praecursor* BOUČEK

*Nowakia* sp.  
*Viriatellina fuchsi* (KUTSCHER)  
 (*Nowakia gemündina* RUNZHEIMER = *V. fuchsi*)  
*Viriatellina* sp.  
*Styliolina* ? sp.

## 5. Schriftenverzeichnis

- BLIND, W. (1969): Die systematische Stellung der Tentaculiten. — *Paläontographica*, A, **133**: 101–145, 10 Abb., 8 Taf.; Stuttgart.
- & STÜRMER, W. (1977): *Viriatellina fuchsi* KUTSCHER (Tentaculoidea) mit Siphon und Fangarmen. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1977: 513–522, 5 Abb.; Stuttgart.
- BOUČEK, B. (1964): The Tentaculites of Bohemia. Their Morphology, Taxonomy, Ecology, Phylogony and Biostratigraphy. — 215 S., 36 Abb., 5 Tab., 40 Taf.; Prague.
- BRASSEL, G., & KUTSCHER, F., & STÜRMER, W. (1971): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 33. Erste Funde von Weichteilen und Fangarmen bei Tentaculiten. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **60**, HEINZ-TOBIEN-Festschr.: 44–50, 3 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BROILI, F. (1929): Ein neuer Archaeostrace aus dem rheinischen Unterdevon. — *Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Abt.*, Jg. 1929: 263–271; München.
- ENGELS, B. (1955): Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen (Rheinisches Schiefergebirge). — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **14**: 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf.; Wiesbaden.
- FISHER, D. W. (1962): Small Conoidal Shells of Uncertain Affinities. W98–W143. In *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W*, Lawrence, Kansas.
- FRECH, F. (1889): Über das rheinische Unterdevon und die Stellung des „Hercyn“. — *Z. dt. geol. Ges.*, **41**: 175–287; Berlin.
- (1897–1902): *Lethaea geognostica*, I. Theil, 2 Bd.: 24 u. 788 S., 35 Taf., 6 Kt., 551 Fig.; Stuttgart.
- FUCHS, A. (1899): Das Unterdevon der Loreleygegend. — *Inaug.-Diss.*: 97 S., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1901): Über neuere Beobachtungen im Unterdevon der Loreleygegend (Mittelrhein). — *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **54**: 43–49; Wiesbaden.
- (1915): Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleygegend). I. Teil. Beitrag zur Kenntnis der Hunsrückschiefer- und Unterkoblenzfauna der Loreleygegend. — *Abh. preuß. geol. L.-Anst.*, N. F., **79**: 80 S., 18 Taf.; Berlin.
- (1930): Versuche zur Lösung des Hunsrückschieferproblems. — *Sber. preuß. geol. L.-Anst.*, **5**: 231–245; Berlin.
- (1930): *Er. geol. Kt. Preußen u. ben. dt. L.*, Lfg. **288**, Bl. Bad Schwalbach, Nr. 3368: 70 S.; Berlin.
- GÜRICH, G. (1909): Leitfossilien. — 2. Lfg., Taf. 29–52; Berlin.
- (1931): *Mimaster hexagonalis*, ein neuer Kruster aus dem unterdevonischen Bundenbacher Dachschiefer. — *Palaeont. Z.*, **13**: 204–238, 11 Abb.; Berlin.
- JAEKEL, O. (1895): Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden Deutschlands. — *Palaeont. Abh.*, N. F., **3** (der ganzen Reihe Band 7): 3–116, 29 Abb., 10 Taf.; Jena.
- KAYSER, E. (1880): Über *Dalmanites rhenanus*, eine Art der Hausmanni-Gruppe, und einige andere Trilobiten aus den älteren rheinischen Dachschiefern. — *Z. dt. geol. Ges.*, **32**: 19–23, Taf. 3; Berlin.
- KUHN, O. (1961): Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer. — *Die Neue Brehm-Bücherei*, **274**: 48 S., 45 Abb.; Wittenberg Lutherstadt.
- KUPFAHL, H.-G. (1968): *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. Nr. 5913 Presberg: 49–57; Wiesbaden.
- KUTSCHER, F. (1931): Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **81**: 177–233, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1933): Über gestreifte Schiefer in den unterdevonischen Dachschiefern von Gemünden. — *Z. prakt. Geol.*, **41**: 131–133, 2 Abb.; Halle (Saale).
- (1934): Fossilien aus dem Hunsrückschiefer I. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **54**: 628–641, 1 Abb., Taf. 34; Berlin.

- (1937): Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer des Hunsrücks und ihre stratigraphische Stellung. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **57**: 186–237, 9 Abb.; Berlin.
- (1942): Das Alter der Bornhofener Schichten (Unterdevon) am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Ber. R.-Amt Bodenforsch., Jg. 1942: 179–186; Wien.
- (1963): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung im Hunsrückschiefer. 5. Pteropoden-Vorkommen im Hunsrückschiefer des Hunsrücks und Taunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 366–371, 3 Abb.; Wiesbaden.
- (1966): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 13. Lamellibranchiaten des Hunsrückschiefers. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 27–39, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1969): 25. Die Ammonoideen-Entwicklung im Hunsrückschiefer. — Ebenda, **97**: 46–64, Taf. 5–6; Wiesbaden.
- & HORN, M. (1962): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 1. Ein Fossilvorkommen im Leimbach-Tal nördlich Bacharach (Unterdevon, Mittelrhein). — Paläont. Z., H. SCHMIDT-Festband: 134–139, Taf. 13, 14; Stuttgart.
- LEPPLA, A. (1898): Erl. geol. Spec.-Kt. Preußen u. thür. St., Lfg. **63**, Bl. Buhlenberg (6308): 37 S.; Berlin.
- (1904): Erl. geol. Kt. Preußen u. ben. St., Lfg. **111**, Bl. Caub: 34 S.; Berlin.
- (1904): Erl. geol. Kt. Preußen u. ben. St., Lfg. **111**, Bl. Algenroth: 21 S.; Berlin.
- MITTMEYER, H.-G. (1978): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. Nr. 5813 Nastätten, 2. Aufl.: 112 S., 19 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MÜLLER, A. H. (1965): Lehrbuch der Paläozoologie, **2**, Invertebraten, Teil 2, Mollusc 2 — Arthropoda 1. — 2. Aufl., 502 S., 668 Abb.; Jena.
- 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. (1932): Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. — 224 S., 170 Abb.; Birkenfeld.
- RICHTER, R. (1931): Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins. — Senckenbergiana, **13**: 299–342, 16 Abb.; Frankfurt a.M.
- RUNZHEIMER, H. (1932): *Novakia gemündina* n. sp., ein Pteropod aus dem Hunsrückschiefer (Unterdevon) des Rheinischen Schiefergebirges. — Senckenbergiana, **14**: 87–91, 2 Abb.; Frankfurt a.M.
- SANDBERGER, F. von (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. Naturkde., **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.
- SEILACHER, A. (1960): Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 88–106, 13 Abb., Taf. 12–13; Wiesbaden.
- SOLLE, G. (1950): Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb., **65**: 299–380, 2 Abb., 3 Tab.; Hannover/Celle (Als Sonderdruck-Ausgabe 1950).
- ZINSER, R. (1959): Taunusquarzit und Hunsrückschiefer des Lützelsoons (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 92–118, 5 Abb., Taf. 13–19; Wiesbaden.

## Zur Geologie und Stratigraphie der Hochweiser Mulde (Bl. 5617 Usingen, östlicher Taunus, Rheinisches Schiefergebirge)\*

Von

SIEGFRIED RIETSCHEL und BERNHARD STRIBRNY\*\*

Kurzfassung: Die geologischen und stratigraphischen Verhältnisse in der Hochweiser Mulde werden beschrieben. Dabei ergeben sich sichere Beweise für unterkarbonische Schichten im östlichen Taunus. Die paläogeographische Entwicklung und die tektonische Beanspruchung werden kurz erläutert.

[On geology and stratigraphy of the Hochweisel syncline (Sheet 5617 Usingen, eastern Taunus mountains, Rheinisches Schiefergebirge)]

Abstract: Geology and stratigraphy of the Hochweisel syncline are described. There is evidence for Lower Carboniferous strata in this region. Paleogeographic development and tectonics are interpreted shortly.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .		13
2. Geologischer Überblick . . . . .		14
3. Stratigraphie . . . . .		16
3.1. Unterdevon . . . . .		16
3.2. Mitteldevon . . . . .		17
3.3. Oberdevon . . . . .		19
3.4. Unterkarbon . . . . .		20
4. Tektonik . . . . .		21
4.1. Regionaltektonischer Rahmen . . . . .		21
4.2. Spezielle Tektonik der Hochweiser Mulde . . . . .		22
5. Paläogeographie . . . . .		23
6. Schriftenverzeichnis . . . . .		25

### 1. Einleitung

Die Hochweiser Mulde, am Ostrand des Taunus gelegen, wurde in den vergangenen Jahren von STRIBRNY (1978) im Rahmen einer Diplomarbeit geologisch neu untersucht. Dabei wurde das Gebiet im Maßstab 1:10000 kartiert, tektonisch

\* Herrn Prof. Dr. HANS-JOACHIM LIPPERT zum 65. Geburtstag.

\*\* Prof. Dr. S. RIETSCHEL, Landessammlungen für Naturkunde, Erbprinzenstr. 13, 7500 Karlsruhe 1; Dipl.-Geol. B. STRIBRNY, Institut für Geochemie und Lagerstättenkunde der Universität, Schumannstraße 43, 6000 Frankfurt a. M. 1.

aufgenommen und soweit als möglich die Stratigraphie geklärt. Die Betreuung erfolgte durch Dr. A. Prüfert, Prof. Dr. S. Rietschel und Prof. Dr. J. Winter (alle Frankfurt).

Nachfolgend wird über die Ergebnisse der Arbeit durch STRIBRNY berichtet. RIETSCHEL hat für die Datierungen die Mikrofaunen bearbeitet sowie einen Teil der Stratigraphie und die Paläogeographie dargestellt.

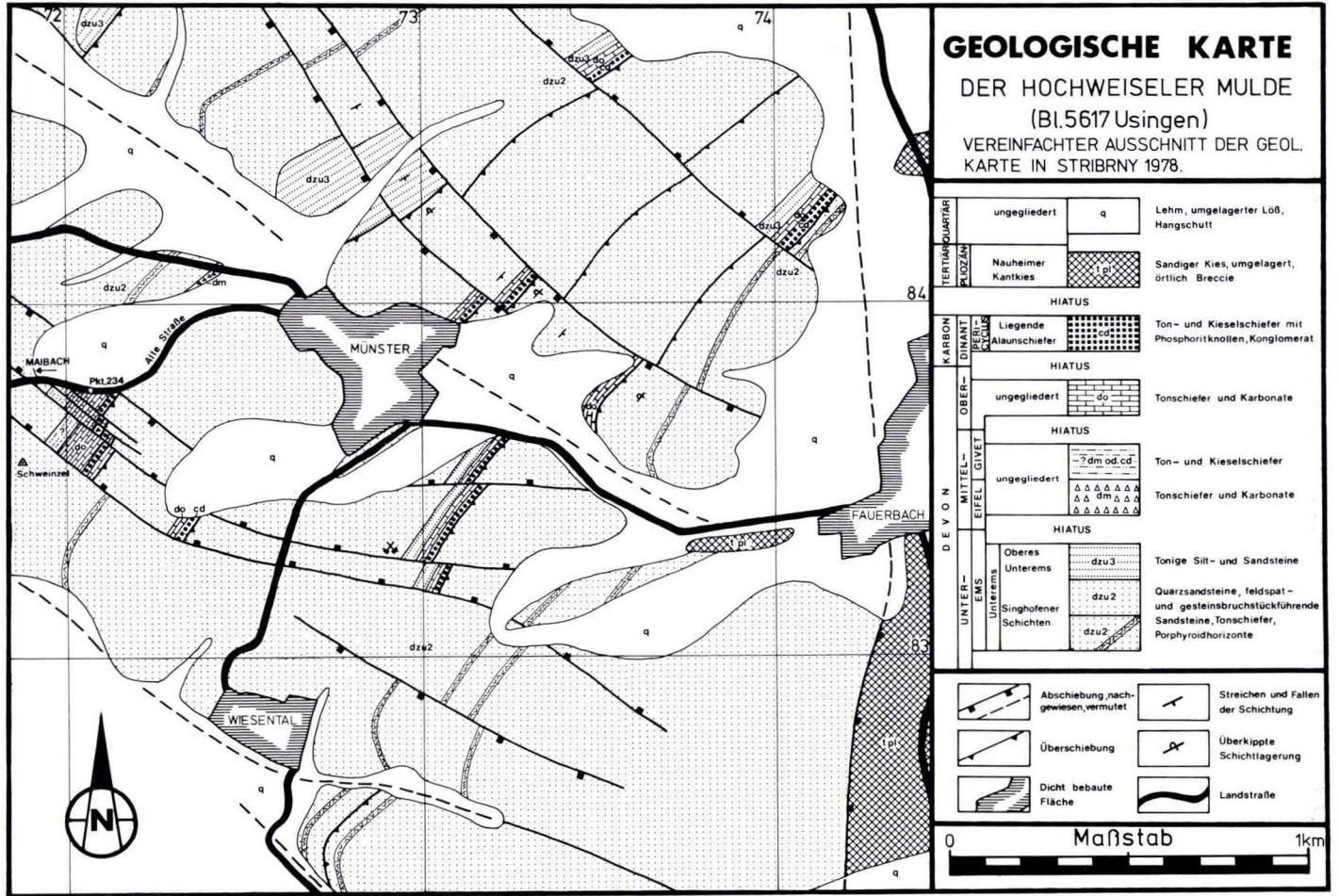
## 2. Geologischer Überblick

Die Hochweiser Mulde liegt am Ostrand des Taunus zwischen Usingen und Friedberg im NE-Quadranten der TK 25 Bl. 5617 Usingen. Der Ostrand des Taunus bildet, geologisch gesehen, die Grenze zwischen dem variscisch gefalteten Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges und dem tertiären Großgrabensystem der Hessischen Senke. Das Paläozoikum N des Taunushauptkammes wird, bis zur Lahnmulde, vor allem von den mächtigen klastischen Sedimentserien des Unterems aufgebaut. Diese tauchen nach NE unter die Deckschichten der Hessischen Senke ab, so daß im Streichen einzelne Muldensysteme einfindern, die jüngere Schichten des Devons und Unterkarbons enthalten. Die südlichste dieser Mulden ist die Hochweiser Mulde, die im Streichen durch die Usinger Mulde weiter im SW fortgesetzt wird; eine Hochscholle von Gesteinsserien des Unterems trennt beide voneinander.

Da die mittel- bis oberdevonischen Gesteine in den Mulden teils als Kalksteine vorliegen, sind sie der ortsansässigen Bevölkerung wohl schon früh bekannt gewesen und von ihr genutzt worden (Flurbezeichnungen „Kalkofen“ bei Usingen, „Kalkgärten“ bei Münster; lokale Verwendung als Baustein noch nachweisbar in Münster). In geologischen Übersichtskarten des 19. Jahrhunderts sind die Vorkommen schon andeutungsweise enthalten, aber erst STIFFT (1831) und FRANK (1898) haben sie erwähnt; MICHELS (1928) hat die Hochweiser wie auch die Usinger Mulde in seinem Anteil der geologischen Aufnahme des Blattes Usingen-Fauerbach (MICHELS & SCHLOSSMACHER) kartiert und die dort vorkommenden Gesteinsserien eingehender beschrieben und stratigraphisch eingeordnet. Dabei wurden die Gesteine des Muldenkernes als dem Oberems und Mitteldevon zugehörig angesprochen. RIETSCHEL (1961, 1966) hat die Abfolge in der Usinger Mulde genauer untersucht und datieren können, wobei er den sogenannten „Usinger Kalk“ in die Eifel-Stufe einordnen und erstmals oberdevonische Anteile der Schichtenfolge belegen konnte. Unterkarbon vermutete er anhand von Phosphoritknollen in Lesesteinen. Aus der Hochweiser Mulde konnte er oberdevonische Schichten an zwei Lokalitäten mit Conodonten datieren; HENNINGSEN (1963) hat die begleitenden Grauwacken untersucht. Die zeitliche Eingliederung der Kieselschiefer in der Hochweiser Mulde gelang nicht.

Die Aufschlußverhältnisse in der Hochweiser Mulde sind schlecht und die Tektonik ist kompliziert. Erst die Neukartierung (Abb.1) und die kleintektonische Aufnahme durch STRIBRNY (1978) erbrachte eine Gliederung der Mulde in ein Synklinorium. In einzelnen, tektonisch stark gestörten Muldenzügen konnten dann anhand von Conodontenfaunen weitere Einzelheiten über die mittel- bis oberdevonische Schichtenfolge erarbeitet und erstmals der gesicherte Nachweis von Unterkarbon in Kieselschieferfazies erbracht werden.

Abb. 1. Geologische Übersichtskarte der Hochweiser Mulde nach Stribrny (1978).





### 3. Stratigraphie

Die Schichtenfolge in der Hochweiser Mulde ist, wie in den benachbarten Gebieten, unvollständig. Primäre Schichtlücken, komplizierte tektonische Lagerungsverhältnisse und mäßige Aufschlußverhältnisse sind die Ursache. Die Klärung des tektonischen Baustils, der lithologische und fazielle Vergleich mit Nachbargebieten und einige künstliche Aufschlüsse sicherten die stratigraphische Abfolge.

#### 3.1. Unterdevon

Die von FUCHS (1907) aufgestellte und von SOLLE (1950) erweiterte Unteremsgliederung kann übertragen werden:

- Porphyroidfreies oberes Unterems (tu3u3 = dzu3)
- Singhofener Schichten mit Porphyroiden (tu3u2 – dzu2)
- Spitznack-Schichten (tu3u1 = dzu1)

#### Singhofener Schichten

In der Hochweiser Mulde gehören die ältesten Gesteine zu den Singhofener Schichten. Nach unten haben sie eine tektonische Begrenzung gegen den aufgeschobenen Taunusquarzit im SE-Quadranten des Bl. Usingen. An der Obergrenze erfolgt ein lithologischer Wechsel zu den porphyroidfreien Schichten des oberen Unterems. Diese lithostratigraphische Grenze ist in der Hochweiser Mulde an einer kleinen Böschung 200 m NNW Münster (R 72600, H 84300) aufgeschlossen. Die Gesamtmächtigkeit der Singhofener Schichten auf Bl. Usingen wird von MICHELS (1928) auf 1750 m geschätzt.

Zur Datierung der Singhofener Schichten steht eine verhältnismäßig reiche Makrofauna zur Verfügung. Am häufigsten findet man in Schillbänken zusammengespülte Brachiopodenreste, die entweder als Steinkerne oder, in verwitterungsgeschützten Lagen, auch kalkschalig erhalten sind. Eine Fossilliste ist in STRIBRNY (1978: 14) enthalten. Petrographisch sind die mächtigen Ablagerungen der Singhofener Schichten recht monoton aufgebaut. Der im Bereich der Hochweiser Mulde ausstreichende, ca. 200 m mächtige Teil dieser Serie setzt sich, mit Ausnahme zweier Porphyroidlagen, aus normalen klastischen Sedimenten zusammen. Überwiegend sind es Gesteine der Sandfraktion. In diese sandigen Gesteine sind häufig feiner klastische Lagen und Bänke eingeschaltet, die sowohl als feingeschichtete, siltige Sandsteine und sandige Siltsteine, aber auch als reine Silt- und Tonsteine vorliegen, meist durch die tektonische Beanspruchung stark geschiefert. Dunkle, blaugraue, bis zu 20 m mächtige Partien in den Silt- und Tonschiefern führen konkretionäre Kieselgallen.

Grobklastische Sedimente sind nur vereinzelt zu finden. Konglomeratische oder brekziöse Gesteine sind auf einzelne Bänke oder Bankfolgen beschränkt. Die Geröllkomponenten setzen sich ausschließlich aus aufgearbeitetem und anschließend resedimentiertem Material zusammen.

Im Gebiet der Hochweiser Mulde sind zwei für die Singhofener Schichten typische Porphyroidlagen aufgeschlossen. Es handelt sich bei diesen um 0,5 – 12 m mächtige Folgen eines tuffitischen Gesteines (s. LOSSEN 1869), dessen vulkanogene Komponen-

ten eines keratophyrischen Magmas vermischt mit klastischen Sedimentanteilen sedimentiert wurden. Die Porphyroidlagen lassen sich als tephrostratigraphische Zeitmarken verwenden. Aufschlüsse in den Singhofener Schichten sind die Felsklippe 700 m SE Münster (R 73630, H 83630) und der ehem. Steinbruch 200 m W des Eichberges (R 72680, H 82500).

### Porphyroidfreies oberes Unterems

In der Hochweiser Mulde ist der Ausstrich von Gesteinen des porphyroidfreien oberen Unterems auf die einzelnen Muldenzüge des Synklinoriums beschränkt. Die Untergrenze läßt sich lithologisch durch das Einsetzen milder, tonig gebundener Sandsteine festlegen. Das völlige Fehlen der in den Singhofener Schichten relativ reichen Fauna unterstreicht diese Grenzziehung. Außer fraglichen Wurmbauten und z. T. recht häufigen Pflanzenhäcksellagen konnten keine Fossilien gefunden werden. Eine Obergrenze ist nicht aufgeschlossen. Nur anhand von Lesesteinen läßt sich vermuten, daß das Ems von Gesteinen des Mittel- oder Oberdevons überlagert wird. Die Mächtigkeit wird auf 70–100 m geschätzt.

SOLLE (1950) konnte weiter im N auf Bl. 5517 Cleeberg eine Schichtlücke zwischen dem oberen Unterems und dem Emsquarzit nachweisen und stellt letzteren an die Wende Unterdevon/Mitteldevon. In der Hochweiser Mulde fehlt sowohl der Emsquarzit als auch das tiefe Mitteldevon.

Petrographisch baut sich das obere Unterems ausschließlich aus klastischen Sedimenten auf. Am häufigsten stehen tonig gebundene, leicht zu zerbrechende Quarzsandsteine an, in die feingeschichtete sandige Siltsteine eingelagert sind. Die für die Singhofener Schichten charakteristischen Porphyroide fehlen. Den besten Aufschluß im oberen Unterems bietet der (z. Z. als Müllkippe verfüllte) ehem. Steinbruch 200 m N Münster-Philippseck (R 72930, H 84300).

### 3.2. Mitteldevon

MICHELS (1928) hat bei der Kartierung in der Hochweiser Mulde mitteldevonische Schichten in größerer Verbreitung angesprochen. Er rechnete hierzu Tonschiefer und kalkige Gesteine, die allerdings von RIETSCHEL (1961, 1966) größtenteils als oberdevonisch erkannt wurden; sicheres Mitteldevon konnte in der Hochweiser Mulde nur in einer Kalkgerölle führenden Tonschieferschicht „In den Kalkgärten“ (ca. 600 m E Münster, R 73500, H 83640) belegt werden. Bei der Neukartierung ließ sich ein weiteres Vorkommen nachweisen, das zeitweilig im Frühjahr 1977 aufgeschlossen war.

Es liegt am Nordhang des „Schweintel“ und kam durch die Bauarbeiten für die insgesamt 2 km lange Ringwasserleitung Münster zutage. Nahe der alten Straße Münster–Maibach (ca. 600 m WSW der Kirche von Münster, R 72070, H 83740) schnitt der Graben auf 200 m Länge mit einer Tiefe von 1–4 m den z. T. überkippten SE-Flügel einer Spezialmulde der Hochweiser Mulde an. Der NW-Flügel derselben ist an der Straßenböschung aufgeschlossen (RIETSCHEL 1966: Abb. 9). Die frischen Aufschlüsse im Graben (Abb. 2) ermöglichen eine detaillierte Profilaufnahme, bei der mitteldevonische, oberdevonische und unterkarbonische Schichten sicher datiert werden konnten.

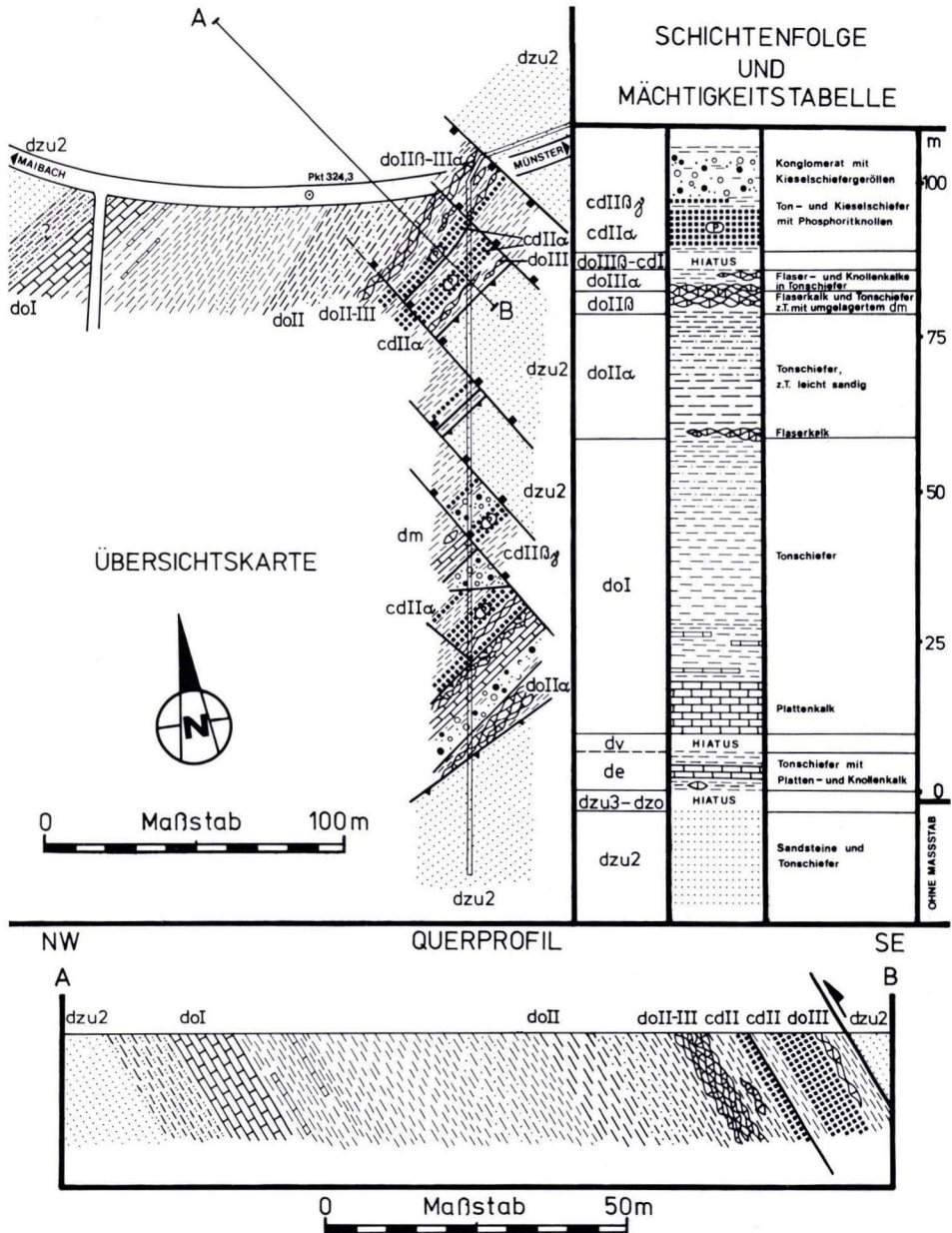


Abb.2. Spezialkarte und Profil an der alten Straße Münster – Maibach und im Rohrleitungsgraben der Ringwasserleitung 1977 (Bl. 5617 Usingen).

Die mitteldevonischen Gesteine waren in einer Mächtigkeit von etwa 10 m aufgeschlossen. Die intensive Einfaltung hat, begünstigt durch das unterschiedliche mechanische Verhalten der Gesteine, gerade in der mitteldevonisch-unterkarbonischen Gesteinsserie zu zahlreichen kleinen Aufschuppungen geführt, die es nicht mehr zulassen, wahre Mächtigkeiten zu rekonstruieren. So sind auch die Mitteldevonvorkommen tektonisch begrenzt. Es ist ferner kaum möglich, sie lithologisch von den oberdevonischen Gesteinen zu unterscheiden, denen sie faziell und petrographisch sehr ähnlich sind. Lediglich die Mikrofaunen erlaubten eine Trennung von den oberdevonischen Gesteinen; so ist nicht ganz sicher zu sagen, ob das Mitteldevon autochthon ist oder im tiefsten Oberdevon resedimentiert wurde. Die in den benachbarten Gebieten typischen mitteldevonischen Gesteinsfolgen der Wissenbacher Schiefer und des Massenkalkes fehlen in der Hochweiser Mulde gänzlich.

Petrographisch sind die mitteldevonischen Gesteine graue, wellige Flaserkalke und dünnbankige Plattenkalke, in die weiche, gelbgraue Siltsteine und Tonschiefer eingelagert sind.

### 3.3. Oberdevon

Das vollständigste Oberdevonprofil in der Hochweiser Mulde ist an der alten Straße Münster—Maibach (R 72070, H 83740) aufgeschlossen und wurde von RIETSCHEL (1966: Abb.9) beschrieben. Der oben genannte Kanalgraben (Abb.2) wiederholte Teile des Profiles und ergänzte die Schichtenfolge bis in das Unterkarbon. So lassen sich nun Aussagen über die gesamte oberdevonisch-unterkarbonische Schichtenfolge der Hochweiser Mulde NW Münster machen.

#### Adorf-Stufe

Die Basis der oberdevonischen Schichtenfolge bilden dunkelgraue Plattenkalke von etwa 6—7 m Mächtigkeit. Sie sind dünnbankig entwickelt und enthalten geringmächtige Einlagerungen von gelbgrauen Siltsteinen und Tonschiefern. Die Untergrenze dieser Serie ist nicht aufgeschlossen; wahrscheinlich lagert sie, tektonisch begrenzt, direkt unterdevonischen Gesteinen auf, die auch in unmittelbarer Nachbarschaft an der Straßenböschung anstehen. Über den Plattenkalken folgen mit einer Mächtigkeit von 15—20 m Tonschiefer, denen vereinzelt Kalkbänkchen und Lagen von Kalkknoten eingeschaltet sind. Sie werden hier noch zur Adorf-Stufe gerechnet, obwohl der Übergang zu den Nehden-Gesteinen gleitend ist.

#### Nehden-Stufe

Tonschiefer, die ohne deutliche lithologische Grenze mit einer Mächtigkeit von etwa 10 m über den Adorf-Schichten folgen, lassen sich nach vereinzelt Ostracoden-Funden (Entomozoen der *serratostrata-nehdensis*-Gruppe) der Nehden-Stufe zuordnen. Diese Tonschiefer enthalten geringmächtige Kalkbänder und sind tektonisch stark beansprucht. Das gilt auch für die überlagernden, etwa 20—25 m mächtigen feinklastischen Sedimente, die ebenfalls der Nehden-Stufe zuzurechnen sind. Es sind

vorwiegend gelbbraune Silt- und Tonschiefer, in die feingeschichtete, sandige Siltlagen eingeschaltet sind.

### Hemberg-Stufe

Die jüngsten Schichten der Oberdevon-Folge sind 4–5 m mächtige Flaserkalke, die aus unregelmäßig begrenzten, mittel- bis hellgrauen Kalkbändern und flasrig zwischengeschalteten cm-dünnen, gelbgrauen, leicht sandigen Silt- und Tonschichten aufgebaut sind. In diesen Gesteinen sind Conodontenfaunen der hohen Nehden- und tiefen Hemberg-Stufe enthalten, in denen gelegentlich auch einzelne mitteldevonische Conodonten zu finden sind.

### 3.4. Unterkarbon

Schon MICHELS (1928) erwog, daß die Kieselschiefer der Usinger und Hochweiseler Mulde später einmal in das Unterkarbon eingestuft werden könnten. RIETSCHEL (1961, 1966) vermutete, bestärkt durch Funde von Phosphoritknollen, wie sie für die Liegenden Alaunschiefer typisch sind, ebenfalls unterkarbonische Schichten in der Usinger Mulde. Ein sicherer Beweis unterkarbonischer Schichten im Taunus liegt erst jetzt vor, nachdem im Rohrleitungsgraben SW Münster (Abb. 2) von den Verfassern Conodonten in den Kieselschiefern gefunden wurden. Diese Conodonten, mäßig als Abdrücke erhalten und spärlich, sprechen insgesamt für die Zugehörigkeit der Kieselschiefer zur *Pericyclus*-Stufe<sup>1</sup>.

Die für die Datierung herangezogenen Conodonten aus den Kieselschiefern gehören zu folgenden Formen:

*Falcodus* sp.

*Siphonodella crenulata* COOPER

*Siphonodella duplicata* BRANSON & MEHL

*Siphonodella obsoleta* HASS

*Polygnathus* cf. *orthoconstricta* THOMAS

*Polygnathus inornata* BRANSON

*Pseudopolygnathus triangula* ssp.

(Fauna 8/4, Datierung: cu II  $\alpha$ )

*Gnathodus* sp. sp.

*Hindeodella* sp.

*Prioniodina* sp.

(Fauna 9/6, Datierung: vermutlich cu II  $\beta/\gamma$ )

### *Gattendorfia*-Stufe

Ein Nachweis für Schichten der *Gattendorfia*-Stufe ließ sich nicht erbringen, und es ist möglich, daß diese fehlen. Eine andere Möglichkeit wäre, daß *Gattendorfia*-

<sup>1</sup> Die für die Datierungen der mitteldevonischen bis oberdevonischen Schichten herangezogenen Conodontenfaunen sind in STRIBRNY (1978) einzeln aufgeführt; diese Faunen wurden im Senckenberg-Museum, Frankfurt am Main, aufbereitet und werden, wie auch die Unterkarbon-Faunen, dort aufbewahrt.

Schichten als geringmächtige kieselige Schiefer oder Tonschiefer in den der *Pericyclus*-Stufe zugeordneten Gesteinen enthalten sind, ohne daß sie sich von diesen abtrennen lassen.

### *Pericyclus*-Stufe

Ein Gesteinspaket von insgesamt 15–20 m Mächtigkeit steht in dem tektonisch stark beanspruchten Profil in unmittelbarem Kontakt mit den oberdevonischen Gesteinen der Hemberg-Stufe. Es setzt sich aus Ton- und Kieselschiefern zusammen und wird von einem mangels Fossilien nicht datierbaren Konglomerat überlagert. Die Ton- und Kieselschiefer enthalten Conodonten, die sie den Liegenden Alaunschiefern zuweisen. Möglicherweise gehört auch das Konglomerat, dessen Obergrenze nicht aufgeschlossen war, noch zu diesen. Jüngere paläozoische Schichten lassen sich in der Hochweiser Mulde nicht nachweisen.

Die Basis der Liegenden Alaunschiefer bilden ca. 6 m mächtige graue Silt- und Tonschiefer, die z.T. eingekieselt sind. Über ihnen lagern ca. 4 m mächtige schwarze Kieselschiefer, die teils lyditch sind, vereinzelt auch Tonschieferlagen enthalten. Im Dünnschliff zeigen die Kieselschiefer eine Feinschichtung von wechselnd hellen und dunklen Lagen. Quarzadern durchtrümmern häufig das sehr harte, splittrig brechende Gestein. Kennzeichnend für die Liegenden Alaunschiefer sind die recht zahlreichen, z.T. in Lagen auftretenden Phosphoritknollen, wie sie auch andernorts im Rheinischen Schiefergebirge für dieses Schichtglied typisch sind. Die Knollen haben 2–5 cm Ø und sind meist abgeplattet mit äquatorialer Naht. Die röntgenographische Untersuchung ergab, daß sie im wesentlichen aus Quarz und Apatit bestehen.

Über diesen Kieselschiefern folgen ca. 8 m mächtige graue, siltige Tonschiefer mit vereinzelt Zwischenlagen von Kieselschiefern. Das die Serie zum Hangenden abschließende Konglomerat hat eine dunkle siltig-tonige Matrix. Es enthält teils eckige ungerundete, teils kantengerundete bis gut gerundete Gerölle von 2–30 mm Ø. Als Geröllkomponenten treten hauptsächlich sandige und siltige Sedimentgesteine, Tonschieferbruchstücke und Quarzgerölle, daneben Kieselschiefer- und selten Quarzgerölle auf. Diese Komponenten des Konglomerates deuten auf eine Aufarbeitung der in der näheren Umgebung anstehenden Gesteine schon zur Unterkarbonzeit hin.

Die unterkarbonischen Gesteine standen im genannten Rohrleitungsgraben (R 72070, H 83740) an und sind sonst in der Hochweiser Mulde nur noch in den Lesesteindecken vorhanden.

## 4. Tektonik

### 4.1. Regionaltektonischer Rahmen

Der tektonische Bau dieser Region wurde durch zwei dominierende, zeitlich getrennte Ereignisse geprägt.

Während der variscischen Faltung deformierten großräumige, langanhaltende Einengungsbewegungen die anisotrop reagierende Gesteinsfolge der variscischen Geosynklinale. Hieraus resultiert der NW-vergente Faltenbau dieses Gebietes als Teil

des Rheinischen Schiefergebirges mit einem Generalstreichen der Faltenachsen von  $50-60^\circ$ .

Das zweite tektonische Ereignis erfolgte im Tertiär. Es führte durch eine bruchtektonische Überprägung des Gebirgsbaues zur Bildung des Grabensystems der Hessischen Senke. Die Hessische Senke ist Teil eines Großgrabensystems, dessen dominierendes Strukturelement der Oberrheingraben ist. Der Westrand der Hessischen Senke durchzieht diese Region mit langen NNE-SSW streichenden Störungen, die den Ostrand des Taunus bilden. Im Bereich der Hochweiser Mulde ist der Westrand der Hessischen Senke in Spezialhorste und Gräben aufgegliedert. Diese bilden eine synthetische Schollentreppe, an der das Paläozoikum nach NE unter das Schollenmosaik des Deckgebirges der Hessischen Senke abtaucht.

#### 4.2. Spezielle Tektonik der Hochweiser Mulde

Die geologische Kartierung und die kleintektonische Aufnahme ergaben, daß sich die Hochweiser Mulde aus einem Synklinorium von drei NW-vergente Muldenzügen und sie trennenden Sattelbereichen aufbaut. Die Faltenachsen streichen  $50^\circ$  und tauchen mit durchschnittlich  $7-10^\circ$  nach NE hin ab.

Der vergente Faltenbau entwickelt sich aus einem Anfangsstadium mit flachen Aufwellungen der Schichtenfolge, die bei der weiteren ungleichmäßigen Einengung zunächst asymmetrische Falten mit langen SE- und kurzen NW-Flügeln bildete. Im folgenden Stadium wurde das Gestein vor allem in den Umbiegungszonen geschiefert, die kurzen NW-Flügel überkippten. Anschließend zerscherten die Falten in den Umbiegungszonen, und es kommt an streichenden Störungen zu Auf- und Überschiebungen. Der gesamte Gebirgsabschnitt wellte sich großräumig in Antiklinorien und Synklinorien.

Senkrecht zur Haupteinengungsrichtung dehnte der sich faltende Gebirgskörper aus. Die Gesteine glichen diese Ausdehnungsbewegungen durch Quer- und Diagonalklüfte aus. Diese Klüfte zerlegten den Gebirgskörper in Einzelschollen, an deren Grenzen es zu Dislokationen und Blattverschiebungen kam. Im Tertiär lebten diese Störungen z. T. wieder auf und begünstigten den komplizierten Schollenbau.

Ein dreidimensionales Modell zeigt schematisiert diesen Gebirgsbau. An einem gefalteten Schichtpaket mit wechsellagernden kompetenten und inkompetenten Gesteinen werden die einzelnen Kluft- und Scherflächensysteme und deren mechanische Zusammenhänge dargestellt (Abb. 3).

Die Schichtung gibt den NW-vergente, asymmetrischen Faltenbau mit langen SE- und kurzen, überkippten NW-Flügeln wieder.

Die Schieferung zeigt in diesem Modell einer Biegescherfalte eine Fächerstellung in der kompetenten Bank, in den inkompetenten Bänken liegt sie parallel der Faltenachsenfläche (bc).

Die Schnittlinien von Schichtung und Schieferung ergeben die  $\delta 1$ -Lineare.

Die dargestellten Diagonal- und Scherklüfte (hkO, Okl, hOl) zeigen, wie einengende und ausdehnende Bewegungen innerhalb einer Falte kompensiert werden. Während in den Umbiegungszonen an streichenden bc- und hOl-Klüften Aufschiebungen auftreten, kommt es auf den längeren SE-Flügeln an hOl-Klüften zu Abschiebungen und

### Modell des NW-vergenten Faltenbaues und des tektonischen Inventars

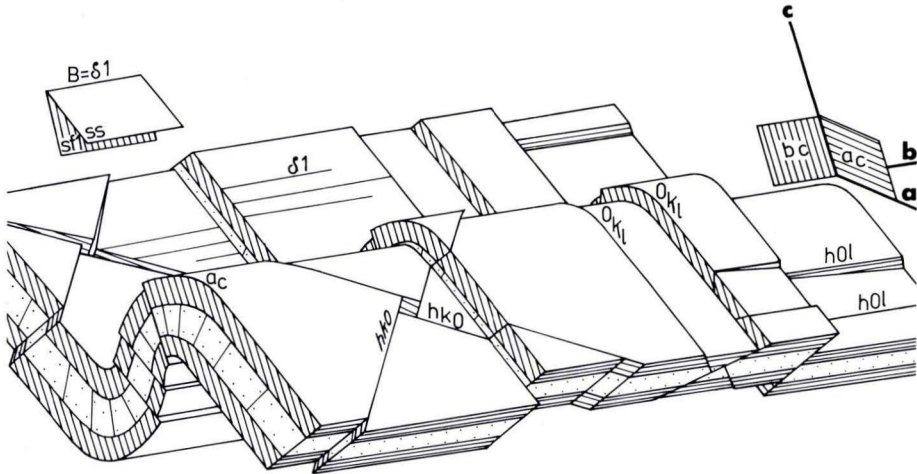


Abb.3. Tektonisches Modell des Faltenbaues in der Hochweiser Mulde (Erläuterung im Text).

Rotationen. An hkO-Klüften können Blattverschiebungen stattfinden. Die Ausdehnung parallel zur B-Achse führt zur Bildung von ac-Querklüften und verursacht die paarige Anlage querstreichender Okl-Scherklüfte. Beide Kluftsysteme begrenzen die so entstehenden Querschollen, die nach der bruchtektonischen Überprägung im Tertiär eine kompliziert gebaute Schollentreppe bilden.

Mit Hilfe dieses Modells lassen sich nun, auch im Gelände, sowohl isoliert aufgeschlossene Faltenausschnitte als auch einzelne Trennflächen ansprechen und in ein räumliches Gesamtbild einfügen.

### 5. Paläogeographie

Im Unterdevon stimmen die stratigraphische Folge des Unterems und die fazielle Ausprägung der Gesteine mit dem übrigen Hintertaunus-Gebiet überein. Das Oberems scheint zu fehlen, wohl infolge einer größeren Schichtlücke. Im weiter nördlich gelegenen Raum um Cleeburg, d.h. näher dem Kerngebiet der östlichen Lahnmulde, sind Schichtlücken im Oberems nachweisbar (SOLLE 1950), jedoch erfolgte dort die Sedimentation offensichtlich kontinuierlicher als in der Hochweiser Mulde.

Auch im Mitteldevon setzt sich die sehr lückenhafte Überlieferung fort, wobei nicht entschieden werden kann, ob primäre Schichtlücken vorliegen oder ob ursprünglich vorhandene Sedimente noch während der Mitteldevonzeit erodiert wurden. Weder die Fazies der Wissenbacher Schiefer oder der Tentakulitenschiefer, noch die des typischen Massenkalkes ist vorhanden. 3–10 km N der Hochweiser Mulde in der Oes-Mulde und in der Niederkleener Mulde (Bl. 5517 Cleeburg) sind Wissenbacher



Schiefer und Massenkalk verbreitet, doch scheint dort die Schichtenfolge des Mitteldevons unregelmäßig ausgebildet, mit einer von S nach N fortschreitenden Zunahme in der Vollständigkeit. Dort treten auch in den mitteldevonischen Schichten interne Brekzien und Aufarbeitungshorizonte auf (WERDING 1967). An die Stelle der Normalfazies tritt so in der Hochweiser Mulde höchstens ein geringmächtiges, schwer datierbares, fragliches Mitteldevon in toniger bis siltiger Fazies mit karbonatischen Lagen. Damit sind Beziehungen zur Usinger Mulde weiter im SW vorhanden, ohne daß die dort sicher datierten Karbonate (RIETSCHEL 1961) und die grobklastischen Mitteldevonsedimente gleichartig vertreten wären. Wann die geringmächtigen, als Mitteldevon eingestuften Schichten der Hochweiser Mulde zur Ablagerung kamen, läßt sich nicht sicher entscheiden, da durchaus auch möglich ist, daß die Mikrofossilien aufgearbeitet in Sedimente an der Wende Mitteldevon/Oberdevon oder im ältesten Oberdevon umgelagert wurden.

Im Oberdevon sind die Sedimente in der Hochweiser Mulde von denen der Normalfazies der Lahnmulde nicht mehr deutlich verschieden, wenn man davon absieht, daß allgemein die Anteile an gröber klastischen Komponenten hoch und die Mächtigkeiten sehr reduziert sind. Die deutliche Eintiefung des Meeres mit der Oberdevontransgression macht sich in der Hochweiser Mulde mit einer geringmächtigen, aber typischen Folge von Adorf-Plattenkalken bemerkbar. Im höheren Adorf leiten sie in grau bis grün gefärbte Tongesteine mit einzelnen Kalkbänkchen und Silt- bis Sandeinschaltungen über, die – recht geringmächtig – auch die Nehdenzeit repräsentieren. Sie sind zeitliche Äquivalente der überwiegend roten Cypridinschiefer (Tonsteine und Kalkknottenschiefer) in den inneren Trogebieten. Bereits in der Nehden-Stufe setzen Flaserkalksteine geringer Mächtigkeit ein, wie sie in der Normalfazies erst die höhere Hemberg-Stufe kennzeichnen. Mit Flaserkalksteinen der Hemberg-Zeit und den sie begleitenden siltig-sandigen Sedimenten endet in der Hochweiser Mulde die datierbare Oberdevonfolge. Es ist möglich, daß die feinklastische, siltig-sandige Sedimentation auch noch bis in die jüngere Oberdevonzeit andauerte, doch läßt sich diese Vermutung nicht sicher mit Faunen belegen.

Im Unterkarbon findet in der Hochweiser Mulde wieder ein Angleichen an die Normalfazies statt, indem es zur Ausbildung von Kieselschiefern kommt, in die – wie den Liegenden Alaunschiefern der Normalfazies – Phosphoritknollen in einzelnen Lagen eingeschaltet sind. Die spärlichen Conodontenfaunen legen nahe, diese Gesteine den Liegenden Alaunschiefern gleichzusetzen. Auch während der *Pericyclus*-Zeit wurden nur vergleichsweise geringe Sedimentmengen abgelagert. Auf Bl. 5517 Cleberg haben die kieseligen Gesteine des Unterkarbons erheblich größere Mächtigkeit. Den jüngsten Teil der paläozoischen Schichtenfolge in der Hochweiser Mulde bildet ein Geröllhorizont, der zu den Liegenden Alaunschiefern oder den Kulmkiesel-schiefern gehören könnte, vielleicht aber auch zur Gießener Grauwacke überleitet (vgl. HENNINGSEN 1963, HENNINGSEN & RIETSCHEL 1964).

In auffallender Weise fehlen der Entwicklung von Mitteldevon, Oberdevon und Unterkarbon die aus dem Lahn-Dill-Gebiet bekannten Einschaltungen vulkanischer Gesteine.

Allgemein läßt sich feststellen, daß die gesamte Sedimentation vom Oberems bis zur *Pericyclus*-Stufe durch Schichtlücken unterbrochen und auf eine geringe Gesamt-

mächtigkeit reduziert ist. Die fazielle Ausbildung nähert sich dann der des zentralen Lahngbietes, wenn sich dort Ablagerungen tieferen Wassers einstellen.

So sind gerade die transgressiven Phasen im Oberdevon und Unterkarbon, die die weiträumigste fazielle Einheit mit sich brachten, auch in der Hochweiser Mulde durch Sedimentgesteine vertreten, die denen der Normalfazies am nächsten kommen (Adorf-Plattenkalke, Nehden/Hemberg-Flaserkalke, Liegende Alaunschiefer/Kulmkieselschiefer). Die Regressionsphasen im Mitteldevon und höheren Oberdevon sind hingegen höchstens durch gröber klastische, geringmächtige Einschaltungen belegt.

Dies alles spricht dafür, daß vom Oberems an im Hintertaunus (Usinger Mulde, Hochweiser Mulde) ein ausgedehntes Hochgebiet gelegen hat, das entweder als Südrand des Lahntroges (RIETSCHEL 1966) angesprochen werden kann oder, allgemeiner, als submarine Schwelle, fortdauernd aus der „Taunus-Insel“ SOLLES (1942). Die Schichten wurden sicher submarin abgelagert; sie lagen offensichtlich nicht im Einflußbereich einer Küste, denn sonst wären gröber klastische Sedimente in größerer Mächtigkeit zu erwarten.

#### 6. Schriftenverzeichnis

- FRANK, W. (1898): Beiträge zur Geologie des südöstlichen Taunus, insbesondere der Porphyroide dieses Gebietes. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., **32**: 42–76, 2 Taf.; Gießen.
- FUCHS, A. (1907): Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein. — Z. dt. geol. Ges., **59**: 96–119, 2 Abb.; Berlin.
- HENNINGSSEN, D. (1963): Zur Herkunft und Unterscheidung der sandigen Gesteine am Südostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1963 (2): 49–67, 3 Abb., Stuttgart.
- & RIETSCHEL, S. (1964): Devon und geröllführendes Unterkarbon am Hüttenberg bei Niederkleen (östliche Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Senckenbergiana lethaea, **45**: 223–244, 3 Abb., Taf. 23; Frankfurt a. M.
- LOSSEN, H. (1869): Metamorphische Schichten aus der paläozoischen Schichtenfolge des Osthazeres. — Z. dt. geol. Ges., **21**: 330–342; Berlin.
- MICHELS, F. (1928): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **275**, Blatt Usingen-Fauerbach: 56 S., 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- RIETSCHEL, S. (1961): Mittel- und Ober-Devon bei Usingen und Münster (Bl. Usingen, Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). — Senckenbergiana lethaea, **42**: 453–456; Frankfurt a. M.
- (1966): Die Geologie des mittleren Lahntroges. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **509**: 1–58, 10 Abb.; Frankfurt a. M.
- SOLLE, G. (1942): Neue Einstufung des Oberkoblenz von Oberkleen (Taunus) und ihre paläogeographische Folgerung. — Senckenbergiana, **25**: 225–263, 7 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1950): Beobachtungen und Deutungen zum Unterkoblenz in Taunus und Hunsrück. — Senckenbergiana, **31**: 185–196, 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- STIFFT, C. E. (1831): Geognostische Beschreibung des Herzogthums Nassau mit besonderer Beziehung auf die Mineralquellen dieses Landes. — 606 S., 1 Kt., 1 Profil; Wiesbaden (Schellenberg).
- STRIBRNY, B. (1978): Die Geologie der Hochweiser Mulde. — Unveröff. Dipl.-Arb., 90 S., 15 Abb., 13 Anl.; Frankfurt a. M.
- WERDING, L. (1967): Kalkig entwickeltes Mittel- und Ober-Devon im östlichen Taunus. — Senckenbergiana lethaea, **48**: 147–161, 4 Abb.; Frankfurt a. M.

# Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes

## Petrographische Charakteristik und geologische Verbreitung

Von

HEINER FLICK \*

**Kurzfassung:** Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes, die als rekristallisierte und teilweise metasomatisch veränderte Alkalitrachyte und Alkalirhyolithe anzusehen sind, werden mit ihren petrographischen Kennzeichen beschrieben. Nach im wesentlichen makroskopischen Gesichtspunkten lassen sie sich in neun Typen einteilen, die entsprechend der Kristallisationszeit des Quarzes in der Schmelze drei Gruppen zugeordnet werden können. Die interne und externe Gefügeausbildung wird kurz vorgestellt. Die stratigraphische Zuordnung der Keratophyre und Quarzkeratophyre in das untere und obere Mitteldevon, untere Oberdevon sowie Unterkarbon wird diskutiert.

**Abstract:** The keratophyres and quartz keratophyres of the Lahn and Dill synclines (southern Rhenish Mountains), being regarded as recrystallized and partly metasomatically altered alkali trachytes and alkali rhyolites, are described with their petrographic characters. Essentially by macroscopic means nine types can be distinguished which belong to three groups according to the time of crystallization of quartz in the melt. The interior and exterior fabric is briefly outlined. The volcanics are discussed in their stratigraphic position of lower and upper Middle Devonian, lower Upper Devonian and Lower Carboniferous age.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	27
2. Übersicht über die Petrographie der Keratophyre und Quarzkeratophyre . . . . .	29
3. Gefüge der Keratophyre und Quarzkeratophyre . . . . .	35
4. Paläogeographische Stellung der Keratophyre und Quarzkeratophyre . . . . .	36
5. Stratigraphische Stellung der Keratophyre und Quarzkeratophyre . . . . .	37
6. Schriftenverzeichnis . . . . .	40

### 1. Einleitung

Neben den basischen Initialmagmatiten, mit denen sie vielfach zusammen auftreten, nehmen die sauren bis intermediären Vulkanite nur einen geringen Raum im Lahn-Dill-Gebiet ein (Größenordnung 0,5%). Die überwiegend kleinen und verstreut liegenden Einzelvorkommen sind nicht gleichmäßig verteilt, sondern in der südwestlichen (> 70% Flächenanteil) und der mittleren Lahnmulde (ca. 15% Flächenanteil) konzentriert, wobei ein Zusammenhang mit paläogeographisch-strukturellen Gege-

\* Dr. H. FLICK, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 234, 6900 Heidelberg 1.

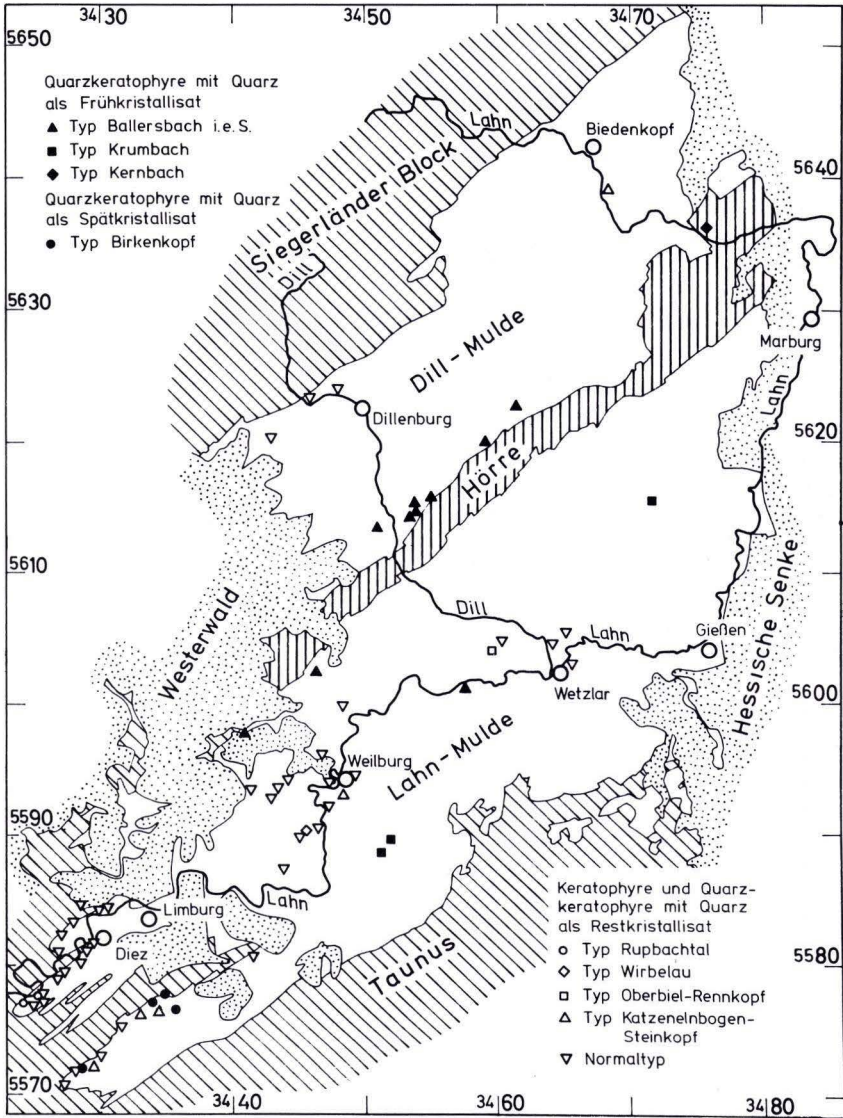


Abb. 1. Die Verbreitung der verschiedenen Keratophyr- und Quarzkeratophyr-Typen im Lahn-Dill-Gebiet.

benheiten zu erkennen ist: In der Dillmulde liegen die Keratophyre und Quarzkeratophyre in den Randbereichen zu Hörre und Siegerländer Block; in der Lahnmulde sind sie bevorzugt an morphologische Hochlagen gebunden, wo sie verbreitet mit einer stratigraphischen Diskontinuität über verschieden altem Unterdevon lagern.

Gemäß der für das gesamte Lahn-Dill-Gebiet geringen Verbreitung sind nur wenige Arbeiten den kieselsäurereichen Vulkaniten speziell gewidmet. Meist wurden sie in

Tab. 1. Die wesentlichen Kenndaten der Keratophyr- und Quarzkeratophyrtypen  
(qz = Quarz, ab/or = Alkalifeldspat, c = Carbonat, maf = Mafit)

Typen	Art	Einsprenglinge		Grundmasse	
		Menge (%)	Größe (mm)		
1.1 Ballersbach i.e.S	qz	5 - 15	1 - 2 (- 3)	krypto- kristallin	
	ab/or	3 - 8	(1) - 2 - 3 (- 5 - 8)		
1.2 Krumbach	qz	2 - 5	1		
	ab/or	1 - 3	0,25 (- 0,5)		
1.3 Kernbach	qz	3 - 5	- 1 (- 2)		
	ab/or	1 - 2	(1) - 2		
	c	3 - 5	2 (- 3)		
2 Birkenkopf	qz	30 - 35	0,01 - 0,05 - 0,1 (- 0,4)		
	ab/or	(0) - 1 - 2	(- 1) - 2 (- 3)		
3.1 Rupbachtal	maf	5 - 12	2 - 3 (- 5)		holo- kristallin
	ab/or	1 - 4	5 - 10		
3.2 Wirbelau	ab/or	1 - 2	2 - 3		
3.3 Oberbiel-Rennkopf	ab/or	1	2 - 3		
3.4 Katzenelnbogen-Steinkopf	ab/or	15 - 35	(- 2) - 5 - 10		
3.5 Normaltyp	ab/or	1 - 2 (- 7)	2 (- 5 - 10)		
				holo- bis kryptokristallin	

regional-geologischen Untersuchungen (z. B. bei PAULY 1958) und bei der geologischen Landesaufnahme (jüngstens bei LIPPERT 1970) erfaßt, oder sie wurden in Zusammenhang mit den Basiten diskutiert (z. B. BRAUNS 1909, LEHMANN 1949). GÖTZ (1937) gab eine Übersicht für eine größere Anzahl von Vorkommen der Lahnmulde auf petrographischer und chemischer Grundlage. Eine nach den Möglichkeiten des Aufschlußstandes vollständige geologisch-petrographische Bearbeitung im gesamten Lahn-Dill-Gebiet erfolgte durch FLICK (1977).

Sowohl nach petrographischen als auch nach chemischen Kriterien handelt es sich bei diesen Keratophyren und Quarzkeratophyren um rekrystallisierte, leicht metasomatisch veränderte Alkalitrachyte und Alkalirhyolithe, die — auch in der Zeitlichkeit — eine von den basischen Vulkaniten unabhängige Entwicklung hatten.

## 2. Übersicht über die Petrographie der Keratophyre und Quarzkeratophyre

Die Einteilung der kieselsäurereichen Vulkanite in Keratophyre und Quarzkeratophyre reicht bei der Vielfalt in der petrographischen Ausbildung im Lahn-Dill-Gebiet nicht aus. So bietet sich dort für die Quarzkeratophyre aufgrund der Kristallisation des Quarzes aus der Schmelze eine Untergliederung in drei Gruppen an, wobei in der Gruppe ohne Quarzeinsprenglinge ein kontinuierlicher Übergang zu den Keratophyren (auch innerhalb eines Vorkommens) gegeben ist. Da die Gesteine dieser am stärksten verbreiteten Gruppe (Abb. 1) häufig nicht als Quarzkeratophyre erkannt werden (SCHERMERHORN 1973), kann der Gesamtchemismus der kieselsäurereichen Vulkanite des Lahn-Dill-Gebietes leicht falsch eingeschätzt werden.

Die Keratophyre und Quarzkeratophyre sind zumeist schlecht, gelegentlich auch gar nicht aufgeschlossen, sondern nur in Lesesteinen faßbar. Es handelt sich durchweg um dichte, häufig kantendurchscheinende porphyrische Gesteine von rotbrauner oder

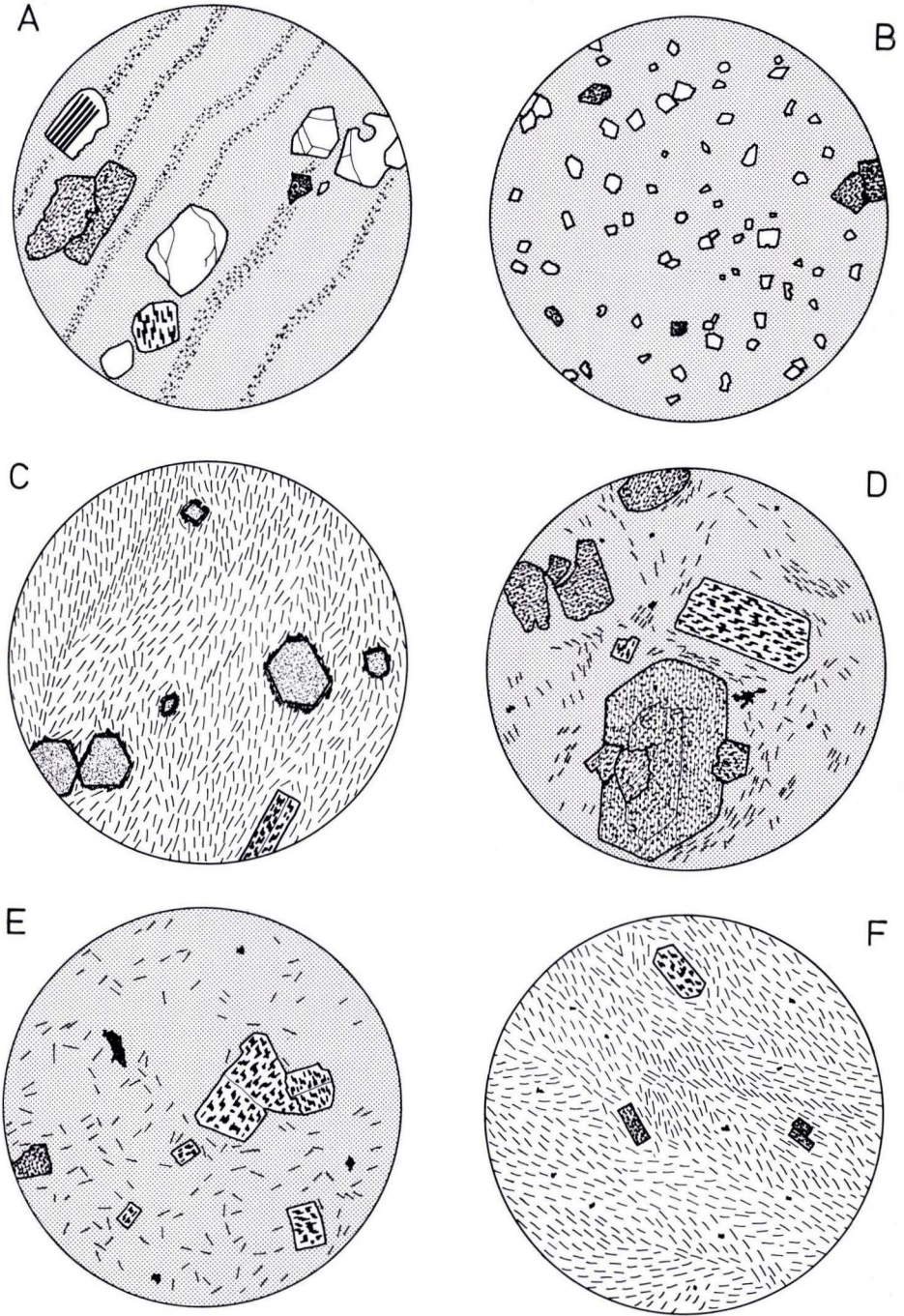


Abb. 2.

grüner, daneben auch anderer Färbung. Nach im wesentlichen makroskopischen, bereits im Handstück erkennbaren Merkmalen lassen sich neun Typen unterscheiden, die zu den drei erwähnten Gruppen zusammengefaßt werden können. Ihre Merkmale (mit Typusbezeichnung) sind in der nachfolgenden Aufstellung angegeben, die Kenndaten dafür in Tab. 1. Die wichtigsten Typen werden mit ihrem makroskopischen Gefüge in der Tafel, mit ihrem mikroskopischen Gefüge in Abb. 2 vorgestellt. In Tab. 2 sind die verschiedenen Vorkommen mit Rechts- und Hochwerten aufgelistet.

1. Quarzkeratophyre mit Quarz als Frühkristallit – Typ Ballersbach
- 1.1. Quarz und Alkalifeldspat als mehrere Millimeter große Einsprenglinge – Typ Ballersbach i.e. S. (Taf. 1 Fig. 1; Abb. 2A)
- 1.2. Quarz und Alkalifeldspat als Einsprenglinge < 1 mm, nur die kleinen Quarzkristalle idiomorph – Typ Krumbach
- 1.3. Quarz, Alkalifeldspat und Carbonat als mehrere Millimeter große Einsprenglinge (3. Einsprenglingsart nach mit Brauneisenmulm gefüllten Hohlräumen mit rhombischen Querschnitten, ehemals eisenreiches Carbonat) – Typ Krumbach
2. Quarzkeratophyre mit Quarz als Spätkristallit – Typ Birkenkopf  
Quarz in idiomorpher Tiefquarzform (vgl. dazu FLICK & WEISSENBACH 1978), kontinuierlich von Einsprenglingen bis hin zur Grundmasse; Auftreten von Flußspat auf Rissen, Klüften und mikroskopisch in Feldspäten und Matrix (im Vorkommen Netzbach-Löh A auch stark resorbierte Quarz-Frühkristallite bis 3 mm Größe), (Taf. 1 Fig. 2; Abb. 2B)
3. Keratophyre und Quarzkeratophyre mit Quarz als Restkristallit
- 3.1. Mafische Einsprenglinge in größerer Anzahl, wenige Alkalifeldspat-Einsprenglinge, makroskopisch erkennbares Matrixgefüge, mikroskopisch Riebeckit und/oder Ägirin als Skelettkristalle – Typ Rupbachtal (Taf. 1 Fig. 3; Abb. 2C)
- 3.2. Makroskopisch erkennbares Matrixgefüge mit Fließregelung, hohe Porosität – Typ Wirbelau
- 3.3. Makroskopisch erkennbares Matrixgefüge, körnig, tiefengesteinsähnlich wirkend – Typ Oberbiel-Rennkopf
- 3.4. Sehr große Anzahl an mehrere Millimeter großen Alkalifeldspat-Einsprenglingen – Typ Katzenelnbogen-Steinkopf (Taf. 1 Fig. 4; Abb. 2D)
- 3.5. Meist wenige bis keine Alkalifeldspat-Einsprenglinge, Matrix mikroskopisch, teilweise Quarz xenomorph in Zwickeln oder als Skelettkristall (im Vorkommen Heistenbach Auftreten von Carbonat-Einsprenglingen) – Normaltyp (Taf. 1 Fig. 5 u. 6; Abb. 2E u. F)

---

Abb. 2. Leicht schematisierte mikroskopische Gefüge der wichtigeren Keratophyr- und Quarzkeratophyr-Typen des Lahn-Dill-Gebietes, Durchmesser jeweils 5,5 mm. Grundmasse: kryptokristallin = Punktraster, Alkalifeldspatleisten = feine Striche, Erzaggregate = schwarz; Einsprenglinge: Quarz = ohne Signatur, Primäralbit = durchgezogene breite Linien, Schachbrettalbit = kurze, z. T. verbundene Striche, Alkalifeldspat mit fleckiger Auslöschung = unregelmäßig gepunktet mit feinen Strichen zur Kristallorientierung, Pseudomorphosen nach mafischen Einsprenglingen, unwachsen von Riebeckit und/oder Ägirin = unregelmäßig dicht gerastert.

- A) Quarzkeratophyr vom Typ Ballersbach i.e.S. mit Fließregelung.
- B) Quarzkeratophyr vom Typ Birkenkopf, bei Quarzeinsprenglingen (hier rel. groß) rhombischer Querschnitt teilweise angedeutet.
- C) Keratophyr vom Typ Rupbachtal, Riebeckit und/oder Ägirin als Skelettkristalle in der Grundmasse nicht gezeigt.
- D) Quarzkeratophyr vom Typ Katzenelnbogen-Steinkopf.
- E) Quarzkeratophyr vom Normaltyp.
- F) Keratophyr vom Normaltyp.

Tab. 2. Vorkommen und Teilvorkommen der Keratophyre und Quarzkeratophyre im Lahn-Dill-Gebiet in regionaler Anordnung, mit Typzugehörigkeit und Altersstellung: 1 = unteres Mitteldevon, 2 = oberes Mitteldevon, 3 = unteres Oberdevon, 4 = Unterkarbon, (vermutet in Klammern)

Vorkommen	R	H	Typ	Alter
<u>Katzeneinbogen-Hahnstättener Mulde (südwestliche Lahnmulde)</u>				
Katzeneinbogen A	34 2690	55 7047	3.5	(1)
Katzeneinbogen B	34 2705	55 7053	3.5	(1)
K.-Vogelherd A	34 2887	55 7208	3.5	(1)
K.-Vogelherd B	"	"	2	(1)
K.-Steinkopf	34 2950	55 7190	3.4	(1)
K.-Klausewies	34 2958	55 7314	3.5	(1)
Lohrheim	34 3140	55 7560	3.5	(1)
Bohrung Hahnstätten 105	34 3333	55 7651	3.5	(1)
B. Hahnstätten 108	34 3359	55 7678	3.4	(1)
Oberneisen-Rabenley	34 3385	55 7730	2	(1)
O.-Rotenberg	34 3425	55 7690	3.4	(1)
Mensfelden-Birkenkopf A	34 3530	55 7810	2	(1)
M.-Birkenkoof B	34 3485	55 7760	2	(1)
M.-Birkenkopf C	34 3510	55 7745	3.5	(1)
Netzbach-Löh A	34 3550	55 7700	2	(1)
Netzbach-Löh B	34 3533	55 7678	2	(1)
Niederbrechen	34 4150	55 8085	3.5	(1)
<u>Nördliche Teilmulden der südwestlichen Lahnmulde</u>				
Rupbachtal A	34 2380	55 7670	3.1	2
Rupbachtal B	34 2420	55 7658	3.1	2
Rupbachtal C	34 2431	55 7676	3.1	2
Rupbachtal D	34 2460	55 7732	3.1	2
Rupbachtal E	34 2502	55 7754	3.1	2
Steinsberg-Hölloch	34 2515	55 7760	3.1/3.5	2
Steinsberg	34 2465	55 7685	3.5	2
Steinsberg-Küppel A	34 2540	55 7675	3.5	(2)
St.-Küppel B	34 2540	55 7725	3.5	2
Cramberg-Schaumburg	34 2630	55 7855	3.5	(2)
Schaumburg	34 2675	55 7885	3.5	2
Balduinsteins-Lahnhang	34 2680	55 7910	3.5	2
B-Lahnhang B	34 2540	55 7885	3.5	2
Balduin-Hausen	34 2725	55 7940	3.5	2
Fachingen A	34 2825	55 8030	3.5	2
Fachingen B	34 2860	55 8095	3.5	2
Fachingen C	34 2875	55 8100	3.5	2
Fachingen D	34 2860	55 8125	3.5	(2)
Fachingen E	34 2845	55 8136	3.5	(2)
Diez A	34 2930	55 8175	3.5	1/2
Diez B	34 2980	55 8205	3.5	1/2
Diez C	34 2945	55 8225	3.5	1/2
Hausen-Lahn	34 2735	55 8065	3.5	(2)
Langenscheid-Kehrberg A	34 2682	55 8060	3.5	(2)
L.-Kehrberg B	34 2652	55 8092	3.5	(2)
Altendiez	34 2670	55 8210	3.5	(2)
Heistenbach	34 2752	55 8310	3.5	(2)
Aull-Gückingen-Staffel	34 2960	55 8400	3.5	(2)
"	34 3025	55 8445	3.5	(2)
"	34 3048	55 8455	3.5	(2)
Aull-Hambach	34 2870	55 8440	3.5	(2)



## Fortsetzung Tab. 2

Vorkommen	R	H	Typ	Alter
<u>Mittlere Lahnmulde</u>				
Aulenhäusen	34 5127	55 8850	1.2	2
"	34 5200	55 8935	1.2	2
Arfurt-Seelbach	34 4378	55 8765	3.5	2
"	34 4395	55 8715	3.5	2
Wirbelau-Gräveneck				
Wirbelau A	34 4555	55 9044	3.2	3
Wirbelau B	34 4533	55 8962	3.5	3
Gräveneck	34 4688	55 9065	3.5	2
Gräveneck-Wilmersau	34 4706	55 9189	3.5	2
Weilburg-Hausley	34 4750	55 9432	3.5	2
W.-Schloß	34 4780	55 9457	3.5	2
W.-Windhof	34 4915	55 9460	3.5	2
W.-Guntersau	34 4818	55 9320	3.4	(2)
Gaudernbach A	34 4250	55 9290	3.5	2
Gaudernbach B	34 4320	55 9355	3.5	2
Hasselbach A	34 4370	55 9385	3.5	2
Hasselbach B	34 4415	55 9420	3.5	2
Hasselbach C	34 4480	55 9470	3.5	2
Waldhausen	34 4645	55 9610	3.5	2
Allendorf	34 4125	55 9330	3.5	2
Merenberg-Vöhler Weiher	34 4090	55 9785	1.1	(1)
Obershausen	34 4630	56 0265	1.1	1
Niedershausen	34 4830	56 0000	3.5	2
<u>Östliche Lahnmulde</u>				
Burgsolms	34 5760	56 0135	1.1	2
Oberbiel-Rennkopf	34 5968	56 0395	3.3	(2)
Berghausen-Hohe Straße	34 6023	56 0500	3.5	2
Hermannstein	34 6420	56 0440	3.5	2
Naunheim-Simberg	34 6540	56 0550	3.5	2
Wetzlar-Taubenstein	34 6540	56 0320	3.5	(1)/2
Blasbach	34 6600	56 0788	3.5	(2)
Krumbach	34 7100	56 1523	1.2	1
<u>Dillmulde</u>				
Sinn Ballersbach A	34 5345	56 1439	1.1	1
Sinn-Ballersbach B	34 5382	56 1490	1.1	1
"	34 5587	56 1500	1.1	1
Sinn-Ballersbach C	34 5367	56 1542	1.1	1
Sinn-Ballersbach D	34 5482	56 1575	1.1	1
Merkenbach	34 5080	56 1355	1.1	1
Ueberthal	34 5873	56 2034	1.1	(1)
Günteröd	34 6153	56 2328	1.1	(1)
Langenaubach-Lindenberg	34 4275	56 2005	3.5	3
Haiger	34 4565	56 2320	3.5	(3)
Sechshelden	34 4770	56 2395	3.5	3
Eckelshausen	34 6827	56 3919	3.4	4
Kernbach	34 7573	56 3608	1.3	4

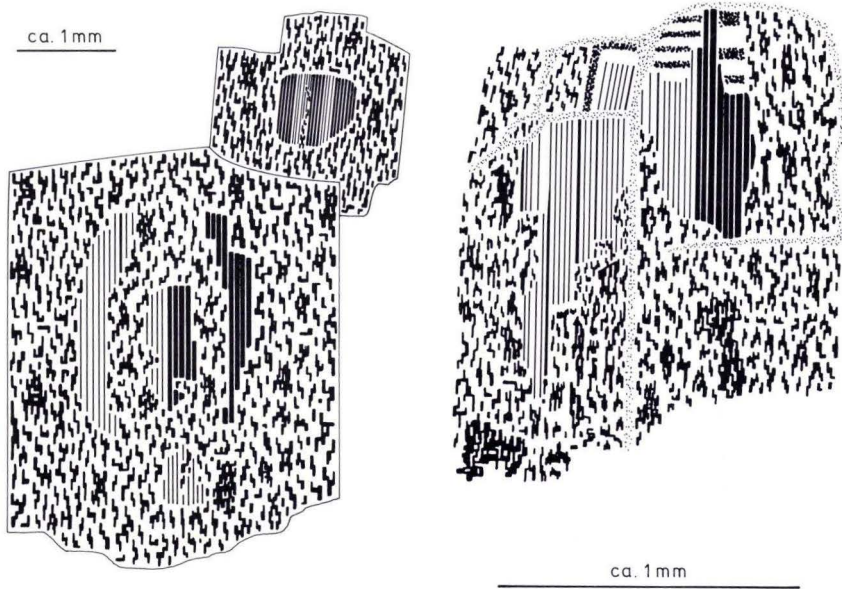


Abb. 3. Vereinfachte Zeichnung (zersetzte Partien rekonstruiert) zweier Alkalifeldspateinsprenglinge mit Zonarbau zwischen Primäralbit und Schachbrettalbit. Geröll aus Keratophyrschutt bei Katzenelnbogen (Schliff 5713/03-3MA).

Abgesehen vom Typ Rupbachtal und beim Normaltyp vom Vorkommen Weilburg-Schloß mit zahlreichen mafischen Einsprenglingen, die jetzt als Chlorit- und Stilpnomelan-Pseudomorphosen vorliegen, sind Hinweise auf Pyroxen- oder Amphibol-Einsprenglinge in Form von 6- oder 8seitigen Querschnitten (gefüllt mit Eisenoxid/-hydroxid, Quarz, Carbonat und/oder Chlorit) im Dünnschliff sehr selten. In der Matrix dagegen treten verschiedentlich Riebeckit und/oder Ägirin in den Vorkommen der nördlichen Teilmulden der südwestlichen Lahnmulde auf. Das Eisen ist überwiegend oxidisch gebunden in Form von wenigen  $\mu\text{m}$  großen, meist aggregierten Kristallen, die in der Grundmasse verteilt sind und z. T. in Bändern angereichert das Fließgefüge nachzeichnen (Taf. 1 Fig. 5). Dabei kann es sich um Hämatit oder auch Magnetit handeln (GÖTZ 1937, LEHMANN 1941, 1949, 1972). Sekundär sind Pyritwürfel, bis  $> 1\text{ mm}$  Kantenlänge, die vorzugsweise im Randbereich anzutreffen sind, ebenso der Chlorit, der feinverteilt in der Matrix oder gelegentlich Hohlräume ausfüllend (Taf. 1 Fig. 6) wenige Prozent ausmachen kann. Akzessorisch sind Zirkon, vorzugsweise in der Katzenelnbogen-Hahnstättener Mulde (südwestliche Lahnmulde), und, nur dort, Apatit verbreitet.

Die Feldspäte liegen stets als Alkalifeldspäte vor. Eine Rekristallisation zeigt sich in den Einsprenglingen als vorherrschende Schachbrettalbitisierung oder als fleckige Auslöschung. Teilweise ist bei den Matrixfeldspäten, durchschnittlich  $150\text{--}200\ \mu\text{m}$  lange Leisten, ebenfalls eine Schachbrettalbitisierung erkennbar. Diese gilt als Anzeichen einer sekundären Na-Metasomatose (STARKEY 1959), was durch den Zonarbau zwischen Schachbrettalbit und Primäralbit (Abb. 3) unterstützt wird, der in

Einsprenglingen eines Gerölls aus dem Hangenden der Vorkommen bei Katzenelnbogen gefunden werden konnte. Daß diese bei den Keratophyren und Quarzkeratophyren des Lahn-Dill-Gebietes im Durchschnitt nur schwach war, läßt sich aus den chemischen Analysen schließen (FLICK 1977, 1978a). Eine primäre Albitlamellierung ist nur aus wenigen Vorkommen bekannt. Ein Zonarbau zwischen Na- und K-Feldspäten ist teilweise erhalten geblieben, wie sich mit der Mikrosonde bestätigen läßt (FLICK 1977, Taf. 6 u. 7).

Eine Typisierung der Keratophyre und Quarzkeratophyre erfolgte bereits durch GÖTZ (1937), der sich auf eine größere Anzahl von Vorkommen aus der Lahnmulde beschränkte. Dessen Untergliederung deckt sich nur bedingt mit der hier aufgeführten, da ein Teil seiner Typen makroskopisch zu wenig charakteristisch erschien und hier von der Variationsbreite des Normaltyps erfaßt wird. Der Typ Ballersbach wurde offensichtlich nicht als Quarzkeratophyr, sondern als Quarzporphyr aufgefaßt (LEHMANN 1949: 17; in neuerer Zeit GROOS-UFFENORDE 1972) und daher nicht berücksichtigt.

### 3. Gefüge der Keratophyre und Quarzkeratophyre

Ein porphyrisches Gefüge ist bei den Keratophyren und Quarzkeratophyren durch den wechselnden Gehalt an Alkalifeldspat-Einsprenglingen sowie teilweise an Quarz-, Carbonat- oder mafischen Einsprenglingen unterschiedlich stark ausgeprägt. Die Grundmasse ist – in Abhängigkeit vom Chemismus – kryptokristallin (zu deuten als rekristallisiertes Glas) bis holokristallin in kontinuierlichem Übergang entwickelt (Abb. 2). Spätestens bei Überwiegen der Alkalifeldspatleisten in der Matrix wird ein als trachytisch bezeichnetes Fließgefüge abgebildet mit einer etwa parallelen Ausrichtung der Kristalle. Gelegentlich ist dieses bereits makroskopisch zu erkennen (Typen Rupbachtal und Wirbelau). Nur selten ist ein intersertales Grundmassengefüge ausgeprägt (z. B. Vorkommen Sechshelden). Die Einsprenglinge sind nicht in dem Maße eingeregelt, wie nach der Verbreitung des trachytischen Matrixgefüges erwartet werden könnte. Makroskopisch wird das Fließgefüge teilweise durch millimeterfeine Bänderung (z. B. durch lagenweise Anreicherung von Fe-Oxiden, Taf. 1 Fig. 5), Verfältelungen (Taf. 1 Fig. 1) und kieselige Schlieren verdeutlicht.

Weit verbreitet sind interne Brekzien mit wieder vom Magma aufgenommenen Bruchstücken, die wenigstens teilweise auf Schrumpfungsvorgänge bei der Abkühlung zurückzuführen sein können (HENTSCHEL 1963, bei basischen Vulkaniten). Verschwommene und ausgefranzte Grenzen, Wiederauflösen sowie plastische Deformation von Komponenten deuten in manchen Vorkommen auf eine nur geringe Abkühlung vor der Wiederaufnahme durch eine nachfolgende Schmelze. Der von PAULY (1958) gedeutete Zusammenhang zwischen internen Brekzien und subaerischer Entstehung der Ergüsse ist nicht schlüssig, nachdem jene auch in einem Gangvorkommen angetroffen wurden (Balduinstein-Lahnhang B).

Im Raum Fachingen – Diez, besonders auffällig im Bahneinschnitt an der Aarmündung in die Lahn, zeigt der Keratophyr eine magmeninterne kugelige Absonderung. Nach oben geht er in eine konglomeratisch-brekziöse Ausbildung über unter Hinzutritt von sedimentären Komponenten aus dem Liegenden, wie sie auch bis zum

Vorkommen Langenscheid-Kehrberg sowie zwischen Gaudernbach und Niedershausen auftritt und von MEYER (1914), AHLBURG (1921) und PAULY (1958) als Transgressionskonglomerat gedeutet wurde. Wenigstens für einen Teil der konglomeratischen Komponenten mit plastischer Deformierung und Anpassung an darunterliegende kann eine sedimentäre Entstehung ausgeschlossen werden.

Eine Besonderheit bildet eine Keratophyr-Kalk-Brekzie im Vorkommen Schaumburg, bei der Keratophyrschutt, z. T. gerundet, von großen Blöcken bis zu staubfeinem Abrieb in die detritogene Randfazies eines angelagerten kleinen Riffes sedimentiert wurde.

Das Kluftgefüge in den Keratophyren und Quarzkeratophyren ist im wesentlichen durch die Kontraktion bei der Abkühlung und nicht durch die spätere variscische Tektonik bestimmt. Als typisch kann eine plattige Absonderung angesehen werden, die sich am Interngefüge und dem äußeren Kontakt orientiert, so z. B. im Vorkommen Heistenbach. Eine säulige Absonderung ist nur selten anzutreffen. Sehr grob und unregelmäßig, mit Querrippen, ist sie im Vorkommen Katzenelnbogen-Steinkopf sowie unbedeutender in Oberneisen-Rabenley, ebenmäßiger und feiner in den Vorkommen Netzbach-Löh und Sinn-Ballersbach D, schwach angedeutet in dem großen Lagergang vom Rupbachtal.

#### 4. Paläogeographische Stellung der Keratophyre und Quarzkeratophyre

Bedingt durch die eingangs angeführte morphologische Position auf Hochlagen innerhalb des Lahn-Dill-Gebietes haben die kieselsäurereichen Schmelzen Vulkane aufgebaut, die teilweise als Inseln aus dem Geosynklinalmeer herausgeragt haben und somit der Brandung besonders ausgesetzt gewesen sind. Als Zeugen einer intensiven Aufarbeitung und Abtragung, wie sie im Grenzbereich zwischen Land und Meer zustandekommt, kann die ausgedehnte Verbreitung von Keratophyrschutt angesehen werden, der als „Keratophyr-Tuff“ bzw. im vergangenen Jahrhundert als „Schalstein des Lahnporphyrs“ in die Literatur eingegangen oder auch als Transgressionskonglomerat (s. oben) gedeutet worden ist.

Verschiedentlich überlagert der Schutt direkt den Keratophyr bzw. Quarzkeratophyr, wobei das spätere Überwachsen mit Riffkalken auf die Nähe zur Wasseroberfläche hinweist. Das gilt im besonderen Maße für die Katzenelnbogen-Hahnstättener Mulde. Dort läßt sich die subaerische Entstehung in dem Vorkommen Katzenelnbogen-Steinkopf auch direkt belegen. In der SW-Ecke des Steinbruchs sind aufgearbeitete Keratophyrgerölle von einer späteren Lava wieder aufgenommen worden. In den darüber folgenden Ergüssen mit säuliger Absonderung ist (in der Nähe des Brechers früher aufgeschlossen) grobsandiges Material in die Schrumpfungsriffe zwischen den Säulen hineingefallen. Im Vorkommen Schaumburg liegt mit der Lieferung von Keratophyrschutt in ein gleichzeitig wachsendes Riff, die zu der erwähnten Keratophyr-Kalk-Brekzie führte, ebenfalls ein direkter Hinweis auf eine vulkanische Insel vor.

Die Abtragung von Keratophyr- oder Quarzkeratophyrvorkommen kann örtlich so weit gegangen sein, daß z. B. bei Geröllen in den Dillenburger Schichten kein Bezug

mehr zu einem Lieferanten des Detritus hergestellt werden kann (HENTSCHEL 1970: 339).

### 5. Stratigraphische Stellung der Keratophyre und Quarzkeratophyre

Unklarheiten in den Verbandsverhältnissen durch mangelnde Aufschlüsse erschweren die altersmäßige Einstufung der Vulkanite, so daß diese häufig mit Unsicherheiten behaftet oder nur aus einem regionalen Vergleich erschlossen ist. Diese hat dazu geführt, daß AHLBURG (1918a, b, c) den Begriff einer „Porphyry-Stufe“ im tiefen Obermitteldevon aus Befunden in der mittleren bis östlichen Lahnmulde für das gesamte Lahnggebiet einführte. Dahingegen legte KEGEL (1929) nach seinen Erkenntnissen aus der Grube Raab bei Wetzlar und wohl auch in Anlehnung an MEYER (1914) die Eruptivtätigkeit pauschal in das untere Mitteldevon, mit Nachläufern im oberen Mitteldevon. Erst PAULY (1958) lehnte derartige Verallgemeinerungen ab und gelangte im SW der Lahnmulde zu einer zeitlichen Differenzierung.

Die Eruptivtätigkeit im Lahn-Dill-Gebiet wird im Unterdevon von explosiven rhyolithischen Ejektionen eingeleitet, wobei neben dem weit verbreiteten Singhofener Porphyroid (tiefere und höhere Ems-Stufe) auch Ausläufer des Lenne-Vulkanismus (RIPPEL 1953) im höheren Ems anzutreffen sind. Die Effusionen saurer Schmelzen beginnen im unteren Mitteldevon, vor allem in der Umrandung der Hörre mit dem Typ Ballersbach. In der Lahnmulde haben sie ihren Höhepunkt im oberen Mitteldevon und enden im tiefen Oberdevon. Dagegen sind aus der Dillmulde keine Effusiva aus dem oberen Mitteldevon bekannt, sondern erst wieder aus dem tiefen Oberdevon, am Rande des Siegerländer Blocks. Am NE-Ende von Dillmulde und Hörre klingt der saure Vulkanismus im Unterkarbon aus (Abb. 4).

Sicher in das untere Mitteldevon sind in der Dillmulde die Quarzkeratophyre von Sinn-Ballersbach und Merkenbach nach den begleitenden Tonschiefern und dem ebenfalls noch untermitteldevonisch einsetzenden Schalstein einzuordnen (GROOS-UFFENORDE 1972: 97). Für die in streichender Fortsetzung liegenden, vermutlich intrusiven Vorkommen von Uebernthal und Günteröd (FLICK 1977: 191, 192) läßt sich ein entsprechendes Alter vermuten, gleichfalls in der Lahnmulde für den von Schalstein überlagerten Quarzkeratophyr von Obershausen wie auch für das analoge Vorkommen von Merenberg-Vöhler Weiher (AHLBURG 1918c); für das Vorkommen Krumbach kann es nach den begleitenden Tonschiefern als sicher gelten (KEGEL 1933).

Zweifelhaft sind die Verhältnisse beim Vorkommen Wetzlar-Taubenstein, das von KEGEL (1922a u. b, 1929) nach Untertageaufschlüssen in das untere Mitteldevon gestellt wurde, wohingegen seine Meßtischblattaufnahme übertage (1929) den Keratophyr innerhalb des obermitteldevonischen Schalsteins zeigt, Verhältnisse, wie sie auch AHLBURG (1913) etwas weiter südlich aus dem Hermannszecher Stollen am früheren Südtor (Hauser Tor) von Wetzlar beschrieb. Wegen Unzugänglichkeit der Untertageaufschlüsse läßt sich nicht mehr klären, inwieweit die sauren Vulkanite dort intrusiv sein können. Anderenfalls ist anzunehmen, daß die Effusionen bereits an der Wende unteres/oberes Mitteldevon begannen und noch im oberen Mitteldevon fort dauerten. Keinesfalls können einige Ergüsse die ganze Zeit des unteren Mitteldevons repräsentieren, worauf bereits PAULY (1958) hinwies.

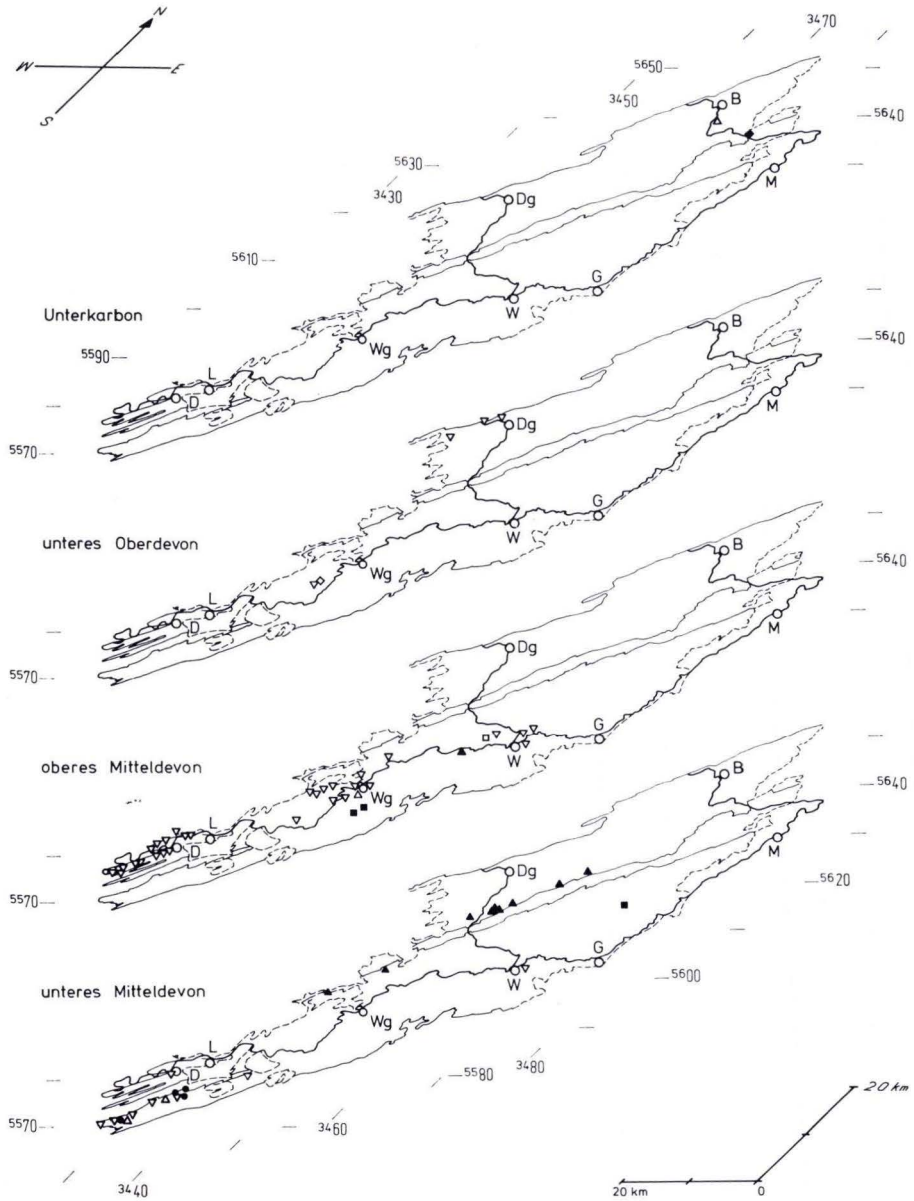


Abb.4. Zeitliche Einordnung der verschiedenen Keratophyr- und Quarzkeratophyr-Vorkommen und -Typen (Signatur entsprechend Abb.1) im Lahn-Dill-Gebiet.

Unklarheiten bestehen weiterhin in der südwestlichen Lahnmulde. Nachdem bei Fachingen obermitteldevonischer Schalstein auch im Liegenden auftritt, läßt sich im Fortstreichen bei Diez im wesentlichen ein entsprechendes Alter erwarten. Jedoch hat die Förderung dort nach – leider nicht mehr überprüfbar – Fossilfunden von

MEYER (1914) in sog. Keratophyrtuffen aus einem Wasserriß ca. 115 m SW der Aarmündung in die Lahn bereits im unteren Mitteldevon eingesetzt. Den Beginn der Förderung schon im höheren Unterdevon hat PAULY (1958) beim Vorkommen Langenscheid-Kehrberg (in südwestlicher Fortsetzung zu Fachingen) insbesondere nach den bei der Effusion noch nicht verfestigten Liegendsedimenten gefolgert. Dagegen erscheint eine Schichtlücke an der Basis der Vulkanite begründet, da in streichender Fortsetzung gleichartig ausgebildete Vorkommen verschieden altes Liegendes aufweisen.

Entsprechende Schwierigkeiten bereitet die Einstufung der Keratophyre und Quarzkeratophyre der Katzenelnbogen-Hahnstättener Mulde, der südwestlichsten Teilmulde, die sich über 10 km streichender Länge verfolgen lassen und damit die größten Vorkommen des gesamten Lahn-Dill-Gebietes sind. Von MÜRRIGER (1933) wurden sie in das untere Mitteldevon eingestuft, wobei er sich dazu lediglich auf das erwähnte Profil von MEYER (1914) bei Diez stützt, das einer weiter N gelegenen Teilmulde angehört. Das Liegende mit Taunusquarzit und Hunsrückschiefer (Siegen-Stufe, tieferes Unterdevon) sowie das Hangende mit obermittel- bis oberdevonischen Riffkalken bieten wenig Anhalt. Bei Lohrheim liegen lokal Alaun- und Kieselschiefer unter den Kalken, die aus lithologischen Analogieschlüssen zu andersartig ausgebildeten Sedimenten auf der S-Flanke der Mulde für unteres Mitteldevon gehalten werden (QUADE 1968). Biostratigraphische Belege fehlen jedoch. Nachdem im Sommer 1977 im Vorkommen Katzenelnbogen-Steinkopf bei Steinbrucharbeiten gefrittete Tonschiefer zwischen zwei Ergüssen gefunden wurden, die genauso wie die kontaktmetamorphen Tonschiefer des unteren Mitteldevons am Keratophyr vom Rupbachtal aussehen (FLICK 1978b), gewinnt es an Wahrscheinlichkeit, daß die Keratophyre und Quarzkeratophyre dieses Raumes (zu denen noch in streichender Fortsetzung nach NE das einige Kilometer entfernte Vorkommen Niederbrechen zählt) in das untere, eventuell bis in das obere Mitteldevon gehören.

Für die weiteren Vorkommen der Lahnmulde läßt sich, wenn auch nicht immer belegt, ein obermitteldevonisches Alter annehmen, das sich allerdings nirgendwo faunistisch näher einstufen läßt. Aus Mächtigkeitsvergleichen von über- und unterlagerndem Schalstein die Zeit der sauren Effusionen genauer zu bestimmen, wie es PAULY (1958) teilweise versucht hat, erscheint wenig sinnvoll, da die Produktion vulkanischer Lockerprodukte kein kontinuierlicher Vorgang ist. In das obere Mitteldevon ist auch der Keratophyr vom Rupbachtal zu stellen, der als mächtiger Lagergang in Tonschiefern des unteren Mitteldevons steckt (Rupbachschiefer sensu REQUADT & WEDDIGE 1978). Ihm zugehörige Nebenvorkommen im Hangenden lassen diese Einstufung als sicher erscheinen (FLICK 1977, 1978b).

Bei Wirbelau hat die Förderung vom oberen Mitteldevon bis zum unteren Oberdevon andauert. Dort ist nahe der ehemaligen Roteisensteingrube Georg-Josef in einem Schurf eine obermitteldevonische Makrofauna innerhalb von sog. Keratophyrtuffen nachgewiesen worden (AHLBURG 1918a, PAULY 1958). In dem den Keratophyr umgebenden Tonschiefer ließ sich SE des Ortes in plattigen Kalken mit Conodonten die Adorf-Stufe belegen. Somit handelt es sich dort um die jüngsten sauren Vulkanite der Lahnmulde.

Ebenfalls als tiefes Oberdevon sind die Keratophyre in der Dillmulde entlang des Randes zum Siegerländer Block anzusehen. Für das Vorkommen Langenaubach-Lindenberg ist ein Adorf-Alter nachzuweisen (WIEGEL 1956). Bei dem in Dillenburg Schichten steckenden Lagergang von Sechshelden ist ein entsprechendes Alter anzunehmen; bei dem im unteren Mitteldevon sitzenden von Haiger läßt sich dies aufgrund der Ähnlichkeit vermuten.

Den Abschluß der Effusivtätigkeit bilden im NE des Gebietes die unterkarbonischen Quarzkeratophyre von Eckelshausen sowie – als einzigem Vorkommen der Hörre – von Kernbach. Ersterer ist in Kieselschiefer des höchsten cu II $\alpha$  bis eventuell tiefsten cu II $\beta$  intrudiert (SCHADE 1970), während letzterer zwischen Wollenbergquarzit und kulmischer Grauwacke lagert. Saure Tuffe sind aus der weiteren Umgebung noch bis in das cu III bekannt (HOMRIGHAUSEN 1976).

Mangelnde Aufschluß- und unzureichend bekannte Lagerungsverhältnisse wie auch die Abtragung bereits im Devon, die zu dem meist als „Keratophyr-Tuff“ bezeichneten Schutt führte, lassen eine quantitative Abschätzung der effusiven Fördermengen im Lahn-Dill-Gebiet nicht zu. Lediglich ein relativer Vergleich untereinander, basierend auf der flächigen Verbreitung, bleibt möglich und gibt einen Anhalt für eine mengenmäßige Abnahme der Förderung kieselsäurereicher Magmen mit der zeitlichen Entwicklung. So entfallen auf die vermutlich untermitteldevonischen Ergüsse ca. 60 %, auf die obermitteldevonischen ca. 35 %, auf die tiefoberdevonischen ca. 5 % und auf die unterkarbonischen weit unter 1 % Flächenanteil.

Herrn Prof. Dr. H. QUADE, Clausthal, danke ich für eine kritische Durchsicht des Manuskripts.

## 6. Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1913): Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **31** (1): 448–481, Taf. 27; Berlin.
- (1918a): Blatt Weilburg. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **208**: 1–153, 30 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- (1918b): Blatt Braunfels. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **208**: 1–120, 14 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- (1918c): Blatt Merenberg. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **208**: 1–128, 18 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- (1921): Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **40** (1): 1–82, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BRAUNS, R. (1909): Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. – N. Jb. Mineral., Beil.-Bd. **27**: 261–325, 1 Abb., u. Beil.-Bd. **28**: 379–420, Taf. 6; Stuttgart.
- FLICK, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Clausthaler geol. Abh., **26**: 1–231, 78 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- (1978a): Die chemischen Parameter der Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 163–172, 8 Abb.; Hannover.
- (1978b): Der Keratophyr vom Ruppachtal (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 77–94, 14 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- & WEISSENBACH, N. (1978): Magmatische Würfelquarze in Rhyolithen (Quarzkeratophyren) des Rheinischen Schiefergebirges. – Tschermarks mineral. petr. Mitt., **25**: 117–129, 6 Abb.; Wien.

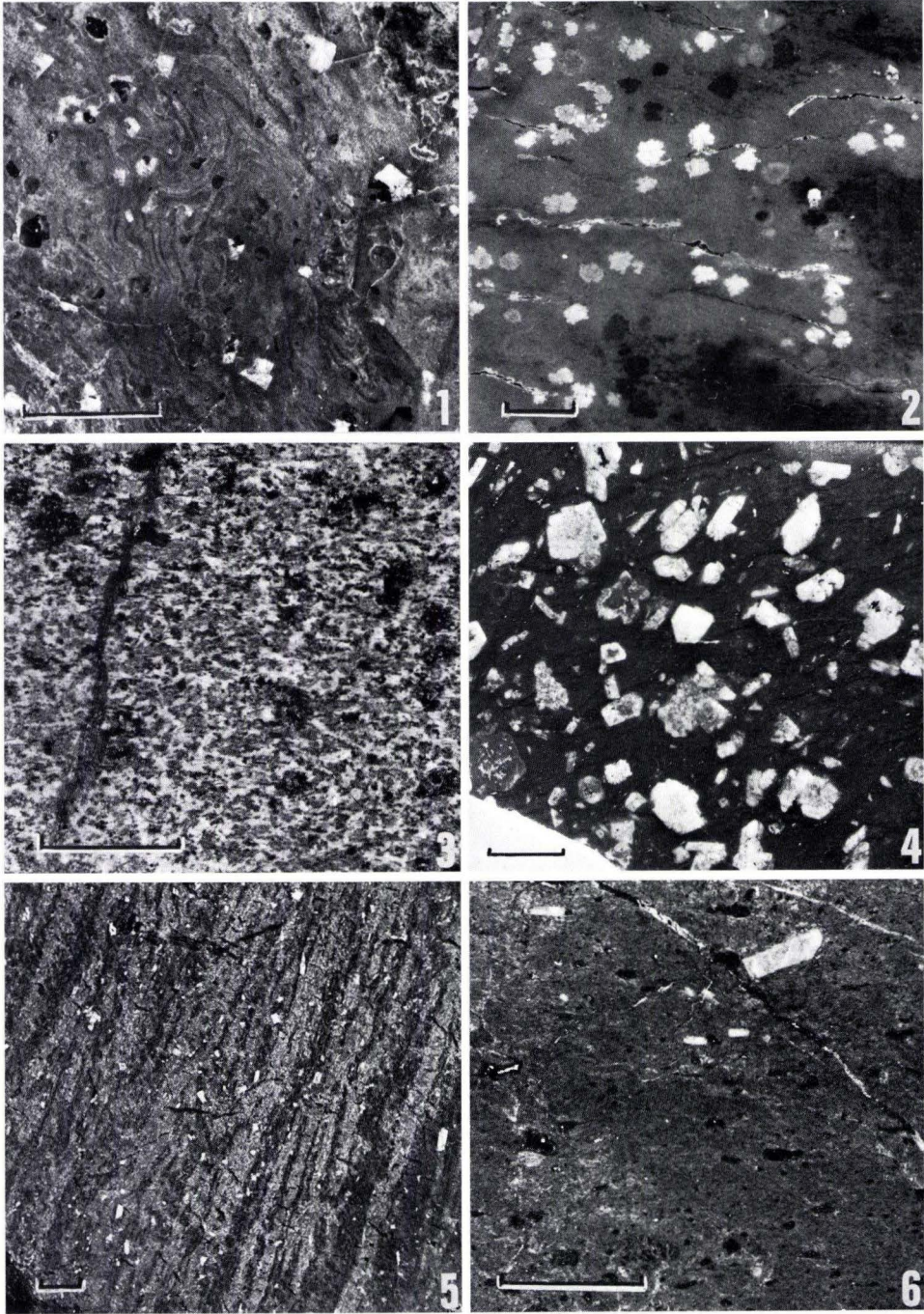


- GÖTZ, H. (1937): Die Keratophyre der Lahnmulde. — Z. Kristallogr. usw., mineral.-petr. Mitt., N. F., **49**: 168—215, 7 Abb., 6 Tab.; Leipzig.
- GROOS-UFFENORDE, H. (1972): Devon und Unterkarbon der Dill-Mulde südöstlich Herborn (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 92—130, 10 Abb., 6 Tab., Taf. 6 u. 7; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1963): In-situ-Brekzien der unterkarbonischen Pillowdiabase des Dillgebietes im Rheinischen Schiefergebirge. — Bull. volc., **25**: 97—107, 11 Abb.; Neapel.
- (1970): Vulkanische Gesteine. — Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000: Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 314—374, 10 Tab.; Wiesbaden.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1976): Über mögliche Zusammenhänge zwischen tuffitischen Lagen im SW-Teil der Wittgensteiner Mulde und dem Vulkanismus der Dillmulde (Dinantium II—III $\alpha/\beta$ , Rheinisches Schiefergebirge). — Z. dt. geol. Ges., **127**: 291—296, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KEGEL, W. (1922a): Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Wetzlar im Jahre 1920. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41** (2): XXXIII—L; Berlin.
- (1922b): Die Grube Raab bei Wetzlar, ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Lahnmulde. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41** (2): 368—391, 2 Abb.; Berlin.
- (1929): Blatt Wetzlar—Großenlinden. — Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. **275**: 1—63, 10 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- (1933): Blatt Rodheim. — Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. **317**: 1—48, 5 Abb.; Berlin.
- LEHMANN, E. (1941): Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. — 391 S., 167 Abb., 19 Tab.; Wetzlar (Scharfe).
- (1949): Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. — Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., **2**: 1—166, 24 Abb., 37 Tab.; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- (1972): On the Source of the Iron in the Lahn Ore Deposits. — Mineral. Deposita, **7**: 247—270, 20 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- LIPPERT, H.-J. (1970), unter Mitarbeit von HENTSCHEL, H., & RABIEN, A.: Blatt Nr. 5215 Dillenburg, 2. Aufl. — Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000: 1—550, 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- MEYER, H. L. F. (1914): Der Lahnporphyr bei Diez und seine begleitende Fauna. — Cbl. Mineral. etc., **1914**: 469—473 u. 503—511; Stuttgart.
- MÜRRIGER, F. (1933): Geologische Untersuchungen in der südlichen Lahnmulde unter besonderer Berücksichtigung des Oberdevons. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., N. F., naturwiss. Abt., **15**: 108—165, 1 Abb., 3 Taf.; Gießen.
- PAULY, E. (1958): Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **25**: 1—138, 41 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.
- QUADE, H. (1968): Vorkommen von NE-Erzen, Kieserzen und Schwerspat im Lahn-Hörre-Dill-Gebiet und nordöstlichen Taunus. — Teilgutachten IV zum Gutachten „Die NE-Erz- und Kieserz-Vorkommen in der Bundesrepublik Deutschland“ von Prof. Dr. A. PILGER. — 35 S. + Anh.; Clausthal-Zellerfeld (unveröff.).
- REQUADT, H., & WEDDIGE, K. (1978): Lithostratigraphie und Conodontenfauna der Wissenbacher Fazies und ihrer Äquivalente in der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 183—237, 14 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- RIPPEL, G. (1953): Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. — Geol. Jb., **68**: 401—456, 29 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- SCHADE, H. (1970): Der Kulm in dem nordöstlich der Lahn gelegenen Teil der Dillmulde. — Clausthaler geol. Abh., **4**: 1—178, 33 Abb., 29 Tab., 2 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1973): What is keratophyre? — Lithos, **6**: 1—11; Oslo.
- STARKEY, J. (1959): Chess-board Albite from New Brunswick, Canada. — Geol. Mag., **96**: 141—145, Taf. 3; London.
- WIEGEL, E. (1956): Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **15**: 1—156, 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.

**Tafel 1**

Makroskopische Gefüge der wichtigeren Keratophyr- und Quarzkeratophyr-Typen (entsprechend Abb.2) des Lahn-Dill-Gebietes. Maßstab jeweils 5 mm.

- Fig. 1. Quarzkeratophyr vom Typ Ballersbach i. e. S. mit Fließfältelung sowie Einsprenglingen von Quarz (dunkelgrau) und Alkalifeldspat (weiß). Vorkommen Sinn-Ballersbach D (Pr. 5316/04-1).
- Fig. 2. Quarzkeratophyr vom Typ Birkenkopf mit Anreicherung winziger Carbonatkristalle (helle und dunkle Flecken) sowie orientiert verlaufender Risse, die mit Carbonat (hell) und Flußspat (schwarz) gefüllt sind. Vorkommen Mensfelden-Birkenkopf A (Pr. 5614/18-4).
- Fig. 3. Keratophyr vom Typ Rupbachtal (Normalfazies) mit Pseudomorphosen nach mafischen Einsprenglingen (schwarz), wenigen Alkalifeldspat-Einsprenglingen sowie Skelettkristallen von Riebeckit und Ägirin (hellgrau). Steinbruch Gutenacker (Pr. 5613/28-15).
- Fig. 4. Quarzkeratophyr vom Typ Katzenelnbogen-Steinkopf mit großer Anzahl an Alkalifeldspat-Einsprenglingen (angedeuteter Zonarbau durch Einlagerung von Chlorit auf Spaltrissen). Vorkommen Katzenelnbogen-Steinkopf (Pr. 5714/01-1).
- Fig. 5. Quarzkeratophyr vom Normaltyp mit magmatischer Bänderung, erkennbar durch Anreicherung der Erzkomponente, sowie geregelten Alkalifeldspat-Einsprenglingen (weiß). Vorkommen Balduinstein-Hausen (Pr. 5613/17-1).
- Fig. 6. Keratophyr vom Normaltyp mit wenigen (geregelten) Alkalifeldspat-Einsprenglingen (weiß) sowie Anreicherungen von Chlorit (schwarz) in ehemaligen Hohlräumen. Vorkommen Gräveneck-Wilmersau (Pr. 5515/20-1).



Tafel 1.

## Die porphyrischen basischen Vulkanite des Oberen Mitteldevons und Unteren Oberdevons der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge)

Von

MANSOUR VOSSOUGH-ABEDINI\*

**Kurzfassung:** Gegenstand dieser Arbeit ist eine Effusivgesteinsreihe, die – abgesehen von begleitenden aphyrischen Gesteinstypen – von pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabasen mit kontinuierlichen Übergängen bis zu feldspatporphyrischen Spiliten reicht.

Sie tritt im Lahn-Dillgebiet nur in der ersten großen Phase vulkanischer Aktivität auf, die das Obere Mitteldevon und das frühe Oberdevon umfaßt. Sie fehlt aber gänzlich der zweiten großen vulkanischen Aktivitätsperiode, die im Unterkarbon liegt.

Mineralbestand, Chemismus und geologische Verbreitung der Glieder dieser Gesteinsreihe werden unter Beschränkung auf das Lahnggebiet eingehend behandelt. Der kontinuierliche Übergang von Diabas zu Spilit wird einschließlich ihrer nichtporphyrischen Glieder insbesondere an Hand des Chemismus auch mit Unterstützung durch neue Gesteinsanalysen belegt.

Die Entstehung dieser Gesteinsreihe wird hypothetisch aus einer besonderen „diabasischen“ gravitativen Kristallisations-Differentiation eines basaltischen Magmas in einer Magmenkammer im Untergrund der Geosynklinalen abgeleitet und aus den petrographischen Sachverhalten zu begründen versucht. Damit ergibt sich zugleich aus der vulkanologischen Situation im Lahn-Dillgebiet ein Beitrag zum Spilitproblem mit neuen Gesichtspunkten.

[The porphyritic basic volcanic rocks of the upper Middle Devonian to early Upper Devonian in the Lahn Syncline (Rheinisches Schiefergebirge)]

**Abstract:** Object of this paper is a series of basic porphyritic volcanic (and subvolcanic) rocks – except nonporphyritic types of rocks – which spans from porphyritic diabases with continuous transitions to porphyritic spilites.

This series of rocks only appears in the first main phase of volcanic activity during the Upper Middle and early Upper Devonian and not in the second phase during the Lower Carboniferous.

Mineralogical and chemical composition and geological appearance of the members of this series of rocks in the Lahn Syncline are described and listed in detail. The continuous change from Diabase to Spilite is shown in the chemical composition of these rocks including also the nonporphyritic members of the series and supported by new analyses.

The development of this series is interpreted as special „diabasic“ differentiation of a primary basaltic magma in a magma chamber in the depths of the Syncline. In addition the attempt is made to prove this interpretation by petrographic facts.

This is also a contribution to the spilite problem with new aspects as to the volcanological situation in the Lahn-Dill-Region.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .		46
2. Die porphyrischen Diabase (im weiteren Sinne) des Mitteldevons und frühen Oberdevons der Lahnmulde . . . . .		49

\* Dr. M. VOSSOUGH-ABEDINI, Univ. Teheran, Iran.

2.1. Die pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase . . . . .	49
2.2. Die feldspatporphyrischen Diabase . . . . .	57
2.3. Die Übergangsgesteine von feldspatporphyrischen Diabasen zu feldspatporphyrischen Spiliten . . . . .	63
2.4. Die feldspatporphyrischen Spilite . . . . .	64
3. Chemismus der porphyrischen Diabase und porphyrischen Spilite nebst Übergangsgesteinen . . . . .	67
3.1. Chemismus der pyroxen- und feldspatporphyrischen und der feldspatporphyrischen Diabase . . . . .	70
3.2. Chemismus der feldspatporphyrischen spilitischen Diabase und feldspatporphyrischen Spilite . . . . .	70
4. Zur Genese der porphyrischen Diabase und porphyrischen Spilite . . . . .	73
4.1. Allgemeines . . . . .	73
4.2. Die Genese der porphyrischen Diabase . . . . .	76
4.3. Die Genese der porphyrischen Spilite . . . . .	78
5. Differentiation und Nomenklatur . . . . .	81
6. Zur Frage des Ausgangsmagmas für die behandelte Gesteinsreihe porphyrische Diabase – porphyrische spilitische Diabase – porphyrische Spilite . . . . .	87
7. Zusammenfassung . . . . .	89
8. Schriftenverzeichnis . . . . .	90

## 1. Einleitung

Im E-Teil des Rheinischen Schiefergebirges hat sich vom Beginn des unteren Mitteldevons an bis zum frühen Unterkarbon eine Spezial-Geosynklinale in Form eines Doppeltroges, die Lahn- und die Dillmulde, entwickelt (Abb. 1). Eine zusammenfassende geologische Darstellung beider Mulden hat KEGEL (1922, 1934) geliefert. Charakteristisch für das geosynklinale Geschehen in beiden Mulden ist, wie seit langem gut bekannt, ein starker Vulkanismus, der die Absenkung im Doppeltrog und dessen sedimentäre Auffüllung begleitet hat. In der Lahnmulde, auf die sich diese Untersuchung beschränkt, setzte dieser Vulkanismus im unteren Mitteldevon mit der Förderung von Keratophyrtuffen und Keratophyren ein. Seine erste Haupttätigkeit erreichte er aber im oberen Mitteldevon (Givet) mit der submarinen Extrusion basischer, im weiteren Sinne diabasischer Magmen. Vorwiegend explosiv, also gasreich, lieferten diese überwiegend pyroklastische Massen (Tuffe), die nach ihrer diagenetischen Verfestigung und nach ihrer späteren Durchschieferung in der variscischen Orogenese, verbunden mit einer vorwiegend chloritischen Ummineralisation, in „Schalstein“ umgewandelt wurden. Nur untergeordnet extrudierten während der Tuff-Förderung bei offenbar kurzzeitiger und lokaler Gasarmut der basischen Magmen auch Laven, die submarin meist mit Pillowabsonderung erstarrten. Erst mit Ausklingen der Tuff-Förderung gegen Ende des oberen Mitteldevons erumpierte verstärkt nochmals basisches Magma im frühen Oberdevon. Teils drang es beim Aufstieg subeffusiv bzw. intrusiv in die Schichten des Mitteldevons und des frühen Oberdevons ein, um dort in Lagergängen zu erstarren, teils ergoß es sich submarin effusiv und lieferte infolge seines gegenüber der früheren explosiven Effusion zwar wesentlich geringeren aber doch eben noch nicht erschöpften Gasgehaltes diabasische und spilitische Mandelsteine, die häufig wegen ihrer subaquatischen Erstarrung eine Absonderung in Pillows erfuhren.

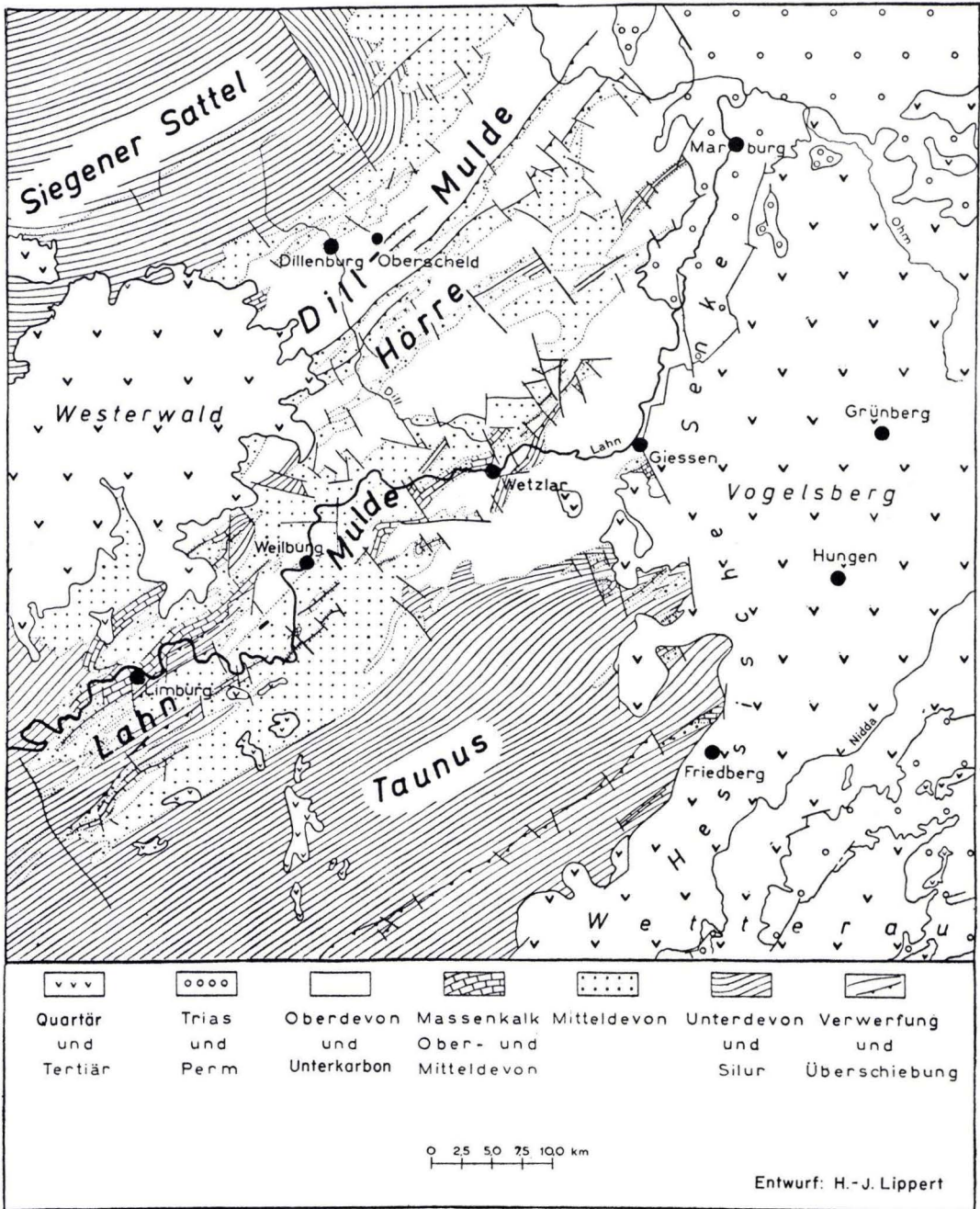


Abb.1. Schematische geologische Übersichtskarte des östlichen Rheinischen Schiefergebirges mit Lahn- und Dillmulde. — (Etwas veränderte Abb.1 aus: DIETRICH 1949).

In diesen vulkanisch-subvulkanischen Ablauf gehört auch die Bildung der synsedimentären, gewöhnlich als „exhalativ“ bezeichneten Roteisenerze, die am Ende der Tuff-Förderung im oberen Mitteldevon, also an der Wende vom Mittel- zum Oberdevon, als sogenanntes Grenzlager (bzw. als Grenzlagerzone) zum Absatz kamen. Über die Entstehung dieses lange Zeit wirtschaftlich genutzten Erzes sind noch heute die Ansichten geteilt. Als (i. w.) unbestritten vulkanogen kommt ihm für den mittel- bis frühoberdevonischen Magmatismus hinsichtlich seiner Magmendifferenzierung möglicherweise eine besondere genetische Bedeutung zu, auf die aber im Rahmen dieser Arbeit nicht eingegangen werden kann.

In der Zeit des jüngeren Oberdevons setzte in der Lahn- und der Dillmulde erneut ein basischer Vulkanismus ein, den AHLBURG (1918) für die Lahnmulde in die Zeit des hohen Nehden bis Hemberg stellte. Auch hier wurden wieder Tuffe (Schalsteine) und Mandelsteine wie auch intrusive Diabase gebildet, welche sich petrographisch von den entsprechenden mitteldevonischen Gesteinen teils deutlich unterscheiden, teils ihnen aber auch zum Verwechseln ähnlich sind. Diese jung-oberdevonische vulkanische Aktivität steht aber hinsichtlich ihrer Fördermenge untergeordnet zwischen der ersten großen und einer zweiten großen im Unterkarbon folgenden Aktivitätsperiode.

Diese zweite große magmatische Aktivitätsperiode in der Lahn- und Dillmulde liegt im tiefen Unterkarbon (Kulm). Zur Effusion gelangten dabei Laven, die im Gegensatz zu denen im oberen Mitteldevon jedoch ziemlich gasarm waren und daher keine Tuffe und auch kaum Mandelsteine geliefert haben. Als submarine Laven überfluteten sie deckenartig die Schichten des Oberdevons und bildeten eine bis 400 m mächtige Gesteinsmasse, den sogenannten Deckdiabas. Er ist häufig in Pillows abgesondert.

Während oder kurze Zeit nach dieser letzten effusiven Tätigkeit drangen Magmen gleicher Art intrusiv in Schichten vorwiegend des Oberdevons und frühen Unterkarbons ein und bildeten hier bis über 100 m mächtige Lagergänge (Sills). Nach RIETSCHEL (1966) sind die Diabas-Sills in der Lahnmulde an zwei stratigraphische Horizonte gebunden: an die tiefe bis mittlere Adorf-Stufe ( $to_1$ ) und an die höchste Hemberg- bis *Gattendorfia*-Stufe ( $to_{IV} - cu_1$ ).

Über petrographisch interessante Differentiationsphänomene innerhalb dieser Sills wurde bereits berichtet (VOSSOUGH-ABEDINI 1968, VOSSOUGH-ABEDINI & HENTSCHEL 1971).

Soweit die knappe referierende Übersicht über das vulkanische Geschehen im Lahn-Dillgebiet während der geosynklinalen Entwicklung, wie es sich nach dem derzeitigen Stand der geologischen und paläovulkanischen Erforschung dieses Gebietes ergibt.

Während sich die Magmatite der zweiten vulkanischen Hauptaktivität im Lahn-Dillgebiet als sehr einheitliche Diabasgesteine erweisen, vor allem, was ihre effusiven bis subeffusiven Typen anlangt, variieren die mittel- bis früh-oberdevonischen Effusiva und Subeffusiva der ersten vulkanischen Hauptaktivität erheblich sowohl im Gefüge als auch im Mineralbestand und damit auch in ihrem Chemismus. Die petrographische Variation reicht von Quarzkeratophyren über Diabase bis zu fast ultrabasischen Gesteinen (Pikriten). Eine Hauptgruppe in dieser Reihe bilden, etwa in der Mitte dieser Variationsreihe stehend, porphyrische diabasische Basite, deren genetische Stellung im Gesamtkomplex der Magmatite dieser vulkanischen Epoche zu klären sich diese Arbeit als Aufgabe gestellt hat. Es ging dabei um die Frage, inwieweit

sich aus diesen Gesteinen eine Differentiationsfolge erkennen und ableiten läßt, eine Frage, für deren Lösung porphyrische Gesteine die beste Voraussetzung bieten. Gibt doch das Vorhandensein von Einsprenglingen (Mafiten und Plagioklasen) einen Hinweis auf die ursprüngliche Zusammensetzung dieser Magmatite, den Ablauf der Kristallisation und der Differentiation des Magmas vor der endgültigen Platznahme im vulkanischen und subvulkanischen Milieu.

Die Mannigfaltigkeit der porphyrischen Basite im Lahngebiet sowie ihre bislang (im Lahngebiet) noch unzureichende Kenntnis machten sowohl eine Erfassung möglichst aller Vorkommen des Gebietes als auch eine kritische Sichtung der Ergebnisse bereits vorhandener Arbeiten über diese Gesteinsgruppe notwendig. Dazu liegen detaillierte Untersuchungen über mitteldevonische Vulkanite des Lahn-Dillgebietes von DOERMER (1902), BRAUNS (1909), LEHMANN (1941) und HENTSCHEL (1960, 1961, 1970) vor.

## **2. Die porphyrischen Diabase (im weiteren Sinne) des Mitteldevons und frühen Oberdevons der Lahnmulde**

Vorbemerkung: Zur Untersuchung kamen alle auf den geologischen Spezialkarten der Blätter Braunfels, Hadamar, Limburg, Merenburg, Villmar und Weilburg angeführten Vorkommen porphyrischer Diabase, bzw. der sogenannten „Hornblendediabase, z. T. Augitporphyrite“ (AHLBURG 1918). Außerdem wurden noch einige Vorkommen solcher porphyrischer Basite mit einbezogen, die auf den geologischen Karten zwar nicht als porphyrisch bezeichnet waren, bei den Geländebegehungen sich aber als porphyrisch erwiesen. Die Fundpunkte der untersuchten Gesteine sind jeweils als Anhang am Ende des betreffenden Kapitels aufgeführt. Soweit porphyrisch, sind auch die von LEHMANN (1941) als „Weilburgite“ bezeichneten Gesteine hier mit eingliedert.

Aufgrund petrographischer Unterschiede empfahl es sich, eine Untergliederung dieser Gesteine zu verwenden, wie sie HENTSCHEL (1970) für das Dillgebiet benutzt hat, und zwar eine 3er-Gliederung in

1. pyroxen- und feldspatporphyrische Diabase,
2. feldspatporphyrische Diabase,
3. feldspatporphyrische Spilitite.

Mit dieser Gliederung wird eine diabasisch-spilitische Gesteinsreihe unterteilt, die petrographische und dementsprechende chemische Kontinuität besitzt. Die Gesteine dieser Reihe sind durch (petrographische) Übergänge miteinander verbunden, auf die bei der Beschreibung der einzelnen Gruppen noch näher eingegangen wird. Daneben läuft zugleich eine zweite Gesteinsvariation mit, die sich aus einem Wechsel in der Menge der Einsprenglinge ergibt und jeweils von einsprenglingsreichen Gesteinsgliedern bis zu einsprenglingsfreien, also nichtporphyrischen Gesteinen reicht. Sie findet hier keine gesonderte Behandlung, ist aber in die anstehenden petrographischen Probleme dieser Arbeit stets mit einbezogen.

### **2.1. Die pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase**

Diese Diabase sind im Lahngebiet häufig vertreten (Abb.2). Sie bilden ihren Ausbissen zufolge zumeist Lagergänge. Als oberflächennah werden diese angesehen,



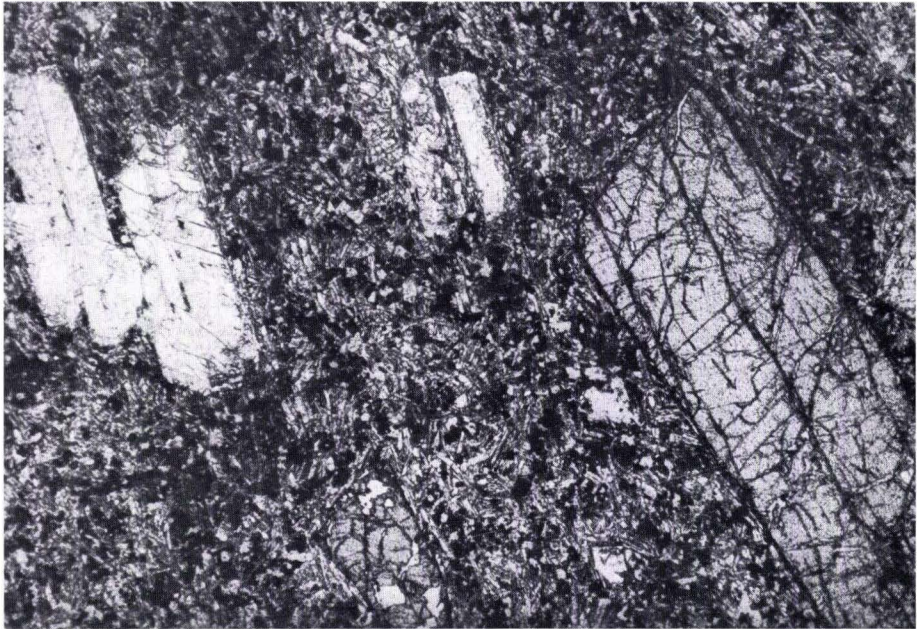


Abb.2. Pyroxen- und feldspatporphyrischer Diabas; — Einsprenglinge: Pyroxen und Plagioklas, z. T. sericitisiert und chloritisiert; Grundmasse: Plagioklas, Chlorit, Magnetit, Titanoxide  $\pm$  Titanit; — 15  $\times$  —.

weil ihnen einerseits Pillowabsonderung fehlt, wie diese für submarine Ergüsse charakteristisch ist, weil sie andererseits nicht das schon relativ grobkörnige Gefüge eines Intrusivgesteins aufweisen, aber auch nicht als Mandelsteine entwickelt sind.

Es handelt sich um dunkelgraue bis -grüne Gesteine, die — meist bereits makroskopisch gut erkennbar — Pyroxen- und Feldspateinsprenglinge sowie teilweise auch Olivineinsprenglinge enthalten. Die Olivineinsprenglinge treten makroskopisch allerdings nicht so deutlich wie die Pyroxen- und Feldspateinsprenglinge hervor, da sie, weil stets in Serpentin umgewandelt, farblich weitgehend der Grundmasse angeglichen sind.

Die Menge der Einsprenglinge, und zwar sowohl ihre absolute Gesamtmenge als auch die relative Menge der verschiedenen Einsprenglingsminerale schwankt von Vorkommen zu Vorkommen beträchtlich. Das kann sogar bis zum völligen Verschwinden der einen oder anderen wie auch aller drei Einsprenglingskomponenten gehen und damit zum Übergang in nichtporphyrische Gesteine führen. Es konnte andererseits aber auch beobachtet werden, daß innerhalb eines Diabasvorkommens eine spezifische räumliche Separierung der einen oder anderen Komponente stattgefunden hat, d. h. daß sich Inhomogenitäten innerhalb eines Vorkommens in bezug auf die Einsprenglinge eingestellt haben. Durch diese relative Separierung der Einsprenglingskomponenten ist ein Übergang in den zweiten Gesteinstyp, den feldspatporphyrischen Diabas schon innerhalb ein und desselben Gesteinsvorkommens möglich (wenn z. B. örtlich das Gestein keine Mafit-Einsprenglinge mehr

enthält). Ein solcher Übergang, der sogar makroskopisch verfolgbar ist, läßt sich beispielsweise bei einem der porphyrischen Diabasvorkommen im Dillgebiet beobachten, welche von HENTSCHEL (1970) beschrieben wurden: ein Lagergang im Bahnprofil am S-Fuß des Löhren E Sechshelden (Bl. 5215 Dillenburg), bei Bahn-km 121,85 in Höhe der Bahntrasse aufsetzend, enthält in seinem unteren Teil vereinzelt Einsprenglinge von Pyroxen und Plagioklas, in seinem oberen Teil nur Plagioklase und dazu in sehr starker Anreicherung. Die Separierung der Einsprenglinge (Olivin + Pyroxen) mag aber im Magma häufig schon irgendwo in subvulkanischer „Tiefe“ vor der endgültigen Platznahme stattgefunden haben. Aufgrund eines solchen Vorgangs können die pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase, die nur feldspatporphyrischen Diabase und unter noch weiter fortgeschrittenen günstigen Separierungsbedingungen vielleicht sogar auch die porphyrischen Spilite als selbständige Gesteinskörper auftreten.

Zur Gruppe der pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase sind zunächst ein großer Teil derjenigen porphyrischen Diabase zu stellen, die AHLBURG (1918) in den von ihm bearbeiteten Blättern 1:25000 als „Hornblendediabas, z.T. augitporphyrisch“ zusammengefaßt hat. Doch wurde Hornblende niemals frisch gefunden und nur bei einem geringen Teil dieser so bezeichneten Gesteine ließen sich neben Pyroxeneinsprenglingen opacitische Einsprenglingspseudomorphosen nachweisen, die wahrscheinlich von einer ursprünglichen Hornblende herzuleiten sind. Möglicherweise hat AHLBURG aufgrund nur makroskopischer Untersuchung irrtümlich Pyroxeneinsprenglinge für Hornblende angesehen.

Das Gefüge der Grundmasse dieser Gesteine ist überwiegend intersertal, aber auch kleinophitisch bis divergentstrahlig. Bei manchen Vorkommen deutet sich ein Fluidalgefüge durch Einregelung der Feldspäte in der Grundmasse an.

Die mikroskopische Untersuchung der pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase ergab folgenden Mineralbestand: monokliner Pyroxen, Plagioklas, Olivin (pseudomorphosiert), Hornblende (pseudomorphosiert), Erz, Leukoxen, Titanit, Chlorit und Serpentin, Calcit, Apatit, Epidot, Quarz, Biotit und Iddingsit.

Die Pyroxene treten als Einsprenglinge und als Bestandteil der Grundmasse auf. Die durchschnittlich 0,5 cm großen Einsprenglinge, die bis ca. 25 Vol.-% ausmachen können, wurden aufgrund der optischen Vermessung als ein den Titanaugiten nahestehender diopsidischer (salitischer) Pyroxen ermittelt (Tab. 1). Sie sind (gedrungen) idiomorph, aber auch gerundet und gelegentlich verzwilligt. Im allgemeinen erscheinen sie im Dünnschliff grau mit leichtem Violetstich, der sich jedoch in den Randzonen z.T. erheblich verstärken kann. Diese unterschiedliche Färbung ist auf einen zunehmenden Titan- und Eisengehalt in den Randpartien der Pyroxene zurückzuführen. Zusätzlich ist in Abhängigkeit vom Titan- und Eisengehalt eine Änderung von  $2V_z$  festzustellen (Tab. 1).

In einigen Gesteinen sind die Pyroxeneinsprenglinge total umgewandelt, vielfach werden sie jedoch nur partiell von Mineralen aus dem i. w. hydrothermalen Bildungsbereich verdrängt. Eine Verdrängung – sowohl durch Chlorit als auch durch Calcit – geht fast immer vom Kern aus. Ein höherer Mg-Gehalt im Kern der Pyroxene scheint somit eine größere Anfälligkeit gegenüber einer Umwandlung zu zeigen als der Randbereich mit seinem höheren Ti- und Fe-Gehalt.

Tab.1. Optische Daten von Pyroxen (aus U-Tisch-Messungen gewonnen)

Handst.- Nr.	Schliff-Nr.	$\angle 2V_z^\circ$		$\angle Z/c^\circ$ Einsprengling
		Einsprengling	Grundmasse	
A 114	HH 1810	40–50	50	–
A 116	HH 1438	52	51–53	44
A 117	HH 1813	48–53	45	46
A 118	HH 1440	52	51	48
A 119	HH 1441	44 <sub>R</sub> –52 <sub>K</sub>	50–51	–
A 122	HH 1815	48–50	48–49	43
A 123	HH 1816	46 <sub>R</sub> –52 <sub>K</sub>	–	52
A 124	HH 1817	44 <sub>R</sub> –48 <sub>K</sub>	48–49	51
A 128	HH 1450	52	53	46
A 155	HH 1751	50–52	–	–
A 173	HH 1770	58	–	–
A 197	HH 1798	55–60	50–52	–

R = Rand; K = Kern

Die Pyroxene der Grundmasse bilden entweder kurze Säulchen ( $0,3 \times 0,1$  mm), die als eigentliche Grundmasse-Pyroxene angesprochen werden können, oder idiomorphe gedrungene Körner, die jedoch auch einen kontinuierlichen Korngrößenübergang zu den Pyroxeneinsprenglingen zeigen können. Die optischen Daten der Grundmasse-Pyroxene sind auch in Tab.1 enthalten. Es erwies sich, daß die Grundmasse- wie Einsprenglingspyroxene den gleichen Zonarbau aufweisen. Gelegentlich tritt auch bei den Grundmasse-Pyroxenen eine Verdrängung durch Chlorit (und auch durch Calcit) auf. Hierbei siedeln sich zugleich in den chloritisierten Partien Erz, Leukoxen und Titanit in kleinen Körnchen an.

Die Feldspateinsprenglinge sind Plagioklase (An-Gehalt: ca. 55–65 Mol-%). Sie bilden durchschnittlich 0,7 cm lange und 0,3 cm breite idiomorphe Kristalle und sind oft zonar gebaut. Zuweilen sind die Plagioklaseinsprenglinge randlich korrodiert (Abb. 3), was auf einen Zustand des Ungleichgewichtes zwischen Plagioklas und der Schmelze, die die Grundmasse geliefert hat, zurückzuführen ist (s. Abschn. 4.2.). Eine Verzwilligung nach dem Albit- und Periklingesetz tritt bevorzugt auf. In fast allen Gesteinsproben zeigt sich eine Verdrängung der Plagioklaseinsprenglinge durch ein schuppiges, farbloses Mineral mit hoher Doppelbrechung (Abb. 3), das für Sericit spricht. Durch röntgenographische Untersuchung wurde dieses Mineral als Sericit bestätigt. Die Verdrängung der Plagioklase durch Sericitschüppchen setzt im Kern ein, so daß bei Zonarbau des Feldspates meistens noch ein albitreicher Saum übrigbleibt, völlige Sericitisierung von Einsprenglingsplagioklasen kann aber auch beobachtet werden. Neben dieser Sericitisierung wird Plagioklas auch noch durch Chlorit und Calcit verdrängt. In stark umgewandelten Plagioklasen beobachtet man stets kleine Albitkörner, die aus der stabilen Albit-Komponente der Plagioklase bei der hydrothermalen Umwandlung durch eine Art von „Sammelkristallisation“ hervorgegangen sind.

Die Feldspäte der Grundmasse konnten, sofern sie noch relativ frisch waren, mit Hilfe des U-Tisches bestimmt werden. Es handelt sich um Plagioklase mit etwas

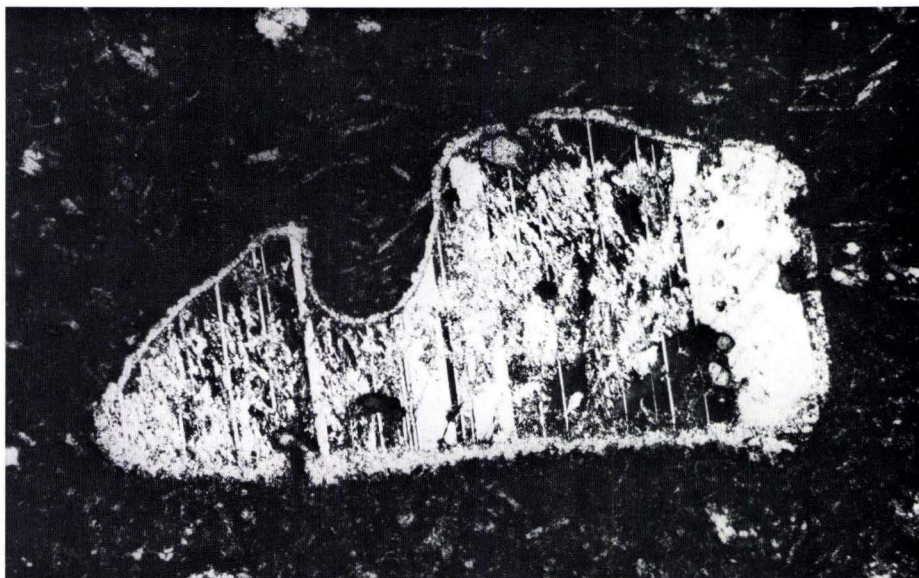


Abb. 3. Korrodierter und sericitisierter Plagioklaseinsprengling in pyroxen- und feldspatporphyrischem Diabas. — ca.  $35\times$  — Probe A 119, Dünnschl. H.H.1814. — Felsen an der Straße nach Falkenbach südlich Grävenecker Brücke, westlicher Lahnthalhang, Bl. Weilburg.

kleinerem An-Gehalt als die Einsprenglinge (An-Gehalt: ca. 35–55 Mol-%). Sie sind fast immer leistenförmig ausgebildet (bis 1,5 mm lang und 0,1 mm breit) und stets nach dem Albitgesetz verzwilligt. Die Umwandlung ist dieselbe wie bei den Einsprenglingen.

Die Olivine, stets völlig umgewandelt, liegen als idiomorphe Einsprenglinge ( $\varnothing$  bis 2 mm) vor. Das charakteristische Rißsystem innerhalb der ehemaligen Olivine ist oft noch gut zu beobachten. Die Risse enthalten meistens kleine Magnetitkörnchen. Die Pseudomorphosen bestehen überwiegend aus Serpentin, teils aber auch aus Quarz, Calcit und Epidot bzw. aus all diesen Mineralen zusammen. Ferner liegen in einigen Gesteinsproben die Olivinpseudomorphosen als Iddingsit bzw. als Gemenge von überwiegend Iddingsit mit Serpentin vor. Da die Iddingsitisierung angeblich zuerst die eisenreicheren Partien eines Olivins erfaßt und bei den Olivinen der untersuchten Gesteinsproben stets vom Rande her vorgedrungen ist, kann angenommen werden, daß diese einen Zonarbau besaßen.

In einigen Gesteinen beobachtet man zusätzlich mafitische Einsprenglingspseudomorphosen, welche eine Länge bis zu 2 mm erreichen können. Diese Pseudomorphosen bestehen oft aus einem Gemenge von kleinen Pyroxenanhäufungen, Feldspat, Erz und Leukoxen. Hier könnte es sich um Kristalle ehemaliger Hornblende handeln, welche eine Opacitisierung erfahren haben. Auch HENTSCHEL (1970) hat bei der Untersuchung ähnlicher Gesteine aus dem Dillgebiet Pseudomorphosen dieser Art gefunden und als Amphibolpseudomorphosen angesprochen. Es fanden sich nämlich in diesen Gesteinen gelegentlich dabei auch noch Reste einer frischen braunen

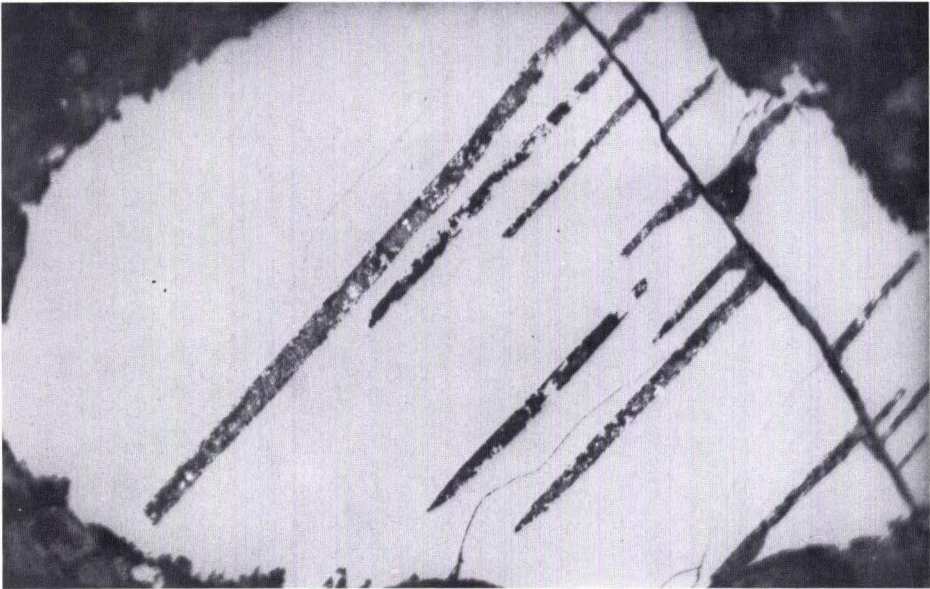


Abb. 4. In Magnetit (weiß) und Ilmenit-Lamellen (hell-dunkelgrau gesprenkelt) entmischter Titanomagnetit. — Mikroeingenglied in pyroxen- und feldspatporphyrischem Diabas. Der Ilmenit ist zum großen Teil in Anatas und Rutil umgewandelt, — ca. 200× — Anschliff.

Hornblende. Darüber hinaus ist im Dillgebiet auch ein Diabas mit vollständig frischen Hornblende-Einsprenglingen nachgewiesen. HENTSCHEL (1970: 326) schreibt darüber: „Nur ein einziges Diabasvorkommen [im Blattbereich] ist bekannt, das statt des Pyroxens — von wenigen kleinen Kristallen abgesehen — eine frische unverändert gebliebene braune Hornblende als Einsprengling enthält. Dieses Vorkommen steht in Klippen hinter dem Brunnen bei der Straßengabelung (P 333,0) in Donsbach (einem Dorf westlich Dillenburg) an. Dieser Hornblende-führende Diabas wurde von KAYSER in der ersten Auflage der geologischen Spezialkarte Blatt Dillenburg irrtümlich für Basalt gehalten, dem er äußerlich sehr ähnelt.“ Mit ursprünglichen Hornblende-Einsprenglingen in den porphyrischen Diabasen kann sonach gelgentlich durchaus gerechnet werden.

Die Erzkomponente wurde mit Hilfe von Anschliffen untersucht. An oxidischen Erzen wurden Titanomagnetit und Ilmenit festgestellt, während an sulfidischen Erzen Pyrit und Kupferkies in nur unbedeutenden Mengen auftreten. Die Titanomagnetite werden in einigen Gesteinen bis 1,6 mm groß. Sie bilden idiomorphe oder gerundete Körner, die oft zu Ilmenit und Magnetit entmischt sind. Im Gegensatz zu den Randpartien erfolgte bei den Titanomagnetitkristallen in der Kernpartie aufgrund des hier höheren Titangehaltes meist eine orientierte Entmischung in Magnetit und Ilmenit. Dabei erscheint der Ilmenit lamellenartig und hebt sich durch seine Farbe und die Anisotropieeffekte von dem ihn umgebenden Magnetit deutlich ab (Abb. 4).

Andererseits bildet Ilmenit jedoch auch selbständige, tafelig ausgebildete Kristalle (bis 0,5 × 0,2 mm). Sowohl die primär als auch die durch Entmischung entstandenen

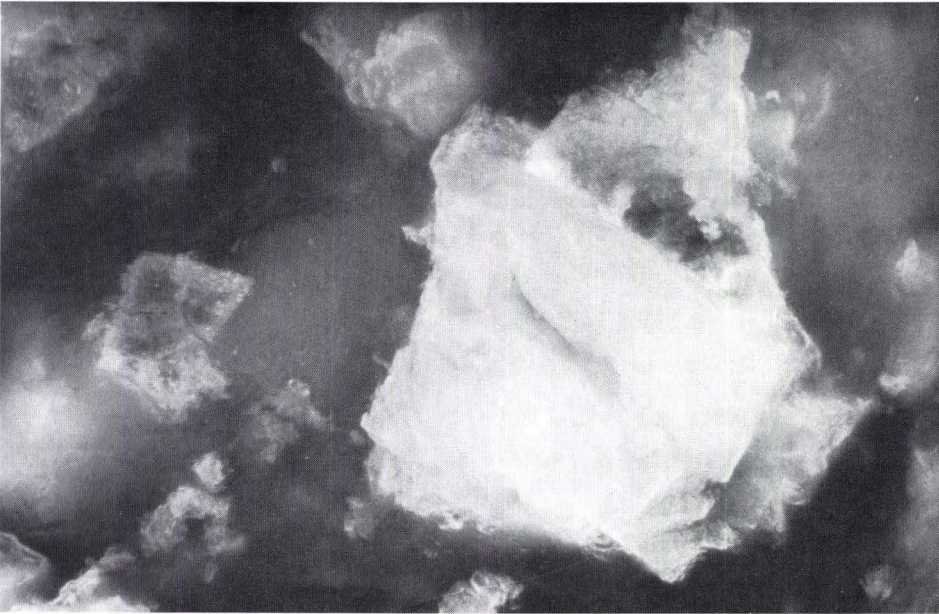


Abb. 5. In Leukoxen (Anatas + Rutil + Titanit) umgewandelter Ilmenit der Grundmasse in pyroxen- und feldspatporphyrischem Diabas. — Dünnschliffbild ca. 200 $\times$ .

Ilmenite erfuhren z.T. eine vollständige Umwandlung in Rutil, Anatas und Titanit, also zu einem Gemenge, das summarisch als Leukoxen bezeichnet wird. Dieser Leukoxen findet sich auch in der Grundmasse aller Gesteine der hier behandelten Gruppe in Form  $\pm$  trüber Körner (Abb.5).

Es mag erwähnt werden, daß bei der Untersuchung eines unterkarbonischen Intrusivdiabases eine ähnliche Erzkomponente beobachtet und ausführlich beschrieben wurde (VOSSOUGH-ABEDINI 1968).

Titanit findet sich in fast allen Gesteinen — abgesehen von seiner Entstehung durch Umwandlung der Ilmenite — in kleinen Körnern (bis 0,08 mm) in der Grundmasse. Meist siedelt er sich im Chlorit und in den chloritisierten Mafiten an.

Chlorit-Serpentin: Chlorit ist in allen Gesteinsvorkommen anwesend. Er füllt die Zwickelräume zwischen den Feldspäten, verdrängt aber auch diese wie auch die Mafite. Serpentin ist meist mit Chlorit vergesellschaftet und ist nur in den ehemaligen Mafiten anzutreffen.

In den pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabasen ist neben Serpentin nur ein Chlorittyp (Chlorit I) vertreten. Eine eingehende Beschreibung beider Minerale findet sich im Kapitel über die feldspatporphyrischen Diabase mit Angaben über einen in letzteren Gesteinen noch zusätzlich auftretenden Chlorittyp (Chlorit II).

Calcit ist in fast allen untersuchten Gesteinen vertreten. Er bildet zwischen den Feldspatleisten der Grundmasse unregelmäßig begrenzte und ungleichmäßig verteilte Flecken und ist an der Umwandlung der Feldspäte und Pyroxene beteiligt.

Apatit tritt in den meisten Proben in den Feldspateinsprenglingen und in der Grundmasse auf. Seine Korngröße kann ausnahmsweise bis ca. 2 mm Länge und 1 mm Breite betragen, so daß er sich dann deutlich von der feineren Grundmasse abhebt. Im allgemeinen liegt seine Größe bei ca.  $0,03 \times 0,06$  mm.

Epidot und Quarz wurden nur in einigen Gesteinen beobachtet. Sie sind auf die Zwischenräume der Feldspäte beschränkt. Quarz befindet sich außerdem als einzelne isolierte (bis 0,4 mm  $\varnothing$ ) oder zu einem Pflaster aggregierte Körner von etwa gleicher Größe in den Mafitpseudomorphosen.

Biotit wurde nur in einigen Gesteinsvorkommen festgestellt. Er bildet Flitter ( $\varnothing =$  ca. 0,05 mm) und tritt hauptsächlich mit Erz und Chlorit zusammen auf.

Iddingsit tritt nur in einigen Gesteinsvorkommen auf, und zwar nur als Umwandlungsprodukt der Olivine, indem er diese häufig vom Rande her verdrängt.

Mit Ausfall der Pyroxeneinsprenglinge sowie mit Abnahme der Grundmasse-Pyroxene bis zum völligen Verschwinden geht diese erste Gesteinsgruppe in die zweite Hauptgruppe der nur feldspatporphyrischen Diabase über.

Als Übergangsglieder zwischen den pyroxen- und feldspatporphyrischen und nur feldspatporphyrischen Diabasen finden sich des öfteren feldspatporphyrische Gesteine mit umgewandelten Mafiteinsprenglingen. Diese jetzt in Serpentin bzw. Chlorit umgewandelten Mafite könnten ursprünglich als Pyroxen vorgelegen haben, was jedoch nicht eindeutig bewiesen werden kann. Sowohl aus diesem Grunde als auch wegen der z. T. sehr geringen Häufigkeit dieser umgewandelten Einsprenglinge wurde dieser Gesteinstyp nicht als eine eigene Gesteinsgruppe betrachtet, sondern zu der Gruppe der nur feldspatporphyrischen Gesteine gestellt.

#### Vorkommen von pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabasen

1. Herausgewittertes Gestein an Waldfahrweg am SW-Fuß des Forstes Neuwied NE Förfurt; in Waldabt. 34, ca. 300 m SW P. 200,0 (Bl. 5515 Weilburg); R 344751, H 558907.
2. Felsklippen gleich unterhalb Beginn des Steilabhanges zum Lahntal, ca. 80 m W P. 192,0, S Gräveneck (Bl. 5515 Weilburg); R 344699, H 559002.
3. Felswand am Fahrweg zum BW-Haus E Bahnlinie Gräveneck – Förfurt, ca. 50 m S des Südausganges des Tunnels Gräveneck (Bl. 5515 Weilburg); R 344699, H 559017.
4. Fels, rechter (westlicher) Lahntalhang an der Straße Gräveneck – Falkenbach, ca. 200 m S Abzweigung von der Straße Gräveneck – Wirbelau (Bl. 5515 Weilburg); R 344680, H 559014.
5. Steiler Felsen am westlichen Lahnufer in Waldabt. 3, ca. 300 m ENE Ortsmitte Falkenbach (Bl. 5515 Weilburg); R 344673, H 558922.
6. Herausgewitterte Blöcke am E-Ortseude von Falkenbach, ca. 10 m vom Waldrand einwärts (Bl. 5515 Weilburg); R 344669, H 558913.
7. Kleine Pinge, direkt an der SW-Seite der „Hohen Straße“ Kirschhofen – Elkerhausen, auf der Höhe des Birkenkopfes, bei km 1,86 (Bl. 5515 Weilburg); R. 344758, H 559277.
8. Kleine Felsklippe oberhalb N-Straßenböschung der Straße Weilburg – Weilmünster, bei km 3,59 an W-Seite des Ku-Baches (bei P. 147,8) (Bl. 5515 Weilburg); R 344941, H 559218.
9. Felsen am westlichen Lahnhang (am Odersbacher Weg), etwa gegenüber N-Ende des Sportplatzes auf der anderen Lahnseite (ca. 260 m S Fußgängerbrücke über die Lahn (Bl. 5515 Weilburg); R 344730, H 559457.
10. Felsen am Stollenmundloch des Karl-Heinz-Stollens, an der Straße Heckholzhausen – Lahr, direkt am Ortseude Heckholzhausen (Bl. 5514 Hadamar); R 344015, H 559516.
11. Straßenböschung an ausgebautem Hangweg am S-Fuß des Schul-Berges an der Straße Langhecke – Winden, ca. 200 m Ortseude Langhecke (Bl. 5615 Villmar); R 344924, H 558375.

12. Felswand an der N-Seite der Straße Langhecke—Winden, ca. bei km 8,45; ca. 20 m oberhalb Straßenniveau (Bl. 5615 Villmar); R 344925, H 558375.
13. Felsen an der Str. bei Tel.-Mast 76, ca. 100 m oberhalb Gasteyers Mühle im unteren Rupbach-Tal (Bl. 5613 Schaumburg); R 342440, H 557650.

Nachtrag: Diese Liste erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. So ließen sich nach Abschluß dieser Arbeit im Raum von Schadeck—Runkel einige weitere Vorkommen dieses Diabastyps nachweisen. Die geologische Karte und die Erläuterungen der demnächst erscheinenden 2. Aufl. des Bl. 5514 Hadamar geben darüber Auskunft. (Nach mündl. Mitt. von H. HENTSCHEL, 1978.)

## 2.2. Die feldspatporphyrischen Diabase

Die feldspatporphyrischen Gesteine (Abb. 6) sind — verglichen mit den pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabasen — im Lahngebiet weitaus häufiger anzutreffen. Die Gesteine besitzen eine vom Umwandlungsgrad der Feldspäte abhängige Farbe. Gesteine mit relativ frischen oder mit nur wenigen Feldspateinsprenglingen sind dunkelgraugrün, solche mit vielen oder stark umgewandelten Einsprenglingen sind hellgrau gefärbt und wirken durch die Einsprenglinge scheckig. Neben diesen Feldspateinsprenglingen finden sich noch — wenn auch untergeordnet und nur bei wenigen Gesteinen — Einsprenglingspseudomorphosen nach Mafiten.

Im Gegensatz zu den pyroxen- ± feldspatporphyrischen Diabasen sind bei den rein feldspatporphyrischen Gesteinstypen auch Mandelsteine vertreten. An der Mandelfüllung beteiligen sich Calcit, Chlorit und gelegentlich auch Quarz, und zwar entweder allein oder miteinander.



Abb. 6. Feldspatporphyrischer Diabas. — Einsprenglinge: Plagioklas, teilweise von Chlorit und Calcit verdrängt; Grundmasse: dünne Leisten von Plagioklas, Chlorit in unregelmäßig begrenzten grauen Feldern und dichte Zwickelfüllung aus Chlorit, Magnetit, Titanit und Titanoxid-Mineralen. — SE-Peripherie von Freienfels bei R 345039, H 559120; Bl. Weilburg. — Probe A 104, Dünnschl. H H 1426. — 15× —.



Das Gefüge der Grundmasse ist teils intersertal teils divergentstrahlig. Bei den Mandelsteinen dieses Gesteinstyps hat sich vereinzelt aufgrund extrem rascher Abkühlung ein hyalopilitisches Gefüge entwickelt.

Aus der mikroskopischen Untersuchung ergab sich folgender Mineralbestand: Feldspateinsprenglinge, Feldspäte der Grundmasse, Pyroxene der Grundmasse, Erz, Chlorit, Serpentin, Titanit, Calcit, Quarz, Epidot, Apatit, Serizit und Biotit.

Die Feldspateinsprenglinge bilden durchschnittlich 1 cm lange und 0,5 cm breite idiomorphe Tafeln; gedrungene Formen sind weitaus seltener zu beobachten. Die Menge der Einsprenglinge variiert sowohl von einem Vorkommen zum anderen (von ca. 2–40 Vol.-%) als auch innerhalb ein und desselben Gesteinskörpers beträchtlich. Nicht selten sind Zonarbau und eine Verzwillingung (vornehmlich nach dem Albitgesetz, seltener nach dem Periklingesetz) erkennbar. Oft hat sich zwischen den Einsprenglingen und der Grundmasse ein Reaktionssaum gebildet, dessen Mineralbestand nur in Einzelfällen bestimmt werden konnte. Es handelte sich dann stets um eine innige Verwachsung von Leukoxen, Chlorit und Albit. Dieser Sachverhalt ist auf ein Ungleichgewicht zwischen den Einsprenglingen und der Restschmelze zurückzuführen (s. Abschn. 4.2.). Meist sind die Feldspateinsprenglinge umgewandelt. Der Grad der Umwandlung ist unterschiedlich und kann bis zur völligen Zersetzung der Kristalle führen. Vielfach wurde eine Sericitisierung beobachtet; oft verdrängen jedoch auch Chlorit und Calcit den Feldspat. An den nicht sericitisierten Stellen im Feldspatkristall hat sich bei starker Umwandlung Albit in kleinen Körnern pflasterartig etabliert. Bei nur geringer Umwandlung konnte bei den Einsprenglingen in den von der Umwandlung nicht betroffenen Bereichen eine optische Bestimmung mit dem U-Tisch vorgenommen werden. Im Gegensatz zu den Feldspateinsprenglingen der pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase mit anorthitreichem Plagioklas wurde hier in allen Fällen mit dem U-Tisch Andesin festgestellt (An-Gehalt ca. 32–38 Mol-%). Die stark umgewandelten Feldspateinsprenglinge zweier Proben wurden isoliert und röntgenographisch untersucht: Sericit und Albit konnten dabei als wesentliche Bestandteile identifiziert werden.

Die Feldspäte der Grundmasse sind meist Oligoklas. Sie erreichen eine Korngröße bis  $0,7 \times 0,2$  mm. Im Gegensatz zu den nach dem Albit- bzw. Periklingesetz verzwillingten Feldspateinsprenglingen bilden sie fast nur Albitzwillinge. Sie sind vornehmlich zu einem sperrigen Netzwerk aggregiert, treten aber auch nur sich lose berührend auf.

Die Grundmassefeldspäte zeigen die gleiche Umwandlung wie die Einsprenglingsplagioklase. Hierbei beschränkt sich die Umwandlung auf einen mehr oder weniger breiten Kernbereich, während ein albitischer Randbereich von der Umwandlung verschont geblieben ist. In den Plagioklaskernen ist wiederum nur die Anorthitkomponente umgewandelt, während der Albitanteil in Form kleiner Körner rekristallisiert ist.

In einigen der feldspatporphyrischen Diabase tritt Pyroxen in der Grundmasse auf. Er bildet gedrungene (bis 0,5 mm große) oder langgestreckte (bis  $0,7 \times 0,2$  mm große) Kristalle, ist im allgemeinen frisch und nur gelegentlich etwas von Chlorit verdrängt. Seine Farbe ist schwach violett. Meist wurden in der Grundmasse der untersuchten Gesteine Serpentin bzw. chloritische Pseudomorphosen beobachtet. Da



Abb. 7. Vermutlich vormalige Pyroxeneinsprenglinge, jetzt völlig chloritisiert, mit eingestreuten Titanit-Körnchen in feldspatporphyrischem Diabas; — ca.  $45\times$  —.

diese fast stets von Titanit durchsetzt (Abb. 7) und auch zuweilen randlich von Epidot verdrängt sind (Abb. 8), kann mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß hier ehemalige Pyroxenkristalle vorliegen. Allerdings ist auffällig und merkwürdig, daß im Gestein mit frischen Pyroxenen diese Pseudomorphosen ebenfalls auftreten. Eine Erklärung hierfür wäre, daß ursprünglich zwei Pyroxengenerationen vorgelegen haben: eine frühgebildete diopsidisch-augitische und eine titanreiche basaltaugitische. Dieses Auftreten zweier monokliner (nichtpigeonitischer) Pyroxene innerhalb ein und desselben Diabasvorkommens wurde bereits an anderer Stelle im Lahn-Dillgebiet beobachtet und kürzlich beschrieben (MOHR 1968). In einem solchen Fall könnten die diopsidisch-augitischen Pyroxene eine größere Neigung zur Umwandlung als die Ti-reichen basaltischen Augite zeigen.

In den meisten feldspatporphyrischen Diabasen allerdings fehlen Pyroxene völlig, so daß diese Gesteine Spiliten ähnlich sind oder eine Entwicklungstendenz auf Spilite hin erkennen lassen. Doch handelt es sich nicht um Spilite, da die Feldspäte der Grundmasse auch in diesen Fällen Plagioklase sind; in Spiliten müßten Alkalifeldspat oder zumindest albitreiche Plagioklase vorliegen.

In dieser Gesteinsgruppe sind verschiedenartige Chlorite vertreten. Dies zeigt sich durch Unterschiede im Pleochroismus, in der Licht- und Doppelbrechung und dem optischen Charakter. Um exakt festzustellen, um welche Glieder der Chloritfamilie es sich handelt, müßten die Chlorite isoliert und röntgenographisch bzw. auch chemisch untersucht werden. Diese Trennung ist unterblieben, weil sie technisch nicht durch-

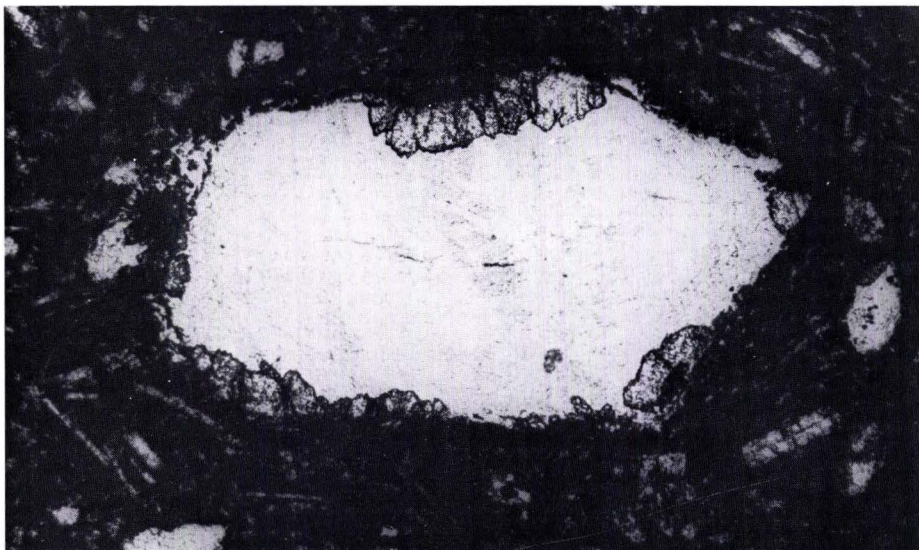


Abb. 8. Vermutlich vormaliger Pyroxeneinsprengling, jetzt völlig von Chlorit (weißgrau) und von Epidot (dunkelgraue stark konturierte Körner am Rande der Pseudomorphose) verdrängt, in feldspatporphyrischem Diabas – Waldabt. 34, Staatsforst Neuwied, R 343751, H 558907, NE Förfurt, Bl. Weilburg – ca. 60 $\times$  – Probe A 115, Dünnschl. HH 1437.

föhrbar war: die Chlorite bilden sowohl miteinander als auch mit anderen Mineralen zusammen viel zu fein verfilzte Aggregate.

Aufgrund optischer Merkmale konnte aber zumindest zwischen zwei Chloriten unterschieden werden.

Chlorit I: Dieser Chlorittyp ist weitaus der häufigste und ist in den meisten Gesteinen alleine vertreten. Er ist durch strahlig-blättrige Aggregate von mikroskopisch bis submikroskopischer Größe (bis max. 0,2 mm) gekennzeichnet und weist einen deutlichen Pleochroismus von hellgelbgrun quer zur „Faserrichtung“ ( $\parallel n_x$ ) nach grün lang der „Faserrichtung“ ( $\parallel n_z$ ) auf. Die Doppelbrechung ist niedrig, die Polarisationsfarben sind meistens anomal dunkelblau und gelegentlich rotviolett. Der optische Charakter dieses Chlorits ist stets negativ;  $\Delta 2V_x$  variiert stark und kann fast null Grad werden. Neben seinem Auftreten in den Zwickeln der Feldspatleisten bildet er auch Pseudomorphosen nach Mafiten und findet sich in kleinen Schmitzen in den Feldspäten. Auch als mandelfillende Komponente wurde er beobachtet. Er ist häufig mit Calcit und auch Quarz vergesellschaftet. In einigen Gesteinen bildet dieser Chlorit mit Leukoxen eine trübe Matrix, die wahrscheinlich aus einem ehemals glasigen Grundmasseanteil hervorgegangen ist.

Chlorit II: Dieser Chlorit konnte aufgrund seiner auffallenden (blaugrünen) Färbung von Chlorit I unterschieden werden. Er weist ebenfalls einen Pleochroismus, aber mit hellgelb quer zur „Faserrichtung“ ( $\parallel n_x$ ) und intensiv blaugrün lang der „Faserrichtung“ ( $\parallel n_z$ ) auf. Die Doppelbrechung ist ebenfalls gering. Dieser Chlorit bildet feine bis feinste Blättchen oder Schüppchen (0,002 mm und darunter), so daß eine weitere optische Untersuchung nicht durchföhrbar ist.

Chlorit II tritt selten auf. Er ist meist mit Quarz und feinen Sericitschüppchen vergesellschaftet und befindet sich in den Zwickeln der Feldspäte.

Serpentin : In einigen Gesteinsvorkommen beobachtet man nur in den Mafitpseudomorphosen mit Chlorit I zusammen ein faseriges, etwas höher doppelbrechendes Mineral als Chlorit I, das ebenfalls einen deutlichen Pleochroismus von hellgelb quer zur „Faserrichtung“ ( $\parallel n_x$ ) und nach grüngelb längs der „Faserrichtung“ ( $\parallel n_z$ ) aufweist. Der optische Charakter konnte nicht ermittelt werden. Das ausschließliche Auftreten in den ehemaligen Mafiten läßt jedoch die Annahme zu, daß es sich hier um Serpentin, und zwar um  $\gamma$ -Chrysotil handelt. Der röntgenographische Nachweis von Serpentin neben Chlorit ist bekanntlich schwierig. Er wurde nicht versucht, da eine mechanische Phasenreicherung an diesem Material wegen des geringen Anteils und der feinen Verwachsung mit Chlorit I sich nicht durchführen ließ.

Erz : Die Erzkomponente bei den feldspatporphyrischen Diabasen entspricht weitgehend derjenigen der pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase. Allerdings tritt bei der erstgenannten Gesteinsgruppe der Titanomagnetit (entmischt und nicht entmischt) zugunsten des Ilmenites zurück. Beide Oxide — besonders aber der Ilmenit — sind oft in Leukoxen umgewandelt. Der Leukoxen wird im vorliegenden Falle aus einem Gemenge aus Rutil, Anatas und Titanit gebildet. Titanit bildet zusätzlich noch — allerdings in unterschiedlicher Menge — bis 0,2 mm große einzelne Körner, die mit Chlorit vergesellschaftet in der Grundmasse wie auch in den Mafitpseudomorphosen auftreten.

Calcit besetzt bei den feldspatporphyrischen Diabasen die gleiche Position wie bei dem vorangehend behandelten Gesteinstyp. Allerdings ist er hier weitaus häufiger anzutreffen.

Quarz bildet bei einigen Vorkommen mit Calcit und Chlorit zusammen Mandelfüllungen. Gelegentlich ist er als Grundmassebestandteil in unregelmäßig begrenzten Flecken in den Zwickeln der Feldspäte anzutreffen.

Epidot ist auf wenige Gesteine beschränkt. Er besitzt körnigen (bis 0,4 mm groß), gelegentlich auch stengeligen Habitus. Sein typischer Pleochroismus von hellgelb nach gelb macht ihn leicht kenntlich. Zusammen mit dem Chlorit tritt er in den Zwickeln der Grundmasse auf, stets aber in geringer Menge (meist  $< 2$  Vol.-%). In wenigen der untersuchten Gesteine wurde Epidot am Rande der chlorit-serpentinischen Pseudomorphosen beobachtet (Abb. 8). Die optischen Daten ( $\angle 2V_x = 88 - 90^\circ$ ) weisen auf ein eisenreiches Glied der Epidotgruppe (Pistazit) hin.

Apatit ist meist reichlich vertreten; er kann eine für Diabase ungewöhnliche Größe erreichen (bis  $1,2 \times 0,7$  mm) und findet sich sowohl in den Plagioklaseinsprenglingen als auch in den Plagioklasen der Grundmasse eingeschlossen.

Biotit ist in den feldspatporphyrischen Diabasen fast ausschließlich nur ein untergeordneter Nebengemengteil. Er bildet kleine Flitter ( $\varnothing =$  ca. 0,05 mm). Lediglich in zwei Vorkommen kann sein Anteil auf 2–3 Vol.-% ansteigen. Hier hat er auch größere Kristalle in Form von Tafeln (bis  $0,5 \times 0,2$  mm) entwickelt, die z.T. idiomorph begrenzt sind. Stets findet sich Biotit mit Erz und Chlorit verwachsen.

Sericit tritt primär und sekundär auf. Primär wurde er in wenigen Gesteinen beobachtet und ist hier entweder allein oder mit Chlorit zusammen in den Zwickeln der Feldspatleisten anzutreffen. Sekundär gebildeter Sericit fehlt in keinem Gestein. Er

findet sich in den Feldspäten und ist als deren hydrothermales Umwandlungsprodukt anzusehen.

#### Vorkommen von feldspatporphyrischen Diabasen

1. Kleine Pinge, N-Hang Weital an der Straße Weilburg–Weilmünster, ca. 500 m unterhalb Abzweigung der Straße nach Edelsberg (Bl. 5515 Weilburg); R 345080, H 559175.
2. Felsklippen bei Bahnkilometer 4 zwischen Bf. Freienfels u. Bf. Essershausen, ca. 10 m oberhalb Bahndamm, in Waldabt. 21 (Bl. 5515 Weilburg); R 345060, H 559158.
3. Böschung an ausgebautem Fahrweg von Freienfels zum Brendelsberg, ca. 50 m oberhalb PWK, SE Freienfels (Bl. 5515 Weilburg); R 345039, H 559120.
4. Böschung an ausgebautem Fahrweg von Freienfels zum Brendelsberg, ca. 150 m oberhalb PWK, SE Freienfels (Bl. 5515 Weilburg); R 345042, H 559127.
5. Felswand am westlichen Lahnufer, ca. 300 m NNE einzelstehendem Hof gegenüber Furfurt (Bl. 5515 Weilburg); R 344683, H 558875.
6. Pinge ca. 50 m oberhalb westlichem Lahnufer, ca. 125 m ESE P. 178,0 SE Falkenbach (Bl. 5515 Weilburg); R 344680, H 558883.
7. Felswand Schellhofskopf W-Fuß, bei km 1,25 der Straße Weilburg–Ahausen (Bl. 5515 Weilburg); R 344841, H 559538.
8. Aufgelassener Stbr. am W-Fuß der Höhe 265,1, ca. 1200 m SE Weinbach (bei P. 204,7) (Bl. 5515 Weilburg); R 345057, H 558843.
9. Wegböschung in Waldabt. 24 am SSW-Fuß der Höhe 280,7, ca. 1 km N Elkerhausen (Bl. 5515 Weilburg); R 344942, H 558797.
10. Kleine Pinge in Waldabt. 16, kurz oberhalb Ende des wasserführenden Tales im Elkerhausener Wald, ca. 200 m W km 9 der Landstraße Elkerhausen–Aumenau (Bl. 5515 Weilburg); R 344823, H 558638.
11. Felsböschung an Waldfahrweg am E-Ufer des Weinbaches in Waldabt. 25, ca. 120 m SSE Abzweigung der Straße nach Klein-Weinbach, zwischen Elkerhausen und Blessenbach (Bl. 5515 Weilburg); R 344964, H 558635.
12. Straßenböschung bei km 0,85 am SW-Fuß des Buchberges an der Straße Blessenbach–Laubuseschbach (Bl. 5515 Weilburg); R 345147, H 558572.
13. Felsböschung an der E-Seite der Straße Aumenau–Münster, ca. 180 m SSE Bf. Aumenau (Bl. 5515 Weilburg); R 344678, H 558507.
14. Felsböschung an der W-Seite der Straße Aumenau–Münster, ca. 200 m SSE Bf. Aumenau (Bl. 5515 Weilburg); R 344673, H 558506.
15. Wegböschung an Fahrweg am Waldrand, ca. 350 m N TP 227,1, ca. 700 m NNE Stockhausen (Bl. 5415 Merenberg); R 345243, H 560186.
16. Kleine Pinge am SSW-Fuß der Höhe 226,6 N Löhnberg, zwischen hangparallelem Waldfahrweg und Landstraße Löhnberg–Niedershausen, etwa gegenüber Wegabzweigung zur Löhnberger Hütte (Bl. 5415 Merenberg); R 344786, H 559853.
17. Aufgelassener Stbr. an der Straßenkurve an der Straße Löhnberg–Niedershausen, Ausgang Faulbachtal, ca. 100 m SE Abzweigung zur Löhnberger Hütte (Bl. 5415 Merenberg); R 344790, H 559845.
18. Felsklippe an der E-Böschung der Straße Löhnberg–Niedershausen, bei Straßen-km ca. 1,30, etwa 0,5 km NNW Löhnberger Hütte (Bl. 5415 Merenberg); R 344763, H 559893.
19. Wegböschung am Waldfahrweg am unteren Drittel des W-Hanges des Hardt, zwischen Niedershausen und Löhnberg in Waldabt. 27 (Bl. 5415 Merenberg); R 344770, H 559920.
20. Stbr. in Waldabt. 3 S Brauerei am Fahrweg zum Sportplatz S Niedershausen, ca. 100 m WSW Sportplatz (Bl. 5415 Merenberg); R 344762, H 559973.
21. Wegböschung in Waldabt. 3 S Brauerei am Fahrweg zum Sportplatz S Niedershausen, ca. 50 m NNW des Stbr. SW Sportplatz (Bl. 5415 Merenberg); R 344760, H 559983.
22. Wegböschung in Waldabt. 3, S Brauerei am Fahrweg zum Sportplatz S Niedershausen, ca. 50 m S Stbr. SW Sportplatz (Bl. 5415 Merenberg); R 344763, H 559969.

23. Aufgelassener Stbr. (mittlerer Stbr.) an der Lahntalstraße zwischen Leun und Stockhausen, zwischen km 26 und 27, ca. 275 m E Abzweigung nach Heisterberg (Bl. 5416 Braunfels); R 345371, H 560230.
24. Herausgewittertes Gestein am Waldfahrweg zwischen Waldabt. 13 und 14, ca. 270 m SSW Lichte-Platz, ca. 2 km NNW Leun (Bl. 5416 Braunfels); R 345400, H 560366.
25. Kleiner aufgelassener Probe-Schurf am E-Fuß der Höhe 228,8, ca. 750 m NNW Leun (Bl. 5416 Braunfels); R 345429, H 560265.
26. Blockmaterial am W-Hang der Höhe 228,8, NNW Leun (Bl. 5416 Braunfels); R 345414, H 560262.
27. Gesteinsklippe am Waldfahrweg am SSW-Fuß der Höhe 254,8, ca. 500 m SE Heisterberg NW Leun (Bl. 5416 Braunfels); R 345323, H 560312.
28. Fels an Straßenböschung der B 8 zwischen Niederselters und Oberbrechen bei km 40,76 (Bl. 5615 Villmar); R 344388, H 557897.
29. Kleine Pinge am N-Fuß des Eichelberges W Niederselters, ca. 140 m E Konrads-Eiche (Bl. 5615 Villmar); R 344408, H 557853.
30. Fels an der Straße zwischen Oberbrechen und Weyer in Waldabt. 15, ca. 180–200 m E Abzweigung nach Eisenberg (Bl. 5615 Villmar); R 344412, H 558057.
31. Felsen am SW-Hang des Emsbaches, ca. 10 m oberhalb Fahrweg am Waldrand in Waldabt. 8, etwa 250 m NW Konradseiche zwischen Oberbrechen und Niederselters (Bl. 5615 Villmar); R 344372, H 557871.
32. Felsen am Höhenweg W Steinsberg, ca. 200 m S Steinsberger Leien (Bl. 5613 Schaumburg); R 342424, H 557705.

### **2.3. Die Übergangsgesteine von feldspatporphyrischen Diabasen zu feldspatporphyrischen Spiliten**

Mit Abnahme des An-Gehaltes sowohl bei den Einsprenglings- als auch bei den Grundmasse-Feldspäten gehen die feldspatporphyrischen Diabase kontinuierlich in feldspatporphyrische spilitische Diabase (Abb. 9) und weiter in feldspatporphyrische Spilite über. Hierbei stellen die feldspatporphyrischen spilitischen Diabase eine Übergangsgruppe zwischen den feldspatporphyrischen Diabasen und den feldspatporphyrischen Spiliten dar. Diese Gesteinsgruppe kann einerseits wegen ihres bereits meist ansehnlichen Orthoklasanteils in den Grundmasse-Feldspäten nicht mehr den Diabasen zugerechnet werden, aber andererseits wegen der noch mehr oder weniger häufig auftretenden Plagioklaseinsprenglinge sowie wegen eines nicht geringen Anteils von Plagioklas in der Grundmasse (Oligoklas-Andesin) noch nicht zu den Spiliten gestellt werden. Infolge der meist ziemlich starken Umwandlung der Feldspäte konnte nicht immer deren ursprüngliche Zusammensetzung genau bestimmt werden. Dies gilt auch für den Nachweis von Plagioklas überhaupt. Für Plagioklas spricht aber:

1. eine noch erkennbare lamellare Verzwillingung nach dem Albitgesetz,
2. ein bei den Feldspäten dieser Übergangsgruppe umgewandelter (hauptsächlich chloritisierter aber auch calcitisierter und sericitisierter) Kernbereich mit einer aus einem klaren Albit bestehenden Umrandung. Das ist aber die Ausbildung eines Zonarbaues, wie er bei Plagioklas typisch ist. Relativ hohe normative An-Gehalte, wie sie sich aus den Analysen von Gesteinen dieser Übergangsgruppe errechnen (vgl. Kap. Chemismus), stützen diesen Befund.

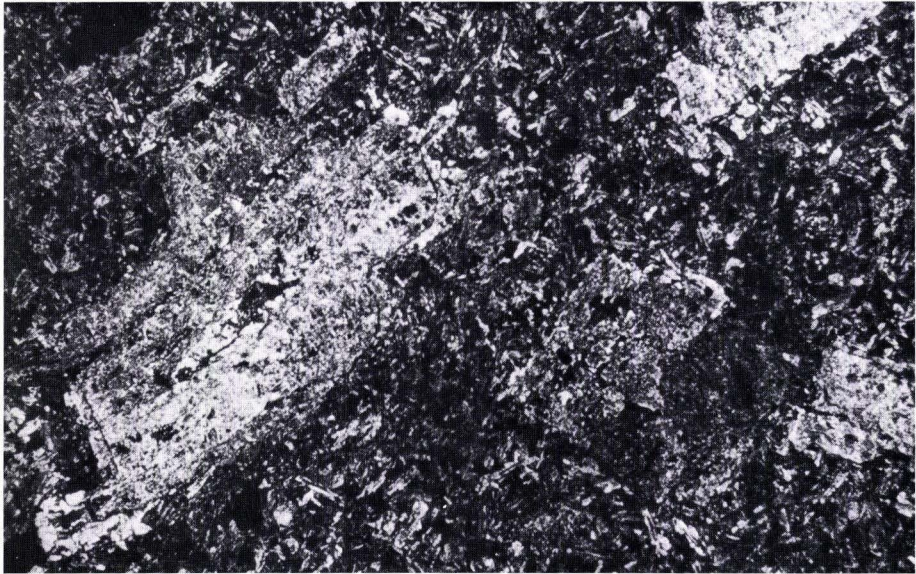


Abb.9. Feldspatporphyrischer spilitischer Diabas. — Plagioklase in idiomorphen Einsprenglingskristallen und in kleinen Leisten der Grundmasse mehr oder weniger stark sericitisiert und chloritisiert. Zwickelmasse vorwiegend Chlorit zusätzlich Magnetit, Titanit und Titanoxid-Mineralie. — ca. 15× — schräg gekreuzte Polarisatoren.

Vorkommen von feldspatporphyrischen spilitischen Diabasen

1. Großer aufgel. Stbr., ca. 500 m N Fürfurt, W-Wand (Bl. 5515 Weilburg); R 344708, H 558902.
2. Lokalität wie Nr. 1, vom Blockmaterial der Steinbruchsohle.
3. Fels, rechter Lahnhang bei Wehr, unterhalb Hauslei-Felsen gegenüber Weilburg (Bl. 5515 Weilburg); R 344766, H 559427.
4. Felsklippen an der Straßenböschung, unteres Weinbachtal, bei km 0,8 der Straße vom Bf. Freienfels nach Weinbach (Bl. 5515 Weilburg); R 344978, H 559090.
5. Unteres Weinbachtal, bei km 0,9 der Straße vom Bf. Freienfels nach Weinbach (Bl. 5515 Weilburg); R 344975, H 559080.
6. Aufgel. Stbr. hinter der Löhnberger Hütte am Ausgang des Föhlerbachtals (Bl. 5415 Merenberg); R 344745, H 559860.
7. Stbr. bei der Brückenmühle im Emsbachtal, ca. 750 m W Niederbrechen (Bl. 5614 Limburg); R 343950, H 558152.

Vorkommen 3–7 von LEHMANN als Weilburgite bezeichnet.

#### 2.4. Die feldspatporphyrischen Spilite

Die Bezeichnung „Spilit“ wird hier für pyroxenfreie Gesteine mit der Mineralparagenese Alkalifeldspat (allenfalls albitischer Plagioklas) + Chlorit verwendet. Dabei kann der Alkalifeldspat sowohl Albit bis allenfalls Oligoklas als auch Kalifeldspat sein. Diese Definition vermeidet sowohl eine genetische Aussage als auch eine Aussage darüber, ob Feldspat und Chlorit als primär oder sekundär zu gelten haben.

Unter den im Lahn-Dillgebiet verbreiteten Spiliten sind in der Lahnmulde die feldspatporphyrischen Spilite nur untergeordnet vertreten (Abb. 10). Diese Gesteine



Abb. 10. Feldspatporphyrischer Spilit; — albitische Plagioklase in idiomorphen Einsprenglingen und in kleinen Leisten der Grundmasse, teilweise von Chlorit verdrängt. Mesostasis der Grundmasse vorwiegend Chlorit, zusätzlich Magnetit, Titanit und Titanoxid-Mineraie, außerdem in Flecken größere Chlorit-Bereiche in der Grundmasse; — ca. 25 × —.

sind feinkörnig bis dicht, besitzen eine graugrüne Farbe und enthalten meist nur vereinzelt Feldspateinsprenglinge. Mandelsteine (mit Mandeln bis 5 mm  $\varnothing$ ) sind bei diesem Gesteinstyp häufig vertreten. Die Mandeln sind überwiegend mit Calcit ausgefüllt, aber auch mit Quarz oder/und Chlorit.

Die häufig zu beobachtenden Pillowabsonderungen zeigen submarinen Erguß an. Doch kann für Vorkommen ohne Pillowbildung nicht ausgeschlossen werden, daß es sich nicht auch um submarine Laven handelt; es sind nämlich von nichtporphyrischen Spiliten, wie übrigens auch von Ergußdiabasen (des Unterkarbons) Übergänge zwischen Pillowgesteinen und massig-bankigen Gesteinen innerhalb eines einzigen Gesteinskörpers zahlreich bekannt. Gute Aufschlüsse für solchen Gesteinsverband sind besonders im Dillgebiet zu beobachten. (Ein ausgezeichnetes Beispiel findet sich am Felsprofil entlang des Fahrweges oberhalb der Bahn am E-Fuß des Galgenberges in Dillenburg.) Darüber hinaus dürften bei massig-bankiger Absonderung von nichtblasigem kompaktem Gestein nicht selten auch oberflächennahe Lagergänge in Betracht kommen. Die Entscheidung darüber muß in all den Fällen offenbleiben, wo die Aufschlüsse unzureichend für eine sichere geologische Aussage sind.

Die Feldspateinsprenglinge sind meist stark in Calcit oder Sericit umgewandelt oder von Chlorit verdrängt. Diese Umwandlungen bzw. Verdrängungen erfolgten hauptsächlich vom Kern zum Rande hin, wobei stets ein albitischer Saum erhalten bleibt. Dieser Sachverhalt weist auf die sichere Vorexistenz eines Plagioklases hin.

Die Feldspäte der Grundmasse sind Oligoklas oder Kalifeldspat. Das empfiehlt eine Untergliederung in Natrium- und Kalispilite, wie das ja schon LEHMANN (1941)



mit der Untergliederung der Weilburgite in Natrium- und Kaliweilburgite getan hat. Die Feldspäte sind leistenförmig ausgebildet ( $0,9 \times 0,2$  mm). Die Leisten ordnen sich teils zu einem divergentstrahligen, teils zu einem Parallelgefüge. Im Gegensatz zu den Grundmasse-Plagioklasen in den Diabasen sind die Grundmasse-Feldspäte bei den Na-Spiliten nicht oder nur ganz selten in Sericit und Chlorit umgewandelt. Soweit sie allerdings Kalifeldspäte sind (bei den K-Spiliten), sind sie stärker mit Sericit durchsetzt und damit umwandlungsanfälliger als die Albite.

Neben den Feldspäten ist Chlorit die häufigste Komponente der feldspatporphyrischen Spilite. Er bildet, mit Calcit vergesellschaftet, rosettenartige Aggregate und Flecken, die Zwischenräume zwischen den Feldspatleisten ausfüllen. In den Mandelsteinen tritt Chlorit zusammen mit reichlich vorhandenen kleinen Leukoxenkörnern auf, was zur Bildung einer fast opaken Grundmassebasis führt. Außerdem tritt er sowohl allein als auch mit Quarz und Calcit zusammen als Mandelfüllung auf.

Erz: Die Erzkomponente ist weitgehend dieselbe wie bei den feldspatporphyrischen Diabasen und ist durch Titanomagnetit (entmischt und nicht entmischt) und Ilmenit vertreten. Die Kristalle sind jedoch feinkörniger und stärker umgewandelt.

Titanit findet sich in diesem Gesteinstyp teils selbständig in der Grundmasse teils als Umwandlungsprodukt von Ilmenit.

Calcit und Quarz können als Mandelfüllung auftreten. Außerdem bildet Calcit in der Grundmasse entweder allein oder mit Chlorit zusammen unregelmäßige Flecken zwischen den Feldspatleisten.

Sericit tritt in den Spiliten sowohl primär als auch sekundär auf. Als primärer Gemengteil findet er sich in einigen Gesteinsvorkommen mit Chlorit zusammen in den Zwickelräumen zwischen den Feldspäten. Sekundär ist er mehr oder weniger in allen Gesteinsproben als Umwandlungsprodukt der Feldspäte zu beobachten.

Mit Abnahme der Feldspateinsprenglinge gehen die porphyrischen Spilite in nichtporphyrische Spilite über, wobei der petrographische Unterschied zwischen den beiden genannten Gesteinstypen sukzessive verschwindet.

Von den porphyrischen und nichtporphyrischen mitteldevonischen- bis frühoberdevonischen basischen Vulkaniten des Lahngebietes wurden erstmals von LEHMANN (1941) diejenigen Gesteinsgruppen herausgegriffen und genauer untersucht, die hier als feldspatporphyrische spilitische Diabase, als feldspatporphyrische Spilite sowie als nichtporphyrische Spilite bezeichnet sind. Er bezeichnete sie aufgrund ihrer starken Verbreitung in der näheren Umgebung von Weilburg an der Lahn als Weilburgite. Petrographisch definierte er die Weilburgite als Gesteine mit primärem Alkalifeldspat und primärem Chlorit als Hauptgemengteile. Damit waren die Weilburgite scharf gegen Diabase als Pyroxen-Plagioklasgesteine abgegrenzt. LEHMANN hielt aber auch eine Abgrenzung gegen die Spilite, wie er ursprünglich die Weilburgite bezeichnet hatte, für unerlässlich, weil er Spilite fest definiert als durch Na-Metasomatose umgewandelte Diabase ansah. Und solche Metasomatose lehnte er für die Weilburgite ab. So wurde er dazu geführt, für die Weilburgite eine besondere eigenständige, primäre, von Diabas-, Spilit- oder Basaltmagma unabhängige Magmengruppe zu postulieren. Seine Vorstellungen sind nicht unwidersprochen geblieben. Insbesondere hat sich HENTSCHEL (1952a, b, 1953 und 1961) gegen petrographische Befunde LEHMANNs und daraus gezogene Folgerungen gewandt.

In dieser Untersuchung erwiesen sich die Weilburgite LEHMANNs als einer Gesteinsreihe zugehörig, die petrographisch von echten Diabasen bis zu Spiliten führt. In dieser kontinuierlichen petrographischen Reihe nehmen sie in ziemlich beträchtlicher Breite einen mittleren Abschnitt ein. Sie finden sich hier unter den feldspatporphyrischen spilitischen Diabasen und feldspatporphyrischen Spiliten. Es läßt sich nämlich nachweisen, daß sich die Weilburgite keineswegs scharf von den Diabasen abgrenzen lassen, daß sich vielmehr unter ihnen echte Plagioklasgesteine befinden. LEHMANN gibt zwar an, daß seine Weilburgite modal nur Alkalifeldspat führten, aber die Angabe modal ist irreführend. Seine Angaben beziehen sich auf normative Daten. Er schlägt aber CaO, das als Anorthit verrechnet werden müßte, zu Chlorit, den er wiederum irrigerweise (weil er sich auf eine unrichtige Chloritanalyse stützt) CaO-haltig berechnet. So ist ein schiefes Bild von den Weilburgiten entstanden, deren chemische Einstufung die Einordnung in die oben angegebene petrographische Gesteinsreihe aufs deutlichste und beste bestätigt.

Vorkommen von feldspatporphyrischen Spiliten

1. Stbr. am Biemenkopf bei Ahausen, ca. 120 m vor der Abzweigung der Straße aus dem Lahntal ins Grundbachtal (Bl. 5515 Weilburg); R 344860, H 559580.
2. Stbr. auf der N-Seite der Straße Stockhausen – Löhnberg, ca. 500 m W Biskirchen (Bl. 5415 Merenberg); R 345090, H 559957.
3. Fuß der Ruine Aardeck, NW Holzheim im Aartal (Bl. 5614 Limburg); R 343186, H 558022.
4. Stbr. gegenüber Ruine Aardeck an der Straße Diez – Zollhaus (Bl. 5614 Limburg); R 343179, H 558014.

### **3. Chemismus der porphyrischen Diabase und porphyrischen Spilite nebst Übergangsgesteinen**

Über die chemische Zusammensetzung der hier behandelten Gesteinsfolge geben die Anal. 1 – 17 (Tab.2) Auskunft. Davon sind Nr. 1 – 9 neue, für diese Untersuchung angefertigte Analysen, Nr. 10 – 17 dagegen ältere aus LEHMANN 1941. Diese beziehen sich auf Gesteine, die LEHMANN als „Weilburgite“ bezeichnete. Alle diese Analysen lassen erkennen, daß die Gesteine (fast) durchweg einen beträchtlichen, zwischen 3,5 und 6 Gew.-% liegenden H<sub>2</sub>O-Gehalt, dagegen stark variierende CO<sub>2</sub>-Werte aufweisen. CO<sub>2</sub> ist dabei in den Gesteinen stets an CaO gebunden.

Um die Analysen sowohl untereinander als auch mit Analysen basaltischer Gesteine besser bzw. überhaupt vergleichbar zu machen, mußten der H<sub>2</sub>O-Gehalt und die gesamte CO<sub>2</sub>-Menge, letztere mit dem äquivalenten CaO-Wert, rechnerisch eliminiert und die Analysen wieder auf 100 Gew.-% umgerechnet werden (Tab.3, Anal. 1a – 17a). Es wurde dabei davon ausgegangen, daß sowohl der H<sub>2</sub>O- als auch der CO<sub>2</sub>-Gehalt im wesentlichen nicht primäre Anteile im Magma gewesen sind. Dazu gehört auch der dem CO<sub>2</sub> molekularäquivalente CaO-Gehalt (wenigstens der größte Teil davon). Das CaCO<sub>3</sub> ist spätiger Calcit, der postmagmatisch i. w. exogen Kluft- und (Mandeln bildend) Blasenräume gefüllt hat.

Durch die Reduzierung des CaO-Gehaltes der Analysen um den Äquivalenzbetrag des in der Analyse vorhandenen CO<sub>2</sub> dürfte allerdings ein gewisser Fehler begangen werden, da ein nicht bestimmbarer, sicherlich aber geringer CO<sub>2</sub>-Gehalt als primär magmatogen anzusehen ist. Der CaO-Gehalt müßte dementsprechend um einen

Tab.2. Chemische Analysen der porphyrischen Diabase, der porphyrischen spilitischen Diabase und der porphyrischen Spilitite

	Pyroxen- und feldspatporphyrische Diabase				Feldspatporphyrische Diabase				Feldspatporphyrische spilitische Diabase					Feldspatporphyrische Spilitite			
														Na-Spilitite		K-Spilitite	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	41,65	37,33	42,68	44,16	44,48	44,60	44,56	46,30	41,00	45,69	45,83	44,53	50,40	47,47	48,69	37,01	36,87
TiO <sub>2</sub>	4,44	4,28	2,71	2,72	3,42	2,75	2,79	2,89	3,80	3,01	3,01	3,03	2,38	2,54	2,51	2,71	2,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,41	13,00	15,45	16,36	16,16	14,66	17,84	16,01	16,67	15,58	16,53	15,64	16,22	15,17	14,97	10,92	11,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,02	4,50	5,53	3,51	2,85	4,23	1,93	2,38	5,69	4,61	2,24	5,57	3,31	2,95	3,38	2,72	1,40
FeO	9,52	10,09	6,68	8,01	10,27	8,28	8,08	10,20	7,04	7,64	9,18	7,60	5,84	8,99	8,92	7,12	3,30
MnO	0,20	0,19	0,06	0,16	0,18	0,20	0,12	0,14	0,24	0,13	0,18	0,13	0,11	0,14	0,15	0,10	0,10
MgO	7,36	6,89	7,66	7,56	7,08	4,33	4,64	6,51	5,02	7,31	4,55	3,45	4,39	5,16	5,27	2,45	1,85
CaO	10,49	10,80	9,39	7,07	4,09	9,15	7,68	4,21	7,35	4,13	5,10	8,11	4,64	4,15	3,22	15,29	18,99
Na <sub>2</sub> O	2,60	2,65	1,95	2,30	3,90	4,25	4,45	3,70	2,40	2,94	3,33	5,11	4,53	4,37	3,93	0,84	1,52
K <sub>2</sub> O	1,30	0,50	1,35	2,55	0,85	0,38	0,55	1,25	2,80	3,16	3,93	1,32	2,71	2,71	3,44	6,13	6,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,30	4,66	4,57	4,55	5,81	3,39	4,94	5,71	4,68	4,91	4,33	3,77	3,58	4,30	4,06	2,90	1,95
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,08	0,14	0,16	0,16	0,25	0,13	0,07	0,12	0,48	0,23	0,25	0,30	0,25	0,43	0,23	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,53	0,59	0,53	0,59	0,75	0,54	0,32	0,34	1,75	0,64	0,74	0,30	1,18	1,23	0,99	0,88	0,66
CO <sub>2</sub>	1,30	5,04	0,87	0,43	0,22	2,33	2,14	0,96	1,62	0,00	0,91	3,60	0,54	0,45	0,13	10,95	13,08
S	0,06	0,09	0,003	0,03	0,08	0,03	0,05	0,02	0,001	0,10*	0,16*	0,11*	0,08*	0,10*	0,04*	0,23*	0,11*
Summe	100,29	100,69	99,57	100,16	100,30	99,37	100,22	100,69	100,18	100,33	100,25	100,52	100,21	99,97	100,13	100,48	99,86
Spez. Gew.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,74	2,79	2,83	2,82	2,80	2,77	2,77	2,67

 \* = als S<sub>2</sub> bestimmt.

1. Pyroxen- und feldspatporphyrischer Diabas, Felswand an Fahrweg zu BW-Haus, E Bahnlinie Grävneek – Förfurt, ca. 50 m S des Südausgangs des Tunnels Grävneek (Bl. 5515 Weilburg), R 344699, H 559017 – Pr. 7429, anal. G. THIELICKE 1971.
2. Pyroxen- und feldspatporphyrischer Diabas, Fels an der Straße Grävneek – Falkenbach, ca. 200 m S Abzweigung von der Straße Grävneek – Wirbelau (Bl. 5515 Weilburg), R 344680, H 559014 – Pr. 7430, anal. G. THIELICKE 1971.
3. Pyroxen- und feldspatporphyrischer Diabas, Felsen am Stollenmundloch des Karl-Heinz-Stollens, an der Straße Heckholzhausen – Lahr, direkt am Ortsende Heckholzhausen (Bl. 5514 Hadamar), R 344015, H 559520 – Pr. 7433, anal. G. THIELICKE 1971.
4. Pyroxen- und feldspatporphyrischer Diabas, Felsen am westlichen Lahnhang, etwa gegenüber N-Ende des Sportplatzes auf der anderen Lahnseite, ca. 260 m S Lahnwehr (Bl. 5515 Weilburg), R 344730, H 559457 – Pr. 7431, anal. G. THIELICKE 1971.
5. Feldspatporphyrischer Diabas, Felsen zwischen Oberbrechen und Weyer, in Waldabt. 15, ca. 180 – 200 m E Abzweigung nach Eisenberg (Bl. 5615 Villmar), R 344412, H 558057 – Pr. 7434, anal. G. THIELICKE 1971.
6. Feldspatporphyrischer Diabas, aufgelassener Steinbruch (mittl. Stbr.) an der Lahntalstraße zwischen Leun und Stockhausen, zwischen km 26 und 27, ca. 275 m E Abzweigung nach Heisterberg (Bl. 5416 Braunsfels), R 345371, H 560230 – anal. P. PFEFFER 1959.
7. Feldspatporphyrischer Diabas, kleiner aufgel. Steinbruch am Südfuß der Höhe 226,6 N Löhberg, an der Straße Löhberg – Niedershausen, ca. 100 m SE Abzweigung zur Löhberger Hütte (Bl. 5415 Merenberg), R 344790, H 559848 – Pr. 7435, anal. G. THIELICKE 1971.
8. Feldspatporphyrischer Diabas, Steinbruch in Waldabteilung 3 S Brauerei am Fahrweg zum Sportplatz S Niedershausen, ca. 100 m WSW Sportplatz (Bl. 5415 Merenberg), R 344762, H 559973 – Pr. 7432, anal. G. THIELICKE 1971.
9. Feldspatporphyrischer spilitischer Diabas, großer aufgel. Steinbruch, ca. 500 m N Förfurt, W-Wand (Bl. 5515 Weilburg), R 344708, H 558902 – Pr. 7428, anal. G. THIELICKE 1971.
10. Feldspatporphyrischer spilitischer Diabas („Weilburgit“, LEHMANN) – Anal. 42 in LEHMANN 1941: 56.
11. Feldspatporphyrischer spilitischer Diabas (Weilburgit, LEHMANN) – Anal. 37 in LEHMANN 1941: 56.
12. Feldspatporphyrischer spilitischer Diabas (Weilburgit, LEHMANN) – Anal. 49 in LEHMANN 1941: 58.
13. Feldspatporphyrischer spilitischer Diabas (Weilburgit, LEHMANN) – Anal. 34 in LEHMANN 1941: 56.
14. Feldspatporphyrischer Spilit (Weilburgit, LEHMANN) – Anal. 36 in LEHMANN 1941: 56.
15. Feldspatporphyrischer Spilit (Weilburgit, LEHMANN) – Anal. 35 in LEHMANN 1941: 56.
16. Feldspatporphyrischer Spilit (Weilburgit, LEHMANN) – Anal. 28 in LEHMANN 1941: 54.
17. Feldspatporphyrischer Spilit (Weilburgit, LEHMANN) – Anal. 26 in LEHMANN 1941: 54.

Tab.3. Analysen der Tab.2, umgerechnet nach Eliminierung von CaCO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O ± und FeS<sub>2</sub>

	1a	2a	3a	4a	5a	6a	7a	8a	9a	10a	11a	12a	13a	14a	15a	16a	17a
SiO <sub>2</sub>	44,40	44,25	45,95	46,77	47,47	49,34	49,40	49,95	44,71	48,18	49,04	50,49	53,87	50,34	51,09	51,25	54,27
TiO <sub>2</sub>	4,73	5,07	2,92	2,88	3,65	3,04	3,09	3,12	4,14	3,17	3,22	3,44	2,54	2,69	2,63	3,75	3,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,30	15,40	16,63	17,33	17,24	16,22	19,79	17,27	18,18	16,43	17,69	17,73	17,34	16,09	15,71	15,12	16,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,28	5,36	5,95	3,72	3,04	4,68	2,14	2,57	6,21	4,86	2,40	4,05	3,54	3,13	3,55	3,77	2,06
FeO	10,09	11,87	7,19	8,45	10,90	9,14	8,91	10,98	7,68	8,06	9,82	8,62	6,24	9,53	9,36	8,86	4,86
MnO	0,21	0,23	0,06	0,17	0,19	0,22	0,13	0,15	0,26	0,14	0,19	0,15	0,12	0,15	0,16	0,14	0,15
MgO	7,84	8,17	8,25	8,01	7,56	4,79	5,14	7,02	5,47	7,71	4,87	3,91	4,69	5,47	5,53	3,39	2,72
CaO	9,43	5,22	8,92	6,91	4,08	6,85	5,50	3,23	5,77	4,35	4,22	3,99	3,35	3,79	3,20	1,85	3,42
Na <sub>2</sub> O	2,77	3,14	2,11	2,44	4,16	4,70	4,93	3,99	2,62	3,10	3,56	5,79	4,84	4,63	4,12	1,16	2,24
K <sub>2</sub> O	1,39	0,59	1,45	2,70	0,91	0,42	0,61	1,35	3,05	3,33	4,20	1,50	2,90	2,87	3,61	8,49	8,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,56	0,70	0,57	0,62	0,80	0,60	0,35	0,37	1,91	0,67	0,79	0,34	0,58	1,30	1,04	1,22	0,97
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab.4. Normativer Mineralbestand (CIPW-Norm), berechnet aus den Analysen der Tab.3

	1a	2a	3a	4a	5a	6a	7a	8a	9a	10a	11a	12a	13a	14a	15a	16a	17a
q	—	—	—	—	—	—	—	—	1,48	—	—	—	—	—	—	2,29	—
c	—	1,78	—	—	3,91	—	1,86	4,26	4,65	1,42	1,50	0,13	1,52	1,58	1,68	3,57	—
or	8,21	3,49	8,57	15,96	5,38	2,48	3,60	7,98	18,02	19,69	24,85	8,84	17,12	16,98	21,33	50,16	52,37
ab	21,27	26,57	17,85	20,65	35,20	39,77	41,72	33,76	22,17	26,23	28,55	46,70	40,97	39,21	34,89	9,84	18,93
an	22,48	21,32	31,62	28,36	15,01	21,92	25,00	13,61	16,15	17,19	15,74	17,59	12,86	10,29	9,11	1,22	9,53
ne	1,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,87	1,26	—	—	—	—	—
di	16,60	—	7,05	1,51	—	6,66	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,86
en	—	15,53	13,64	3,03	11,26	6,18	3,27	15,87	13,62	7,89	—	—	11,68	2,95	6,22	8,45	1,52
fs	—	7,19	2,37	1,49	7,07	4,30	2,49	11,95	2,61	2,38	—	—	4,55	2,33	4,61	9,05	0,32
fo	9,65	3,38	2,85	11,53	5,31	2,68	6,68	1,13	—	7,92	8,50	6,83	—	7,48	5,29	—	3,45
fa	4,12	1,72	0,55	6,25	3,67	2,06	5,59	0,94	—	2,63	8,57	5,47	—	6,50	4,32	—	0,79
mt	6,21	7,77	8,63	4,53	4,41	6,79	3,10	3,73	9,00	7,05	3,48	5,87	5,13	4,54	5,14	5,46	2,99
il	8,98	9,63	5,55	5,47	6,93	5,77	5,87	5,93	7,86	6,03	6,12	6,52	4,83	5,12	5,00	7,13	6,99
ap	1,30	1,62	1,32	1,46	1,85	1,39	0,81	0,86	4,43	1,56	1,83	0,79	1,34	3,02	2,41	2,82	2,25
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

geringen Betrag über dem Wert liegen, der nach Eliminierung und Ergänzung auf 100 Gew.-% vorliegt. Dieser Fehler läßt sich aber nicht umgehen. Desgleichen nicht der weitere Fehler, daß mit dem  $\text{CO}_2$  nicht unbedingt der gesamte molekularäquivalente CaO-Gehalt dem Gestein zugeführt wurde. Dadurch kann bei der Karbonateliminierung ein gewisser CaO-Verlust eintreten. Diese Fehlerquelle darf bei den Analysenvergleichen nicht außer acht gelassen werden.

Aus den Analysen wurde außerdem noch der Schwefelgehalt unter Berechnung als Pyrit eliminiert. Mit Auslassung dieses unwesentlichen Gemengteils gewinnen die reduzierten Analysen an Übersichtlichkeit.

Aus den von den  $\text{CaCO}_3$ -,  $\text{H}_2\text{O}$ - und  $\text{FeS}_2$ -Beträgen freigemachten Analysen wurde der normative Mineralbestand berechnet (Tab.4). Wegen der Diskrepanz zwischen dem effektiven Mineralbestand und der Norm kann es selbstverständlich zwischen dem normativen und dem modalen Mineralbestand keine unmittelbare Übereinstimmung geben. Das zeigt sich vor allem bei den dunklen Gemengteilen, die normativ als Pyroxen und Olivin berechnet werden, während das modale Äquivalent im wesentlichen aus Chlorit besteht.

### **3.1. Chemismus der pyroxen- und feldspatporphyrischen und der feldspatporphyrischen Diabase**

Der Chemismus dieser beiden Gesteinstypen ist durch die Anal. 1–8 (Tab.2–4) repräsentiert. Hierbei entfallen die Anal. 1–4 auf pyroxen- und feldspatporphyrische Diabase, die Anal. 5–8 auf die feldspatporphyrischen Diabase.

Beim Vergleich des Chemismus beider Gesteinsgruppen ist zu beobachten, daß die feldspatporphyrischen Diabase (Anal. 5a–8a) sich insgesamt durch eine durchschnittlich höhere Summe der Alkalien und höheres  $\text{SiO}_2$  von den pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabasen (Anal. 1a–4a) unterscheiden, während diese durchschnittlich höhere MgO- und CaO-Gehalte aufweisen als die feldspatporphyrischen Diabase (wenn auch der CaO-Gehalt in Anal. 2a im Vergleich zu den übrigen Analysen dieser Gruppe relativ niedrig ist).

Der höhere CaO- und MgO-Gehalt der pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase im Vergleich zu den nur feldspatporphyrischen Diabasen ist durch das Vorhandensein von An-reichen Plagioklasen sowie durch das reichliche Auftreten von Klinopyroxen bedingt. Im Gegensatz dazu enthalten die feldspatporphyrischen Diabase An-ärmere Plagioklase und keinen oder nur wenig Pyroxen in der Grundmasse.

Der bereits oben erwähnte relativ geringe Gehalt an CaO in Anal.2a beruht auf einer bei diesem Gestein besonders starken Umwandlung von Plagioklas, bei welcher ursprünglich silikatisch gebundenes CaO an freies, ohne CaO zugeführtes  $\text{CO}_2$  gebunden und rechnerisch damit aus der Analyse eliminiert wurde.

### **3.2. Chemismus der feldspatporphyrischen spilitischen Diabase und feldspatporphyrischen Spilite**

Zur Diskussion und Gegenüberstellung des chemischen Stoffbestandes der feldspatporphyrischen spilitischen Diabase und Spilite standen die Anal.9–17 (Tab.2) zur

Verfügung, die mit Ausnahme der Anal. 9 von LEHMANN (1941) übernommen worden sind.

Leider konnte (mit Ausnahme der Anal. 9) der modale Mineralbestand nicht an Schliffen des analysierten Originalmaterials ermittelt werden, da dieses nicht zur Verfügung stand. Es mußte deshalb an den von LEHMANN (1941) angegebenen Fundpunkten neues Material geschlagen werden. Hieraus ergibt sich, daß die für die Dünnschliffuntersuchungen entnommenen Proben nicht unbedingt genau den LEHMANNschen Analysen adaequat sind.

Die Anal. 9a–13a (der feldspatporphyrischen spilitischen Diabase) weisen eine kontinuierliche Zunahme der Summe der Alkalien bei einer gleichzeitigen Abnahme der CaO-Werte auf. Damit zeigen sie keine Übereinstimmung mehr mit den Analysen der feldspatporphyrischen Diabase, sondern nähern sich in ihrem Chemismus dem der feldspatporphyrischen Spilite. Im normativen Mineralbestand spiegelt sich diese Tatsache in einer relativen kontinuierlichen Zunahme der Alkalifeldspäte und einer Abnahme des normativen An-Gehaltes (der Plagioklase) wider. Daher nehmen diese Gesteine nicht nur wegen ihres modalen Mineralbestandes (Abschn. 2.3.), sondern auch in bezug auf ihren Chemismus eine Übergangstellung zwischen den feldspatporphyrischen Diabasen und den Spiliten ein.

Von LEHMANN (1941) wurden die Gesteine der Anal. 10–13 als „Weilburgite“ bezeichnet bzw. zu diesen gestellt (s. Abschn. 2.4.), da diese Gesteine nur alkalifeldspatführend seien. Eine Chlorit-Analyse eines von ihm als „Weilburgit“ bezeichneten Gesteins, die einen relativ hohen CaO-Gehalt aufweist, führte LEHMANN offenbar zu der Annahme, daß fast die gesamte CaO-Menge – abgesehen von Karbonat, Titanit und Apatit – an Chlorit und nicht an die Feldspäte gebunden sei. Dementsprechend berechnet er für alle „Weilburgite“ einen modifizierten normativen An-Gehalt < 3 Gew.-% und brachte die noch verbleibenden CaO-Beträge in „normativem“ Chlorit unter. Bei der Umrechnung in CIPW-Normminerale ergibt sich jedoch bei diesen Analysen ein An-Gehalt von 12–17 Gew.-%. Dieser normative An-Gehalt, der aufgrund der Nichtberechnung von Titanit gegenüber dem Modalwert nur unwesentlich zu hoch liegt, muß modal in den Feldspäten zu erwarten sein. Es ist nicht richtig, in den Chloriten einen hohen CaO-Gehalt zu vermuten, da diese aufgrund neuer Analysendaten keinen oder höchstens einen ganz geringen CaO-Gehalt aufweisen (DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1962–1965). Der zu hohe CaO-Gehalt in der von LEHMANN verwendeten Analyse dürfte entweder auf eine nicht exakte Trennung des Chlorites – auf die auch LEHMANN hinweist und die er nicht ganz ausschließt – vom übrigen Gestein oder auf eine fehlerhafte Analyse zurückzuführen sein. Letzteres ist weniger wahrscheinlich, da HOLZNER, der Analytiker der Chloritanalyse als der für E. LEHMANN langjährig arbeitende Gesteinsanalytiker, für sehr zuverlässig bekannt war.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß der etwas höhere K<sub>2</sub>O-Gehalt der Anal. 9a und 11a im Vergleich zu den übrigen Analysen der feldspatporphyrischen spilitischen Diabase modal nicht auf einen erhöhten Kalifeldspatgehalt, sondern auf die Anwesenheit von feinverteiltem Sericit in dem Gestein der Anal. 9a und von Biotit (ca. 3 Vol.-%) in dem Gestein der Anal. 11a zurückzuführen ist.

Die Anal. 14a–17a gehören zu feldspatporphyrischen Spiliten. Es ist zu erkennen, daß wegen des kontinuierlichen Übergangs zwischen den porphyrischen spilitischen

Diabasen und porphyrischen Spiliten chemisch keine scharfe Abgrenzung möglich ist. Man beobachtet, daß die Anal. 12a und 13a (spilitische Diabase) einen weitgehend übereinstimmenden Chemismus mit den Anal. 14a und 15a (Spilite) aufweisen. So kann vom Chemismus her gesehen bei den entsprechenden Gesteinen keine Abgrenzung in zwei verschiedene Gesteinstypen vorgenommen werden. Normativ zeichnen sich aber die Anal. 12a und 13a durch einen etwas höheren An-Gehalt — auf den normativen Plagioklas bezogen — aus, der modal auf einen Plagioklas zurückzuführen ist. Aus diesen Gründen wurden die Gesteine der Anal. 12a und 13a noch zu den spilitischen Diabasen gestellt.

Beim Vergleich der Anal. 14a–17a fallen besonders die  $\text{Na}_2\text{O}$ - und die  $\text{K}_2\text{O}$ -Werte auf.

Während bei den Anal. 14a und 15a der  $\text{Na}_2\text{O}$ - über dem  $\text{K}_2\text{O}$ -Wert liegt, zeigen die Anal. 16a und 17a einen sehr hohen  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt bei vergleichsweise geringen  $\text{Na}_2\text{O}$ -Werten. Gleichzeitig weisen diese beiden Analysen im Vergleich zu den Anal. 14a und 15a einen durchschnittlich niedrigeren  $\text{MgO}$ - und  $\text{CaO}$ -Wert auf.

Diese Merkmale — insbesondere die Unterschiede bei den Alkalien — veranlaßten LEHMANN (1941) neben den Normal-Weilburgiten Natron- und Kaliweilburgite zu unterscheiden, eine Abgrenzung, der man zustimmen muß, unabhängig davon, ob man die Bezeichnung Weilburgit für nützlich oder notwendig hält. Hier werden, weil der Bezeichnung Spilit der Vorzug gegeben wird, die Gesteine mit vorherrschend  $\text{Na}_2\text{O}$  als Na-Spilite und die mit überwiegend  $\text{K}_2\text{O}$  als K-Spilite bezeichnet.

Trotz der eben aufgezeigten Abweichungen innerhalb der Anal. 14a–17a heben sich diese 4 Analysen insgesamt deutlich von den Analysen der feldspatporphyrischen Diabase ab. Hierbei unterscheiden sich die Anal. 14a–17a durch folgende Merkmale:

1. wesentlich höhere Summe der Alkalien,
2. höheren  $\text{SiO}_2$ -Gehalt,
3. durchschnittlich niedrigere  $\text{CaO}$ - und  $\text{MgO}$ -Werte.

Die Alkaligehalte der feldspatporphyrischen Spilite sind gegenüber denen der feldspatporphyrischen Diabase auffallend hoch und können, wie LEHMANN erstmalig nachgewiesen hat, bis zu ca. 11 Gew.-% ansteigen. Die Alkalien verteilen sich modal auf Kalifeldspat und Albit bis albitischen Plagioklas (bzw. Oligoklaseinsprenglinge), welche die einzigen Feldspäte der Spilite sind. (Im Gegensatz dazu werden die Feldspäte der Diabase von intermediären Plagioklasen gebildet.) In den Gesteinen zu den Analysen 14a und 15a sind sowohl die Feldspäteinsprenglinge als auch die Grundmasse-Feldspäte Oligoklase. Die Gesteine zu den Analysen 16a und 17a hingegen enthalten als Einsprenglinge Oligoklas und als Feldspäte der Grundmasse Kalifeldspat. Einen großen Teil des Natriums enthalten die Einsprenglinge, während sich der Rest in der Albitkomponente der Orthoklase findet. Das  $\text{Na}_2\text{O}$  verteilt sich modal somit auf diese beiden Feldspäte.

Der höhere  $\text{SiO}_2$ -Gehalt der Spilite im Vergleich zu dem der Diabase — abgesehen von den Spiliten mit Quarz als Mandelfüllung (Anal. 16a) — ist auf das reichliche Auftreten des Alkalifeldspats (bis > 50 Vol.-%) zurückzuführen.

Die  $\text{CaO}$ -Armut bei den Spiliten im Vergleich zu den Diabasen beruht insbesondere auf der Zusammensetzung der Feldspäte, die außer Titanit, Apatit (und dem

postmagmatischen, für den Analysenvergleich rechnerisch eliminierten Calcit) die einzigen CaO-haltigen Minerale dieser Gesteine sind. Dabei tragen die Einsprenglinge aufgrund ihrer geringen Mengenanteile (bei den Gesteinen der Anal. 14a–16a < 2 Vol.-%) nur ganz unwesentlich zum Gesamt-CaO-Gehalt bei. Bei dem Gestein der Anal. 17a kann jedoch aufgrund des höheren Anteils albitischer Einsprenglingsplagioklase (ca. 9 Vol.-%) auch eine größere Menge des normativen CaO-Gehaltes den Einsprenglingen zugeordnet werden. Hieraus erklärt sich zwanglos der starke Unterschied an CaO und Na<sub>2</sub>O bzw. an normativem An- und Ab-Gehalt der beiden Kalispilitanalysen, obwohl beide Gesteine modal Kalifeldspäte in der Grundmasse führen.

Ein Vergleich zwischen modalem und normativem Mineralbestand bei Spiliten ist höchstens bei den Feldspäten sinnvoll, da diese in den untersuchten Gesteinen noch ziemlich frisch vorliegen. Allerdings entspricht der errechnete An-Gehalt nicht exakt dem modal vorliegenden, da CaO aus modalem Titanit normativ als Anorthit errechnet wird, soweit ausreichend Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> hierfür zur Verfügung steht. Wäre Titanit bei der Umrechnung als ein Normmineral berücksichtigt worden, so läge der normative Anorthit- bzw. Diopsidgehalt niedriger und würde eine noch bessere Angleichung an den modalen Mineralbestand bewirkt haben.

#### 4. Zur Genese der porphyrischen Diabase und porphyrischen Spilite

##### 4.1. Allgemeines

Um das Problem der Genese dieser Gesteinstypen besser klären zu können, soll an dieser Stelle noch einmal kurz auf die Petrographie der pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase, soweit sie subeffusive Lagergänge gebildet haben, und ihrer Übergänge zu feldspatporphyrischen Diabasen eingegangen werden. In den Lagergängen dieser Gesteine sind, soweit sie nur gut genug aufgeschlossen sind, petrographische Inhomogenitäten stets nachweisbar. Sie bestehen aus einer ungleichen Verteilung der mafischen und felsischen Einsprenglinge innerhalb der Lagergänge und zwar aus einer Anreicherung der Mafiteinsprenglinge im unteren Teil und einer Anreicherung der Feldspateinsprenglinge im oberen Teil der Lagergänge. Das sind Wirkungen einer gravitativen Kristallisationsdifferentiation. Daß bei subvulkanischen intrusiven Lagergängen von körnigen Diabasen diese Tendenz gravitativer Saigerung erst recht wirksam werden kann, hat HENTSCHEL (1956) an einem besonders sinnfälligen Beispiel aus dem Lahngebiet nachgewiesen. Es handelt sich dabei um einen in einer Kernbohrung in seiner ganzen Mächtigkeit von ca. 110 m durchfahrenen Diabaskörper, der eine ausgeprägte Lagenschichtigkeit aufwies. Hierzu schreibt HENTSCHEL: „Die Lagenschichtigkeit ist gekennzeichnet durch eine hangende Abschreckungszone, ferner durch einen Quarzalbitdiabas (Spilit), stammend aus einer Anreicherung einer saueren Restschmelze im oberen Drittel des Gesteinskörpers, ferner durch Anreicherung von abgesunkenem erstaueschiedenem Olivin im Liegenden (Pikrit) und Überschichtung der Olivinlage durch eine Lage ebenfalls abgesunkenen Pyroxens.“ – Diese Lagenschichtigkeit wird von HENTSCHEL als Auswirkung einer gravitativen Kristallisationsdifferentiation im Erstarrungskörper begründet, wobei der Autor sich



zugleich auf zahlreiche neuere Veröffentlichungen beruft, durch die bei Diabasen, Doleriten und Gabbros eine analoge oder vergleichbare Lagengliederung der Intrusivkörper in weltweiter Verbreitung nachgewiesen ist (z. B. WAGNER 1938, WALKER 1940, 1958).

Durch ihre Einsprenglinge weisen die subeffusiven und effusiven mitteldevonischen Vulkanite, die hier behandelt werden, darauf hin, daß die Magmen, aus denen sie entstanden, nicht nur zu ähnlichen Differentiationsprozessen fähig waren, sondern durch diese in ihrer Verschiedenheit geradezu bedingt sind. Doch während bei den Intrusiva eine Differentiation infolge langsamer Abkühlung noch in situ stattfinden konnte, stand bei den Effusiva und auch oft bei den Subeffusiva wegen zu rascher Abkühlung nach der endgültigen Platznahme keine Zeit mehr für einen Differentiationsprozeß der geschilderten Art zur Verfügung. Die Existenz sowohl pyroxen- und feldspatporphyrischer Diabase als auch nur feldspatporphyrischer Diabase bzw. porphyrischer Spilite macht daher erforderlich, eine gravitative Kristallisationsdifferentiation vor der endgültigen Platznahme ihrer Magmen, also vor ihrer Effusion anzunehmen. Solche Annahme setzt aber wiederum eine Magmenkammer im tieferen Untergrund des Geosynklinalraumes voraus, in der allein Magmen statische Bedingungen für eine Kristallisationsdifferentiation vorfinden können. In einer Magmenkammer sollte dann bei mehr oder weniger stark fortgeschrittener Kristallisation von mafischen Mineralen nebst deren gravitativen Absinkens im oberen Teil der Magmenkammer die Entwicklung einer an Mafitmineralen verarmten Restschmelze möglich sein. Diese müßte dann je nach Grad der gravitativen Fraktionierung mehr oder weniger mit Alkalien und  $\text{SiO}_2$  angereichert, an CaO und MgO dagegen verarmt sein. Es liegt nahe, die feldspatporphyrischen Diabase und Spilite als Produkte einer solchen Restschmelze anzusehen, die durch Effusion von dem mit mafischen Bodenkörpern angereicherten tieferen Teil der Füllung der Magmenkammer abgetrennt wurde und damit selbständige Magmen und ihnen entsprechende Gesteine bilden konnte.

Wie weit die gravitative Differentiation in einer Magmenkammer jeweils vorankam und damit eine Abtrennung der mafischen Gemengteile von der Restschmelze erfolgte, ist explizite nicht direkt zu ermitteln, kann aber an den zur Extrusion gelangten Magmen und den daraus entstandenen Gesteinen abgelesen werden. Man kann so mit einiger Sicherheit annehmen, daß die Schmelze der pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase kurz nach Beginn und während des gravitativen Absinkens der Mafite, die der feldspatporphyrischen Diabase und auch porphyrischen Spilite nach bereits länger erfolgtem Absinken und daher nach weitgehender Abtrennung von Mafiten aufgestiegen ist.

Eine großräumige Differentiation eines basaltischen Magmas im tieferen Teil der Erdkruste wird unter anderem von BARTH (1962) vertreten, der in diesem Zusammenhang eine schematische Darstellung von MACDONALD (1949) übernimmt (Abb. 11).

MACDONALD (1949) diskutiert eingehend die in seiner Abbildung (hier Abb. 11) vereinfacht angenommene Situation, in der zudem eine im wesentlichen ruhende, nicht durchbewegte Schmelze vorausgesetzt wird, bei der sich mit dem Absinken schwerer Mafitkristalle eine zugleich geänderte und sich weiterhin ändernde Schmelze mit nach oben abnehmendem spezifischen Gewicht und entspre-

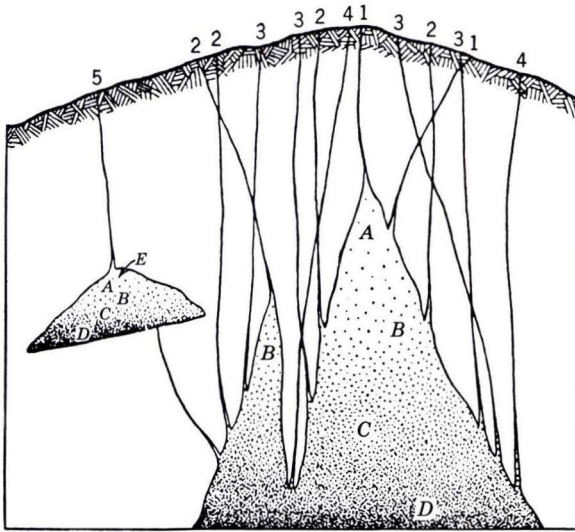


Abb.11. Schematische Darstellung einer möglichen gravitativen Differentiation eines basaltischen Magmas in einer Magmenkammer. Aus BARTH (1962) nach MACDONALD (1949).  
Die Magmen: A: Andesit, B: Basalt, C: Olivinbasalt, D: Pikritbasalt, E: Trachyt und die Effusiva: 1–5 entsprechend den Magmen A–E.

chend geändertem Chemismus eingestellt hat. MACDONALD erörtert auch, inwieweit Schema und Wirklichkeit der hawaiianischen Magmatitgesellschaft – geringfügig übrigens – nicht übereinstimmen.

Aus Abb.11 ist zu ersehen, wie sich MACDONALD und auch BARTH durch Differentiation die Entstehung einerseits von „Pikritbasalt“ als basischen Bodenkörper, andererseits von Andesit sowie einer trachytischen Restschmelze vorstellen. Auf das Lahn-Dillgebiet bezogen, wo im Geosynklinalraum eine nasse (diabasische) Schmelze, entstanden durch exogene Wasseraufnahme eines aufsteigenden basaltischen Magmas, eruptionsaktiv wird, wie HENTSCHEL (1960, 1961) darzustellen und zu begründen versucht, hat die Differentiation offensichtlich einen modifizierten Verlauf genommen, der, anstatt zu Andesiten und Trachyten, zu feldspatporphyrischen Diabasen und über spilitische Diabase zu Spiliten und Keratophyren geführt hat. Das sollte nach der Auffassung von HENTSCHEL mehr oder weniger für den basischen geosynklinalen Magmatismus generell Geltung haben.

Zu dem  $H_2O$ -Gehalt der paläozoischen Magmatite des Lahn-Dillgebietes nimmt HENTSCHEL (1970) nochmals Stellung:

„... daß die Sedimente des Troges während ihrer Entstehung bei geosynklinaler Absenkung (fast) stets oberflächlich von Meerwasser bedeckt und als Folge davon auch in der Tiefe mit Wasser durchtränkt waren. Für die in den Geosynklinalraum eindringenden Magmen muß sich demzufolge eine Kontaktberührung mit Wasser aus den durchfeuchteten Sedimenten und bei der bekannten Wasseruntersättigung basaltischer Magmen kaum bestreitbar eine (begierige) Assimilation von Wasser ergeben haben.“

Eine H<sub>2</sub>O-Aufnahme bei basaltischen Magmen während ihres Aufstiegs durch tiefere und höhere Krustenbereiche hat SZADECKY-KARDOSS (1958, 1959, 1963) als weitverbreitet und häufig angenommen; er bezeichnet diesen Vorgang als Transvaporisation.

KORZHINSKIY (1963) lehnt dagegen eine Transvaporisation des basaltischen Magmas und somit dessen Umwandlung in ein diabasisches Magma mit der Begründung ab, daß die ozeanischen Basalte trotz ihrer Berührung mit Meerwasser H<sub>2</sub>O-frei geblieben sind. Man muß aber bedenken, daß in ozeanischen Bereichen das Sial nicht (oder höchstens nur gering) vertreten ist, und somit vermutlich im Untergrund der Ozeane fast keine Gelegenheit für Transvaporisation besteht. Die basaltischen Magmen gelangen damit aus ihren Entstehungsräumen gewissermaßen durch zu rasches Hochsteigen zur submarinen Effusion am Ozeanboden. Daß bei Berührung des Magmas mit dem Ozeanwasser Abschreckung und plötzliche Erstarrung eine Wasserassimilation gar nicht mehr zuließen, übersieht KORZHINSKIY offenbar.

#### 4.2. Die Genese der porphyrischen Diabase

Der modale Mineralbestand der pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase stimmt im großen und ganzen mit dem von Basalten überein. Dieser übereinstimmende Charakter schwächte sich allerdings kontinuierlich in dem Maße ab, in dem man von den erstgenannten Gesteinen zu feldspatporphyrischen Diabasen und weiter bis zu Spiliten übergeht. Einmal nimmt der Pyroxen von den pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabasen zu den Spiliten hin bis zum völligen Verschwinden ständig ab, zum anderen geht auch der Anorthitanteil der Feldspäte parallel dazu ebenfalls ständig zurück, wobei die Gesteine dafür alkalifeldspatreicher werden. Diese Tatsache spiegelt sich auch in einem kontinuierlich variierendem Chemismus (Tab. 2) wider: durch eine allmähliche Abnahme des MgO- und des CaO-Gehaltes zu den Spiliten hin bei gleichzeitiger Zunahme der Alkalien und des SiO<sub>2</sub>-Gehaltes.

Im rohen Vergleich stimmt der Chemismus der pyroxen- + feldspatporphyrischen Diabase mit dem basaltischer Muttermagmen, wie es von verschiedenen Autoren postuliert wurde (Tab. 5), recht gut überein, wobei die pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase eher den Olivinbasalten als den Tholeiiten bzw. deren Magmen nahestehen.

Der relativ hohe MgO- und der relativ niedrige SiO<sub>2</sub>-Gehalt der pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase läßt nämlich eine Zuordnung zu der tholeiitischen Basaltgruppe schwerlich zu, d. h. die pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase und damit auch die sich weiter an sie anschließenden porphyrischen Gesteine leiten sich vermutlich von einem olivinbasaltischen Muttermagma ab (s. Kap. 6).

Der nur unwesentlich höhere Alkaligehalt und die etwas niedrigeren CaO- und MgO-Werte der pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase im Vergleich zu den Olivinbasalten lassen sich mit einer vorangegangenen geringen gravitativen Kristallisationsdifferentiation des betreffenden basaltischen bzw. diabasischen Magmas erklären. Daß diese schon wirksam werden konnte, zeigt sich am Auftreten von Einsprenglingen in diesen porphyrischen Diabasen: eine Kristallisation des Magmas hatte also bereits in der Tiefe vor der endgültigen Platznahme schon begonnen, so daß

Tab.5. Chemismus und normativer Mineralbestand von pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabas, von Olivin- und Tholeiit-Basalt in Mittelwerten

	1	2	3		1	2	3
SiO <sub>2</sub>	45,34	47,40	51,60	q			2,1
TiO <sub>2</sub>	3,90	2,20	1,60	or	9,04	3,30	6,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,92	15,60	14,30	ab	22,17	17,80	23,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,82	3,70	3,50	an	27,16	31,40	23,10
FeO	9,40	9,20	9,20	di	5,34	14,60	20,80
MnO	0,17	0,30	0,30	en	7,14	11,50	8,40
MgO	8,07	8,50	5,30	fs	2,54	5,80	6,70
CaO	7,62	10,20	10,10	fo	7,76	3,60	—
Na <sub>2</sub> O	2,62	2,10	2,80	fa	3,04	1,70	—
K <sub>2</sub> O	1,53	0,60	1,10	mt	6,99	5,30	5,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	0,20	0,30	il	7,41	4,30	3,00
				ap	1,41	0,40	0,70
Summe	100,00	100,00	100,10		100,00	99,70	100,10

1 = Pyroxen- und feldspatporphyrischer Diabas: Mittel der Anal. 1a–4a der Tab. 3

2 = Olivinbasalt: Mittel WALKER (1958)

3 = Tholeiit-Basalt: Mittel WALKER (1958)

auch mit erfolgtem gravitativem Absinken frühgebildeter Einsprenglinge vor der Extrusion des Magmas gerechnet werden muß (oder kann).

Die Entstehung der hier behandelten Diabase einerseits mit Pyroxen- + Feldspateinsprenglingen, andererseits nur mit Feldspateinsprenglingen allein läßt sich mit Hilfe des allbekannten Schmelzdiagramms: Diopsid-Anorthit-Albit (BOWEN 1928) in schematischer Form verständlich machen. Nach der Kristallisation des Olivins, der in diesem Diagramm nicht berücksichtigt ist, liegt der darstellende Punkt der nunmehr Pyroxen ausscheidenden Restschmelze eines basischen (olivinbasaltischen oder olivin-diabasischen) Magmas im Diopsidfeld. Erfolgt nun vor Erreichen der Grenzlinie zwischen Diopsid- und Plagioklas-Feld, der Kotektikalen, die Effusion des Magmas und damit seine rasche Erstarrung, so konnten sich keine (intratellurischen) Feldspatgroßkristalle bilden, und es liegen im gebildeten Gestein schließlich nur Pyroxeneinsprenglinge vor. Dagegen hat bei den Diabasen mit Pyroxen- + Feldspateinsprenglingen die Schmelze vor der Effusion noch die Kotektikale erreicht.

Die Schmelzzusammensetzung der feldspatporphyrischen Diabase ergibt sich in Übereinstimmung damit aus einem fortgeschrittenen Kristallisationsstadium, das mit einem Standort der Schmelze irgendwo auf der Kotektikalen beginnt, später aber, während die Einsprenglingspyroxene durch gravitatives Absinken verlorengehen, in das Existenzfeld der Feldspäte verlagert wird, ehe es zur Effusion und zur raschen feinkörnigen Erstarrung der Grundmasse des feldspatporphyrischen Gesteins kommt. Die Fortsetzung der Kristallisation nach der Effusion (und damit der endgültigen Platznahme des Magmas) ist bei den meisten Vorkommen durch Bildung kleiner idiomorpher Pyroxene sowie durch Korrosion der Feldspateinsprenglinge gekennzeichnet. Dies läßt die Annahme zu, daß die Kristallisation nicht nur unter

veränderten T-Bedingungen (rasche Abkühlung), sondern auch unter anderen P-Bedingungen zu Ende ging. Damit zeigen sich die Auswirkungen komplizierterer Zustandsbedingungen an, die sich z. B. auch durch die Beteiligung von H<sub>2</sub>O einstellen, und die sich in einer stärkeren Verschiebung der Sättigungsgrenzflächen in einer bislang experimentell nicht näher bekannten Art auswirken. Das einfache BOWENSche (anhydrische) 3-Stoff-System Di-Ab-An reicht dann zur Deutung der petrographischen Gegebenheiten in unserer Gesteinsfolge nicht mehr aus.

### 4.3. Die Genese der porphyrischen Spilite

BROGNIART (1827) hat den Begriff „Spilit“ erstmals verwendet. Heute definiert man Spilite petrographisch als Gesteine, die als Hauptminerale albitischen Plagioklas und Chlorit (meist an Stelle von Klinopyroxen) enthalten. Über die Genese dieser Gesteine gehen die Meinungen weit auseinander. Generell aber dürften sie aus ursprünglich basaltischem Magma unter Wasseraufnahme hervorgegangen sein.

Einige ältere Autoren – u. a. ROSENBUSCH (1908) – vertraten die Ansicht, daß die Spilite und Diabase ursprünglich Basalte gewesen seien, wobei die jetzt vorliegenden Unterschiede zwischen diesen Gesteinen und Basalten auf eine Metamorphose zurückzuführen seien. So ordnete ROSENBUSCH (1908) die Diabase und Spilite dem paläozoischen, verschieften Gebirge zu und machte das Alter und die Orogenese für die Umwandlung der Minerale in diesen Gesteinen verantwortlich. Auch KORZHINSKIY (1963) ist der Meinung, daß die Spilit-Keratophyr-Folge durch Metamorphose der Basalt-Andesit-Reihe entsteht.

Eine zweite Gruppe von Autoren vermutet eine postmagmatische Diabasmetasomatose – bedingt durch Ionenaustausch von Na ↔ Ca mit dem Meerwasser. Als bekanntester Vertreter dieser Theorie ist BARTH (1962) zu nennen, der sich auf die von ESKOLA et al. (1937) experimentell entwickelte hydrothermale „Spilitreaktion“ stützt:



Eine dritte Gruppe von Autoren nimmt für die Entstehung der Spilite ein besonderes Ausgangsmagma an, das mehr oder weniger vom basaltischen abweicht. Vertreter dieser Gruppe sind DEWEY & FLETT (1911) sowie LEHMANN (1941), AMSTUTZ (1958) u. a. Besonders interessieren hier die Arbeiten von LEHMANN, der im Lahnggebiet einen Großteil der hier behandelten Gesteine untersuchte und sie mit dem speziellen Gesteinsnamen „Weilburgit“ belegte.

Schließlich hält eine vierte Gruppe von Autoren, u. a. HENTSCHEL (1970), die Spilite für Differentiationsprodukte eines basaltischen Magmas, das in der Geosynklinalen H<sub>2</sub>O assimiliert hat und dadurch zu einer spezifischen diabasischen Differentiation (im subvulkanischen Milieu) mit der Gesteinsfolge: Diabas, spilitischer Diabas, Spilit, Keratophyr befähigt wurde. Die Weilburgite LEHMANNs ordnen sich dabei in die spilitischen Diabase und die Spilite ein.

Bei den feldspatporphyrischen Gesteinen des Lahnggebietes gibt es solche mit spilitischer Zusammensetzung, bei denen aber Kalifeldspat den Albit mehr oder weniger vertritt. LEHMANN hat sie Kaliweilburgite genannt, HENTSCHEL (1961) bezeichnet sie als Kalispilite. Kalireiche und natriumreiche Spilite kommen aber nicht

nur im Lahn- und Dillgebiet zusammen vor, sondern sind auch anderenorts bekannt geworden. — Erstmals hat SARGENT (1917) die Kalifeldspat führenden Spilite beschrieben und als Kalispilite bezeichnet. DE ROEVER (1941) führte dafür den Namen Poenite ein.

Es stellt sich nun die Frage, welche der o. g. Hypothesen für die Entstehung der Spilite allgemein und der hier behandelten Gesteine aus dem Lahnggebiet im besonderen am wahrscheinlichsten ist. Entscheidend für die Beantwortung dieser Frage ist der Nachweis, ob die Feldspäte primär gebildet wurden oder postmagmatisch aus Plagioklasen hervorgingen (Metasomatose, Metamorphose). Mit dieser Frage haben sich im Lahn-Dillgebiet besonders LEHMANN (1941) und HENTSCHEL (1961) beschäftigt. Beide halten die Feldspäte in den Gesteinen des Lahn- bzw. Dillgebietes für primär und lehnen eine Natrium- bzw. eine Kalizufuhr aus dem Meerwasser — wenn auch mit verschiedenen Begründungen — ab. LEHMANN akzeptierte zwar die Entstehung von Spiliten durch Natriummetasomatose, möchte aber diese nicht für die Gesteine des Lahnggebietes gelten lassen. Abgesehen davon, daß er die Weilburgite nicht für Spilite hält, nimmt er für die Weilburgite des Lahnggebietes ein primäres  $H_2O$ -haltiges,  $CaO$ -armes und alkalireiches, niedrig temperiertes Magma an, aus dem sich die Alkalifeldspäte und der Chlorit primär gebildet hätten.

Die Ablehnung der experimentell verifizierten Spilitreaktion ESKOLAS als Bestätigung metasomatischer Entstehung von Spiliten (bzw. deren albitischer Feldspäte) begründet HENTSCHEL (1961) folgendermaßen: „Wollte man für (Na-weilburgitische) Spilite eine Natronmetasomatose für die Albite annehmen, so kommt man bei den Kalispiliten (K-Weilburgiten) zu einem Dilemma, da für diese keine dem Natron analoge Quelle (aus dem Meerwasser) für Kali und für eine Kalimetasomatose verfügbar ist.“ —

In der petrographischen Beschreibung (Abschn. 2.3) wurde dargelegt, daß bei einem Teil der untersuchten porphyrischen Gesteine die Feldspäte oft  $\pm$  stark umgewandelt vorliegen. Doch konnte in den meisten Fällen noch festgestellt werden, daß es sich um ehemalige Plagioklase handelte. Die Umwandlung der Plagioklase besteht in einer Chloritisierung, Karbonatisierung und Sericitisierung: Prozesse, die im wesentlichen als postmagmatisch hydrothermal anzusehen sind. Derartige Umwandlungen beobachtet man ebenfalls in den Intrusivdiabasen des Lahn-Dillgebietes, bei denen eine Berührung mit dem Meerwasser und damit eine Spilitisierung im Sinne ESKOLAS ganz sicher auszuschließen ist.

Die Deutung der porphyrischen Spilite bzw. der Spilite des Lahnggebietes als Differentiationsderivate eines (hydratisierten) basaltischen Magmas wird durch die enge räumliche Verknüpfung Na- und K-reicher Gesteinstypen unterstützt. Diese Vergesellschaftung hat LEHMANN, der die kalireichen Gesteine im Lahnggebiet erstmals nachgewiesen hat, auch beschäftigt. Er schreibt über die Entstehung dieser beiden Gesteinstypen:

„... Alle Beobachtungen sprechen dafür, daß einerseits extrem kalireiche, andererseits extrem natronreiche Schmelzen sich aus dem alkaliintermediären weilburgitischen Magma entwickelt haben, und daß diese Spaltung ohne Vermittlung kristalliner Phasen, vielmehr einzig und allein unter Beteiligung einer flüssigen und einer dampf- bzw. gasförmigen Phase in einem verhältnismäßig niedrigen Temperaturbereich erfolgte.“

Was LEHMANN unter „Spaltung“ eines alkaliintermediären Magmas verstanden haben will, erläutert er nicht näher. Der Begriff „Aufspaltung“ wurde früher verwendet, als noch nicht experimentell erwiesen war, daß es bei Silikatschmelzen vom Chemismus normaler Magmatite Entmischung im flüssigen Zustand nicht gibt. Da eine Wandlung dieses Begriffes mit einem Bezug auf physikalisch-chemisch erwiesene Sachverhalte sich in der Petrologie nicht vollzogen hat, bleiben die Vorstellungen LEHMANNs unverständlich, wenn er etwas anderes als Liquefaction gemeint haben sollte. Eine solche für silikatische Schmelzmassen mit gleichen oder auch ungleichen Anteilen von  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$ , die zu einer Trennung in eine  $\text{Na}_2\text{O}$ -reiche Schmelzphase einerseits und eine kalireiche andererseits führen könnte, gibt es aber nicht. Nur mit Hilfe von Kristallisationsprozessen lassen nach unseren bisherigen experimentell-petrologischen Erkenntnissen sich Trennungen der Alkalianteile aus Schmelzen erreichen.

Ein besonderer Weg wäre, für die Bildung der einerseits kali-, andererseits natronreichen Gesteine verschiedene primäre Ausgangsmagmen anzunehmen. Dann ließe sich das Problem des Nebeneinanderauftretens solcher Gesteine auch lösen bzw. gewissermaßen umgehen. Durch Untersuchungen an glasigen Restschmelzen von Basalten konnten ERNST & MÖRTEL (1969) nämlich feststellen, daß die Differentiation eines alkali-olivinbasaltischen Magmas zu Na-reichen, die eines tholeiitischen Magmas zu kalireichen Restschmelzen führt. Für die Entstehung K- und Na-reicher Gesteine innerhalb eines räumlich wie zeitlich so eng begrenzten Bereiches wie das Lahngbiet im oberen Mittel- bis frühen Oberdevon müßten dann also zwei Primärmagmen zugleich eruptionsaktiv gewesen sein, eine Annahme, die zu gezwungen erscheint, um sie für wahrscheinlich zu halten, abgesehen davon, daß Restschmelzen der von ERNST & MÖRTEL nachgewiesenen Entstehung mengenmäßig stets viel zu gering anfallen können, um sich zu gesteinsbildenden Magmen anzureichern.

Die Entstehung der Spilite mit ihrem relativ hohen Alkaligehalt einschließlich der z. T. extremen Unterschiede in den  $\text{K}_2\text{O}$ - und  $\text{Na}_2\text{O}$ -Werten und den entsprechend niedrigen CaO- und MgO-Anteilen kann aber sehr wohl durch gravitative Kristallisationsdifferentiation eines einzigen Primärmagmas erklärt werden. Der unterschiedliche Gehalt der einzelnen Gesteine an diesen Komponenten läßt sich auf einen unterschiedlichen Differentiationsgrad ihrer Schmelzen zurückführen. Die Entstehung der Na-reichen Gesteine (Verhältnis  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$  wie bei den Alkalibasalten, aber auch  $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$ ) kann durch ein einfaches Differentiationsschema erklärt werden: Frühausgeschiedene Mafite als Träger von CaO und MgO sowie FeO sinken ab, und es kommt allmählich in der Schmelze zu einer Anreicherung von Alkalien bzw. von Alkalifeldspatkomponenten entsprechend den Vorstellungen von BARTH und von MACDONALD (Abb. 11). Weitaus komplizierter gestaltet sich aber die Deutung der Genese extrem kalireicher Spilite. Hierbei ist die Tendenz zu einem höheren Differentiationsgrad gegenüber den Na-Spiliten erkennbar, wie die höheren Zahlenwerte von  $\text{SiO}_2$  und der Summe der Alkalien bzw. die niederereren Gehalte an MgO und CaO gegenüber den Na-Spiliten anzeigen. Doch kann für beide Spilitypen mit einiger Wahrscheinlichkeit ein gleiches Ausgangsmagma angenommen werden.

Dafür gibt es petrographische Argumente. Man beobachtet nämlich, daß die kalireichen Spilite ebenso wie die Na-Spilite albitische Plagioklase enthalten. Bei den

Na-Spiliten muß die Bildung der Plagioklaseinsprenglinge erst kurz vor der endgültigen Platznahme des Magmas eingesetzt haben, während bei den kalireichen Spiliten es erst noch zur Bildung einer  $\pm$  großen Menge von Plagioklaseinsprenglingen und ihrer Abtrennung d.h. Wegführung aus der Schmelze gekommen sein muß. Bei einer solchen (Na-reichen) Plagioklasbildung wird ein beträchtlicher Teil des Natriums der Schmelze selbst entzogen, und mit einer Abtrennung dieses Plagioklases muß dann die restliche Schmelze notwendigerweise mehr oder weniger so kalireich werden, daß sie bei ihrer Erstarrung Kalispilite zu liefern vermag.

Eine ähnliche Genese ist auch für diejenigen Spilite wahrscheinlich, welche etwa gleichen  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt aufweisen. Für diese ist anzunehmen, daß vor der endgültigen Platznahme der einzelnen Magmen nur eine unvollkommene Abtrennung (Na-reicher) Plagioklaseinsprenglinge erfolgte, so daß je nach dem Grad der Abtrennung nun alle Übergänge zwischen Na-reichen und kalireichen Spiliten entstehen konnten.

Eine weitere Deutung, die man entweder allein oder noch zusätzlich für die Genese der kalireichen Spilite heranziehen kann, könnte durch eine frühe Kristallisation eines Na-haltigen Amphibols bewirkt werden. So vermutete bereits BOWEN (1928) und bewiesen YODER & TILLEY (1962) experimentell, daß bei basaltischen Magmen unter bestimmten  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ -Bedingungen Amphibol ein frühes Kristallisationsprodukt darstellt und durch gravitatives Absinken bzw. „Abquetschen“ von der Restschmelze getrennt werden kann (sofern keine Turbulenz herrscht).

Dieser Vorgang könnte ebenfalls eine Kalianreicherung der Restschmelze zur Folge haben; wobei der Grad der Anreicherung natürlich von der Menge des gebildeten und abgetrennten Amphibols abhängen würde. Obwohl sich Beispiele für einen magmatisch frühgebildeten Amphibol in einigen — bevorzugt mitteldevonischen — Diabasvorkommen des Lahn-Dillgebietes finden, bei denen die Amphibolkristalle sowohl selbständig als auch in Pyroxen poikilitisch eingewachsen auftreten, scheinen für einen großräumigen Differentiationsprozeß mit Amphibolabscheidung im petrographischen Gesamtbild der vulkanischen Gesteinsmannigfaltigkeit im Lahn-Dillgebiet keine Anzeichen vorzuliegen.

## 5. Differentiation und Nomenklatur

In den vorausgehenden Kapiteln wurde diskutiert, daß die im Lahngebiet auftretenden mitteldevonischen bis frühoberdevonischen effusiven und subeffusiven porphyrischen Diabas- und Spilitgesteine sich als Produkte eines differenzierten basaltischen Magmas auffassen lassen. Der Differentiationsgrad nimmt von Diabas zu Spilit zu, was sowohl anhand des Mineralbestandes als auch anhand des Chemismus gut belegt werden kann. Da stets eine Abhängigkeit zwischen Chemismus und Differentiationsgrad besteht, liegt es nahe, mit Hilfe der vorliegenden Analysen diese Abhängigkeit graphisch aufzuzeigen. Für diesen Zweck empfiehlt sich besonders die von THORNTON & TUTTLE (1960) entwickelte Darstellungsmethode. Bei diesem graphischen Verfahren ist die Summe der Normminerale Quarz + Orthoklas + Albit + Feldspatvertreter (in Gew.-%) als „Differentiationsindex (abgekürzt D.I.)“ definiert. Ausgehend von der Tatsache, daß die Summe der genannten Normminerale eine natürliche Silikatschmelze in charakteristischen Zügen weitgehend beschreibt, haben die genannten Autoren in Anlehnung an das Residualsystem  $\text{SiO}_2$ -Na Al  $\text{SiO}_4$ -K Al  $\text{SiO}_4$  (SCHAIRER & BOWEN 1957) diese Summe als spezifischen Index für den Differentiationsgrad einer magmatischen Schmelze eingeführt. Ansteigender Diffe-



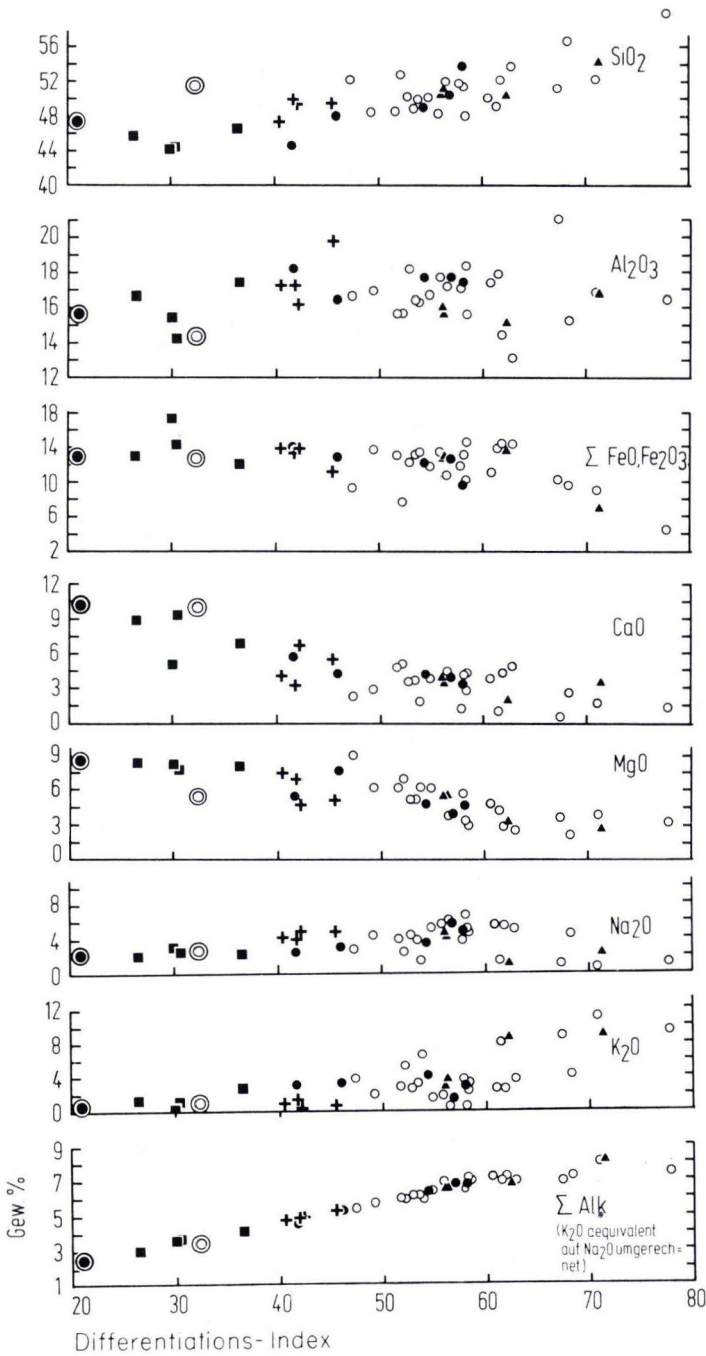


Abb. 12. Chemismus der mitteldevonischen bis frühoberdevonischen effusiven bis subeffusiven Diabase und Spilite des Lahngbietes in Abhängigkeit vom Differentiationsindex.

rentiationsindex einer Gesteinsreihe bedeutet demzufolge Abnahme des Anteils an femischen Mineralen, wobei Anorthit (normativ) zu letzteren gestellt wird.

THORNTON & TUTTLE (1960) haben anhand von 5000 Gesteinsanalysen aus den Washington-Tabellen festgestellt, daß generell mit steigendem Differentiationsindex  $\text{SiO}_2$  und  $\text{K}_2\text{O}$  kontinuierlich zu-, dagegen  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  und  $\text{FeO}$  kontinuierlich abnehmen, schließlich  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  keine wesentliche Änderung zeigen, und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  bis zu einem D.I. von etwa 90 ziemlich konstant bleibt, um dann bei einem noch höheren Differentiationsindex rasch abzunehmen. Es muß aber berücksichtigt werden, daß die beiden genannten Autoren mit dieser Methode bei der Zusammenstellung der Analysen die Zugehörigkeit der einzelnen Gesteinsreihen zu bestimmten Gesteinsprovinzen unberücksichtigt ließen. Daher muß die Abhängigkeit der einzelnen Oxide vom Differentiationsindex bei einer Aufteilung der Analysen nach regionalen Gesteinsprovinzen nicht in jedem Fall gleich verlaufen wie bei dem Gesamtanalysendurchschnitt.

Bei Anwendung dieser Methode auf die mitteldevonischen bis frühoberdevonischen porphyrischen Diabase und Spilite des Lahngbietes wurden sowohl die bereits im Kap. „Chemismus“ benutzten Analysen (Tab. 3) als auch Analysen von aphyrischen Spiliten der gleichen Epoche, und zwar von Weilburgiten von LEHMANN (1941), herangezogen (Tab. 6, Anal. 18–39), die – weil nichtporphyrisch – bislang außer Betracht gelassen wurden.

Diese aphyrischen Spilite (Weilburgite) weisen in bezug auf ihren Mineralbestand und Chemismus keinen wesentlichen Unterschied zu den porphyrischen Spiliten auf. Der Gefügeunterschied (porphyrisch bzw. aphyrisch) kann als untergeordnet betrachtet werden, zumal bei den porphyrischen Spiliten die Einsprenglinge meistens nur vereinzelt auftreten. Nach Eliminierung von Wasser, Karbonat und Pyrit bei den Anal. 1–39 (Tab. 2 u. 6) wurden diese auf 100 Gew.-% umgerechnet, aus Gründen, wie sie bereits im Kapitel „Chemismus“ angeführt wurden. Sie sind in Tab. 7 dargestellt (Anal. 1a–39a). Tab. 8 zeigt den normativen Mineralbestand (CIPW-Norm), berechnet aus den Analysen der Tab. 7.

Die Abb. 12 zeigt die Abhängigkeit der wichtigsten Oxide vom Differentiationsindex. Es ist zu erkennen, daß die petrographisch unterschiedenen Gesteinstypen recht gut getrennte Einzelbereiche innerhalb von kontinuierlich mit Analysen besetzten Kurven einnehmen, aber insgesamt einem durchgehenden Kurvenzug zugehören.

Im einzelnen zeigt sich, daß:

1. mit steigendem D.I.  $\text{SiO}_2$  kontinuierlich zunimmt, dagegen  $\text{CaO}$  und  $\text{MgO}$  kontinuierlich abnehmen.
2. mit steigendem D.I. eine kontinuierliche  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Zunahme sich nur z.T. andeutet. Aus der graphischen Darstellung geht hervor, daß eine  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Zunahme lediglich von den pyroxen- und feldspatporphyrischen und zu einem Teil auch noch bis zu den nur feldspatporphyrischen Diabasen zu beobachten ist, während für den anderen Teil der feldspatporphyrischen Diabase, sowie für die spilitischen Diabase sowie die Spilite (bzw. „Weilburgite“) eine geringe Abnahme des  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehaltes erkennbar ist (ab D.I. 41). Diese Abnahme des  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehaltes mit steigendem D.I.

Tab.6. Chemische Analysen der nichtporphyrischen Spilite (Weilburgite nach LEHMANN)

	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO <sub>2</sub>	49,63	40,74	44,27	45,26	49,10	23,90	52,03	48,05	43,47	34,28	41,37	48,30	47,58	48,28	46,31	42,02	46,19	47,54	46,50	44,75	51,79	46,93
TiO <sub>2</sub>	3,01	2,76	1,97	2,57	3,38	1,99	1,62	2,28	2,36	1,79	3,69	2,21	2,46	3,04	3,20	3,95	2,85	2,96	2,49	3,47	2,34	3,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,03	18,88	18,16	14,71	13,23	7,77	12,73	16,44	13,86	10,15	13,82	13,33	16,27	17,28	14,89	14,67	16,95	15,83	15,56	14,75	14,20	15,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	1,91	5,34	3,80	1,67	2,12	7,46	2,79	1,43	0,61	3,97	5,91	4,32	1,55	4,08	4,16	4,78	4,45	2,86	2,00	2,04	2,58
FeO	6,05	9,54	4,79	8,40	6,76	5,15	6,42	8,95	6,41	4,42	7,24	7,41	6,97	8,15	8,46	7,71	8,06	6,72	8,98	7,31	3,32	8,22
MnO	0,03	0,08	0,09	0,07	0,09	0,34	0,19	0,13	0,13	0,21	0,14	0,36	0,13	0,14	0,15	0,14	0,08	0,16	0,09	0,13	0,11	0,11
MgO	3,71	3,59	3,13	5,67	1,90	1,48	2,50	4,97	7,49	4,56	4,34	2,76	4,33	4,72	5,92	5,39	5,31	5,94	3,08	3,28	2,86	5,09
CaO	2,88	8,20	4,12	3,81	8,13	29,46	4,92	4,18	8,63	21,03	9,74	6,02	4,40	3,57	5,00	7,21	3,48	3,80	7,01	9,36	5,95	3,49
Na <sub>2</sub> O	0,63	1,31	0,96	1,36	3,88	2,37	4,41	4,22	2,43	1,63	3,36	5,11	5,30	4,95	3,84	3,83	5,47	5,05	6,12	5,34	1,03	3,59
K <sub>2</sub> O	10,50	6,74	7,64	6,08	3,64	1,66	3,55	2,50	3,18	3,38	2,82	2,36	2,47	2,16	2,83	1,75	1,83	1,56	0,55	0,56	8,11	3,43
H <sub>3</sub> O <sup>+</sup>	2,80	3,81	4,49	5,03	2,54	1,72	3,20	4,50	4,33	3,78	3,73	4,16	3,81	4,29	4,11	4,67	4,06	4,64	3,50	3,93	2,50	4,86
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,33	0,35	1,41	0,54	0,15	0,14	0,27	0,27	0,52	0,29	0,27	0,34	0,43	0,26	0,21	0,29	0,50	0,52	0,30	0,30	0,20	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,16	0,52	0,44	0,98	0,83	0,77	0,82	0,97	0,48	0,34	0,62	0,61	1,05	0,78	1,05	0,59	0,67	0,81	0,38	0,47	0,90	0,91
CO <sub>2</sub>	1,00	5,80	3,53	1,75	4,65	21,44	0,00	0,00	5,26	13,87	5,23	1,53	0,54	1,00	0,30	3,68	0,00	0,10	2,56	4,33	4,65	1,86
S	0,18*	0,10*	0,09*	0,13*	0,22*	0,02*	0,02*	0,12*	0,07*	0,08*	0,11*	0,02*	0,09*	0,17*	0,06*	0,12*	0,03*	0,01*	0,07*	0,09*	0,00*	0,03*
Summe	100,48	100,33	100,43	100,13	100,17	100,33	100,14	100,34	100,05	100,42	100,42	100,43	100,15	100,34	100,41	100,18	100,26	100,09	100,05	100,07	100,03	100,29
Spez.-Gew.	2,66	2,77	2,75	2,74	2,79	2,80	2,78	2,79	2,73	2,72	2,82	2,76	2,79	2,76	2,79	2,82	2,84	2,79	2,82	2,81	2,67	2,73

 \* als S<sub>2</sub> bestimmt.



Tab.8. Normativer Mineralbestand (CIPW-Norm), berechnet aus den Analysen der Tab. 7, und Differentiationsindex (D.I.)

	3a	2a	1a	4a	5a	9a	8a	6a	7a	10a	26a	33a	32a	27a	25a	28a	21a	11a	35a
q	—	—	—	—	—	1,48	—	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—	1,42	—	—
c	—	1,78	—	—	3,91	4,65	4,26	—	1,86	1,42	4,89	3,81	—	—	1,59	1,34	5,93	1,50	1,16
or	8,57	-3,49	8,21	15,96	5,38	18,02	7,98	2,48	3,60	19,69	22,59	11,92	17,54	30,86	15,47	19,73	39,71	24,85	9,74
ab	17,85	26,57	21,27	20,65	35,20	22,17	33,76	39,77	41,72	26,23	24,72	37,37	34,08	21,31	37,40	33,67	12,72	28,55	45,13
an	31,62	21,32	22,48	28,36	15,01	16,15	13,61	21,92	25,00	17,19	7,73	9,97	15,77	16,06	15,08	13,27	1,59	15,74	13,65
ne	—	—	1,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,87
di	7,05	—	16,60	1,51	—	—	—	6,66	—	—	—	—	0,86	5,03	—	—	—	—	—
en	13,64	15,53	—	4,09	11,26	13,62	15,87	6,18	3,27	7,89	22,43	13,16	0,72	5,87	3,39	6,14	15,61	—	3,67
fs	2,37	7,19	—	1,64	7,07	2,61	11,45	4,30	2,49	2,38	8,33	4,37	0,35	2,60	2,90	2,37	9,03	—	1,01
fo	2,85	3,38	9,65	10,75	5,31	—	1,13	2,68	6,68	7,92	—	1,63	10,19	7,01	6,71	4,67	—	8,50	8,37
fa	0,55	1,72	4,12	4,75	3,67	—	0,94	2,06	5,59	2,63	—	0,60	5,42	3,43	6,34	1,99	—	8,57	2,54
mt	8,63	7,77	6,21	5,39	4,41	9,00	3,73	6,79	3,10	7,05	2,49	6,95	6,20	1,37	4,24	6,82	6,09	3,48	4,81
he	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
il	5,55	9,63	8,98	5,47	6,93	7,86	5,93	5,77	5,87	6,03	5,39	8,65	6,37	5,25	4,54	8,30	5,39	6,12	5,94
ap	1,32	1,62	1,30	1,44	1,85	4,43	0,86	1,39	0,81	1,56	1,34	1,58	2,55	1,22	2,35	1,70	2,51	1,83	1,98
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
D.I.	26,42	30,06	30,66	36,61	40,58	41,67	41,74	42,25	45,32	45,92	47,39	49,29	51,62	52,17	52,87	53,40	53,85	54,27	54,87

	34a	14a	15a	37a	12a	39a	13a	36a	31a	23a	30a	19a	29a	16a	24a	20a	22a	18a	17a	38a
q	—	—	—	—	—	1,91	—	—	—	—	—	—	—	2,29	2,57	5,55	5,57	—	—	12,02
c	1,30	1,58	1,68	—	0,13	6,49	1,52	—	4,81	0,05	0,68	6,28	—	3,57	—	9,65	1,02	3,67	—	4,28
or	11,30	16,98	21,33	3,85	8,84	22,39	17,12	3,60	13,60	18,74	15,43	48,06	15,09	50,16	21,71	52,41	24,81	65,39	52,37	55,65
ab	40,20	39,21	34,89	52,60	46,70	33,56	40,92	51,33	44,63	36,39	42,45	13,37	46,78	9,84	38,61	19,43	37,87	5,62	18,93	10,08
an	13,47	10,29	9,11	17,02	17,59	—	12,86	14,79	6,66	11,24	12,22	0,75	6,99	1,22	4,61	—	6,36	0,41	9,53	—
ne	4,43	—	—	—	1,26	—	—	3,24	—	2,15	2,69	—	—	—	—	—	—	—	—	—
di	—	—	—	1,31	—	—	—	2,55	—	—	—	—	8,67	—	12,25	—	—	—	0,86	—
en	—	2,95	6,22	2,24	—	14,01	11,68	—	6,71	—	—	3,58	0,52	8,45	2,56	9,05	5,46	5,04	1,52	8,24
fs	—	2,33	4,61	1,72	—	8,76	4,55	—	5,10	—	—	4,62	0,43	9,05	1,36	—	6,48	2,24	0,32	—
fo	9,69	7,48	5,29	4,84	6,83	—	—	5,57	4,07	5,20	7,99	5,05	3,22	—	—	—	—	3,29	3,45	—
fa	5,08	6,50	4,32	4,10	5,47	—	—	8,14	3,41	7,84	4,41	7,18	2,96	—	—	—	—	1,61	0,79	—
mt	7,24	4,54	5,14	3,38	5,87	4,13	5,13	4,59	2,39	6,19	6,62	3,34	9,27	5,46	11,19	7,04	2,79	3,87	2,99	4,75
he	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,34	—	—	—	2,36
il	5,66	5,12	5,00	7,67	6,52	6,42	4,83	5,23	6,15	7,61	4,94	6,32	4,54	7,13	3,18	4,34	7,41	6,02	6,99	0,21
ap	1,62	3,02	2,41	1,27	0,79	2,33	1,34	0,97	2,47	3,59	2,57	1,45	1,53	2,82	1,97	1,18	2,22	2,83	2,25	2,41
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
D.I.	55,93	56,19	56,22	56,45	56,80	57,86	58,09	58,17	58,23	58,28	60,57	61,43	61,87	62,29	62,89	67,39	68,25	71,01	71,30	77,75

1–17: s. Tab.2 mit Text

18: Anal. 25, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 54

19: Anal. 27, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 54

20: Anal. 29, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 54

21: Anal. 30, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 54

22: Anal. 31, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 56

23: Anal. 32, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 56

24: Anal. 33, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 56

25: Anal. 38, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 56

26: Anal. 39, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 56

27: Anal. 40, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 56

28: Anal. 41, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 56

29: Anal. 43, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 58

30: Anal. 44, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 58

31: Anal. 45, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 58

32: Anal. 46, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 58

33: Anal. 47, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 58

34: Anal. 48, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 58

35: Anal. 50, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 58

36: Anal. 51, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 58

37: Anal. 52, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 58

38: Anal. 59, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 168

39: Anal. 60, „Weilburgit“ in LEHMANN 1941: 168

beruht auf der Abnahme des An-Gehaltes der Feldspäte in den entsprechenden Gesteinen. Die Verringerung des An-Gehaltes und seine Ersetzung durch Alkalifeldspat ist ja eben mit einem Verlust an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  verknüpft, was sich in der fallenden Tendenz der  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Kurve äußert.

3. die Summe der Fe-Oxide bis zu dem Gestein mit dem D.I. 45 stetig, wenn auch nur geringfügig abnimmt, was modal mit der Abnahme des Pyroxens von den pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabasen zu den nur feldspatporphyrischen Diabasen erklärt werden muß. Die Gesteine mit einem D.I. von 45 – 63 weisen dagegen eine konstante Summe der Fe-Oxide auf, was modal auf eine  $\pm$  gleiche Menge von Chlorit und Erz (Magnetit) zurückzuführen ist. (Ein noch sporadisches Auftreten von Pyroxen fällt hier nicht ins Gewicht.) Die Summe der Fe-Oxide nimmt dann jedoch bei den Gesteinen mit einem D.I.  $> 63$  stark ab, da modal eine Abnahme des Chlorits und Magnetit vorliegt.
4. die Werte von  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  trotz Streuung im allgemeinen mit steigendem Differentiationsindex (bis D.I. 61) zunehmen. Im Gegensatz zu den  $\text{K}_2\text{O}$ -Werten, die weiterhin eine ansteigende Tendenz aufweisen, zeigen die  $\text{Na}_2\text{O}$ -Werte von diesem D.I.-Wert an eine stetige geringe Abnahme.  
Die Ursache für diese nicht kontinuierliche Abhängigkeit des  $\text{Na}_2\text{O}$  vom Differentiationsindex sowie die Streuung der Werte der beiden Oxide ist darauf zurückzuführen, daß diese selbst in Abhängigkeit zueinander stehen. Es ist zu erkennen, daß bei gleichem D.I. eine Zunahme des  $\text{Na}_2\text{O}$  eine Abnahme des Wertes für  $\text{K}_2\text{O}$  zur Folge hat bzw. umgekehrt. Dieser Vorgang ist bei den Gesteinen mit extrem hohem  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt deutlich erkennbar. Erst die Summe der Alkalien nach einer äquivalenten Umrechnung von  $\text{K}_2\text{O}$  auf  $\text{Na}_2\text{O}$  zeigt eine kontinuierliche Abhängigkeit durch eine stetige Zunahme der Alkaliwerte bei steigendem Differentiationsindex.
5. die Zahlenwerte der einzelnen Oxide sich (mit mehr oder minder großer Streuung) jeweils in stetig verlaufende Kurven einordnen. Das bedeutet im Hinblick auf die Genese und Differentiation der analysierten Gesteine deren Zusammengehörigkeit, also deren enge Verwandtschaft.
6. bezogen auf den D.I. die Diabase und Spilite die nachstehende Gruppierung aufweisen:  
Die pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase besitzen einen niedrigeren D.I. als die nur feldspatporphyrischen Diabase; letztgenannte weisen jedoch wiederum einen niedrigeren D.I. auf als die porphyrischen spilitischen Diabase und Spilite.  
Was die Stellung der „Weilburgite“ anlangt, so läßt sich aus den graphischen Darstellungen ablesen, daß sich diese Gesteine etwa statistisch auf die hier unterschiedenen Gesteinstypen der feldspatporphyrischen spilitischen Diabase und der porphyrischen Spilite verteilen. Es scheint sonach nicht geraten, sie als eine besondere Gesteinsgruppe auszugliedern.

#### **6. Zur Frage des Ausgangsmagmas für die behandelte Gesteinsreihe porphyrische Diabase – porphyrische spilitische Diabase – porphyrische Spilite**

Bei den vorangehenden Betrachtungen ist der Standpunkt eingenommen und begründet worden, daß die bezeichnete Gesteinsreihe generell von einem basaltischen

Ausgangsmagma unter den besonderen subvulkanischen Bedingungen im Geosynklinallraum aus einer „diabasischen Differentiation“ hervorgegangen ist.

HENTSCHEL (1970) nimmt für die Diabase und Spilite des Lahn-Dillgebietes ein olivinbasaltisches Ausgangsmagma an, ohne sich speziell auf ein alkalibasaltisches oder ein tholeiitisches Primärmagma festzulegen.

HERMANN & WEDEPOHL (1970) haben versucht, anhand der absoluten und relativen Häufigkeit der Lanthanidenelemente in den devonischen und karbonischen Gesteinen der variscischen Geosynklinalen NW-Deutschlands (einschließlich Lahn-Dillgebiet) den Charakter des Ausgangsmagmas festzustellen. Dabei gehen sie von der Annahme aus, daß diese Gesteine, die heute als „epizonale Metabasalte“ vorliegen, während ihrer Entstehung als offenes System anzusehen sind und damit jetzt unterschiedlich stark umgewandelte (spilitisierte) Basalte darstellen. Hierbei sei eine Wegfuhr von  $\text{SiO}_2$  und  $\text{CaO}$  und eine Zufuhr von  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  erfolgt. Sie folgerten daraus, daß anhand der chemischen Hauptkomponenten eine Entscheidung über den primär vorliegenden (tholeiitischen oder alkalibasaltischen) Magmentyp dieser Gesteine nicht mehr möglich sei. Deshalb versuchten beide Autoren, die ursprüngliche Natur der Magmentypen mit Hilfe der chemischen Nebengemengteile festzustellen. Sie kamen zu dem Ergebnis, daß der absolute und relative Lanthanidgehalt bei den Diabasen und Spiliten dem der kontinental tholeiitischen Basalte entspricht. Es scheint jedoch fraglich, zumindest verfrüht, ob durch diese Untersuchungsmethoden bzw. Ergebnisse eindeutig auf ein tholeiitisches Ausgangsmagma geschlossen werden kann. So wurde über den in diesem Zusammenhang kritisch zu betrachtenden Stoffaustausch – insbesondere einer  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Zufuhr – bereits im Kap. „Genese der Spilite“ berichtet. Eine Spilitisierung unter Wegfuhr von  $\text{SiO}_2$  steht jedoch im Widerspruch zu der Spilitreaktion nach ESKOLA et al. (1937). Es ist somit fraglich, ob man – wenn man den von HERMANN & WEDEPOHL (1970) angenommenen Stoffaustausch zugrunde legt – überhaupt von einer Spilitisierung sprechen kann.

Die in dieser Arbeit dargelegten Argumente, die die Genese der porphyrischen Diabase und Spilite als Differentiationsprodukt eines einzigen Basaltmagmas wahrscheinlich machen, erlauben aber einige Hinweise auf die Zusammensetzung dieses Ausgangsmagmas. Trägt man nämlich die Oxide von Olivin- und Tholeiit-Basalten (Tab. 5), wie sie von WALKER (1958) als Prototypen basaltischer Primärmagmen angesehen wurden und wie andere Autoren deren Chemismus ähnlich postulieren, in Abhängigkeit vom Differentiationsindex in den entsprechenden Diagrammen (Abb. 12) ein, so zeigt sich, daß alle Oxidkomponenten der Olivinbasalte mit denen der Diabase und Spilite eine kontinuierliche Reihe bilden, während die tholeiitischen Analysen bei  $\text{SiO}_2$  und  $\text{MgO}$  eine wesentliche Abweichung aufweisen. Folgt man der Auffassung von HERMANN & WEDEPOHL (1970), die eine  $\text{SiO}_2$ -Wegfuhr nach Erstarrung der Diabase in Betracht ziehen (was somit zu einem gegenüber den Olivinbasalten niedrigeren  $\text{SiO}_2$ -Gehalt geführt haben müßte), so müßte bei einer Spilitisierung zugleich aber eine  $\text{MgO}$ -Zufuhr angenommen werden, um die bereits aufgezeigte Kontinuität in bezug auf die  $\text{MgO}$ -Werte zwischen Olivinbasalten, Diabasen und Spiliten zu erreichen. Eine solche  $\text{MgO}$ -Zufuhr während einer Spilitisierung ist jedoch nicht bekannt und petrographisch kaum zu begründen.

Die Schlußfolgerung von HERMANN & WEDEPOHL (1970), das basaltische Ausgangsmagma des basischen Geosynklinal-Magmatismus sei nach Ausweis der Lanthanidenkonzentration seiner Gesteine tholeiitisch, widerspricht dem hier aus den Differentiationsindex-Kurven gewonnenen Bild einer Herkunft der Gesteinsreihe aus einem olivinbasaltischen Muttermagma.

Es kann deshalb, um vorsichtig in den Aussagen zu bleiben, lediglich ausgesagt werden, daß die mitteldevonischen bis frühoberdevonischen porphyrischen Diabase und Spilite einer Differentiationsreihe angehören, die von einem olivinführenden basaltischen Magma ausgeht, wie HENTSCHEL'S Auffassung ist. Eine Zuordnung zu einem der primären Magmentypen, olivinbasaltischen oder tholeiitischen, läßt sich mittels der oben angeführten Argumente vorläufig noch nicht eindeutig treffen.

### 7. Zusammenfassung

Die mitteldevonischen bis frühoberdevonischen Magmatite der Lahn-Dillmulde weisen charakteristische Unterschiede im Gefüge, im Mineralbestand und hiermit verbunden auch im Chemismus auf. Die petrographische Variation reicht von Quarzkeratophyren über Diabase bis zu fast ultrabasischen Gesteinen (Pikriten).

Eine Hauptgruppe in dieser Abfolge bilden, etwa in der Mitte dieser Variationsreihe stehend, porphyrische diabasische Basite, mit denen sich diese Arbeit – unter Beschränkung auf Gesteine des Lahngbietes – vor allem befaßt.

Aufgrund der petrographischen Befunde empfiehlt es sich, diese Basite in drei Gruppen zu gliedern:

1. Pyroxen- und feldspatporphyrische Diabase,
2. Feldspatporphyrische Diabase,
3. Feldspatporphyrische Spilite.

Mit dieser Gliederung wird eine diabasisch-spilitische Gesteinsreihe unterteilt, die eine petrographische Kontinuität besitzt, d.h. Gesteine dieser drei Gruppen sind durch petrographische Übergänge miteinander verbunden.

Die petrographischen Übergänge sind wie folgt gekennzeichnet: Mit allmählichem Ausfall der Einsprenglingsmafite und auch der Mafite der Grundmasse sowie mit Abnahme des An-Gehaltes der Feldspäte gehen die pyroxen- und feldspatporphyrischen Diabase kontinuierlich in feldspatporphyrische Diabase über und diese wiederum setzen sich mit einem Zwischentyp (den feldspatporphyrischen spilitischen Diabas) in die feldspatporphyrischen Spilite fort.

Diese petrographische Kontinuität spiegelt sich auch im Chemismus dieser Gesteinsreihe: Kontinuierliche Zunahme zeigen die Gehalte von  $\text{SiO}_2$  und die Summe der Alkalien, kontinuierliche Abnahme hingegen die Werte von CaO und MgO. Tonerde und Eisenoxide variieren nur in einem relativ engen Bereich und zeigen keine ausgeprägte Veränderungstendenz.

Zur graphischen Darstellung der chemischen Variation der untersuchten Gesteinsreihe eignet sich besonders der „Differentiationsindex“ nach THORNTON & TUTTLE (1960). In diese Darstellung wurden zusätzlich dabei auch die nichtporphyrischen basischen Gesteine der gleichen magmatischen Epoche (das ist die Mehrzahl der von



LEHMANN als „Weilburgite“ bezeichneten Gesteine) mit aufgenommen. Es zeigt sich, daß die Oxid-Werte der petrographisch unterschiedenen Gesteinstypen in guter Annäherung in stetig verlaufenden Kurven angeordnet sind und daß die drei unterschiedenen Gruppen der porphyrischen Basite getrennte Einzelbereiche auf diesen Kurven einnehmen. Ferner verteilen sich die nichtporphyrischen Basite etwa statistisch auf die Gesteinstypen der feldspatporphyrischen spilitischen Diabase und der porphyrischen Spilite. Porphyrische und nichtporphyrische Basite gehören demnach im Hinblick auf ihren Chemismus zusammen. Sie sollten also auch petrographisch-nomenklatorisch nicht voneinander getrennt und dementsprechend als spilitische Diabase und Spilite bezeichnet werden. Die Weilburgite verteilen sich in breiter Streuung auf diese beiden Gesteinstypen, ohne in dieser Gesteinsfolge weder eine petrographische noch eine chemische Sonderstellung einzunehmen.

Als Fazit dieser petrographischen und chemischen Zusammenhänge in der behandelten Gesteinsfolge ergibt sich, daß Diabase und Spilite sowohl kausal als auch zeitlich und regional in einem einzigen eng verbundenen vulkanologischen Ablauf stehen, der sich petrologisch als Prozeß einer gravitativen Kristallisationsdifferentiation eines basaltischen Magmas verstehen läßt.

Was die Frage des basaltischen Ausgangsmagmas anlangt, von dem die obermitteldevonisch- bis frühoberdevonischen porphyrischen Diabase und Spilite des Lahngbietes als Differentiationsglieder abstammen könnten, ist bislang nur angenähert zu beantworten.

Aus der Lage der Differentiationsindizes zweier Primärmagmentypen von WALKER zeigt aber der olivinbasaltische Magmentyp eine fast widerspruchsfreie Eingliederung im Verbreitungsgebiet der Oxidwerte der hier behandelten Diabas-Split-Gesteinsreihe (Abb. 12), während solches für den tholeiitischen Magmentyp in keiner Weise zutrifft. Sonach dürfte der givetisch-adorfische effusive bis subeffusive basische Vulkanismus des Lahngbietes von einem olivinbasaltischen Magma abstammen.

#### Danksagung

Die Anregung zu vorliegender Arbeit, die vom Sommersemester 1968 bis Wintersemester 1971/72 durchgeführt und 1972 als Dissertation von der Naturw.-Fak. d. Univ. Mainz angenommen wurde, gab mir mein verehrter Lehrer, Herr Professor Dr. H. HENTSCHEL, Wiesbaden, Mainz. Für seine allzeit bereitwillige Unterstützung und seine wissenschaftliche Führung durch die Problematik des umfangreichen Themengebietes dieser Arbeit gilt ihm mein aufrichtiger Dank.

Herrn Professor Dr. H. VON PLATEN, seinerzeit Direktor des Instituts für Mineralogie und Petrographie der Johannes-Gutenberg-Universität, Mainz, danke ich herzlich für seine wertvollen Anregungen und Diskussionen.

Ferner gilt mein besonderer Dank der Deutschen Forschungsgemeinschaft, für finanzielle Unterstützung bei meiner Mitarbeit am Forschungsprojekt „Lahn-Dill-Magmatismus“ in der Zeit von 1966–1971. Sie verhalf mir damit u. a. zu einer eingehenden geologischen Geländekenntnis dieser magmatischen Provinz und damit auch zu unerläßlichen Grundlagen für diese Veröffentlichung.

Nicht zuletzt schulde ich auch Dank Fräulein ZÖLLER, den Herren FINK und STRAUCH, Wiesbaden, und GRUSDAT, Mainz, für Präparationshilfen.

#### 8. Schriftenverzeichnis

AHLBURG, J. (1918): Geologische Karte Preußen, Lfg. 208, Bl. Braunfels, Bl. Merenberg u. Bl. Weilburg, mit Erl. — Berlin.

- AMSTUTZ, G. C. (1958): Spilitic rocks and mineral deposits. — Bull. Univ. Missouri School of Mines and Metallurgy, Techn. Ser., H. 96; Rolla/Missouri.
- ANGELBIS, G. (1891): Geologische Karte Preußen, Lfg. 41, Bl. Hadamar. — Berlin.
- BARTH, T. F. W. (1962): Theoretical Petrology. — New York—London.
- BOWEN, N. L. (1928): The Evolution of the Igneous Rocks. — Princeton.
- BRAUNS, R. (1909): Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiet der Lahn und Dill, T. I u. II. — N. Jb. Mineral. etc., 27: 261—325 u. 379—420; Stuttgart.
- BROGNIART, A. (1827): Classification et caractères minéralogiques des Roches Homogènes et Hétérogènes. — Paris (Levrault).
- DEER, HOWIE & ZUSSMANN (1962—1965): Rock Forming Minerals, 3. — London.
- DE ROEVER, W. P. (1942): Olivine basalts and their alkaline differentiates in the Permian of Timor. — Geol. Exped. to Lesser Sunda Islands (H. A. Brouwer), 4.
- DEWEY, H., & FLETT, J. S. (1911): On some British Pillow-Lavas and the Rocks associated with them. — Geol. Mag., V, 8: 202—209 u. 241—248; London.
- DIETRICH, J. (1949): Der Eisensteinbergbau im Lahn-Dillgebiet und in Oberhessen. — Erzmetall, 2: 225—233; Stuttgart.
- DOERMER, L. (1902): Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg. — Diss. Univ. Gießen; Stuttgart (Schweizerbart).
- ERNST, T., & MÖRTEL, H. (1969): Die Restausscheidung tholeiitischer Basalte des „Maintrapps“. — N. Jb. Mineral., Mh., 8: 362—379; Stuttgart.
- ESKOLA, P., VUORISTA, U., & RANKAMA, K. (1937): An experimentell illustration of the spilitic reaction. — Bull. Com. Géol. Finlande, No. 119: 61—68; Helsinki.
- HENTSCHEL, H. (1952a): Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dill-Gebiet. — Z. dt. geol. Ges., 104: 238—246; Hannover.
- (1952b): „Weilburgit“ und „Schalstein“. — Z. dt. geol. Ges., 104: 257—259; Hannover.
- (1953): Zur Frage der Chlorit- und Karbonat-Bildung in spilitischen Gesteinen. — Fortschr. Mineral., 31: 35—37; Stuttgart.
- (1955/56): Über Schalsteine und Diabase im Lahn-Dill-Gebiet. — Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig, math.-naturwiss. R., 5, H. 4: 409—413; Leipzig.
- (1956): Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84: 252—284; Wiesbaden.
- (1960): Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. — Freiburger Forsch.-H., C 79: 82—105; Berlin.
- (1961): Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. — Geol. Rdsch., 50: 33—45; Stuttgart.
- (1970): Vulkanische Gesteine. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 314—374; Wiesbaden.
- HERRMANN, A. G., & WEDEPOHL, K. H. (1970): Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variscischen Geosynklinale in Nordwestdeutschland. — Contr. Mineral. Petrol., 29: 255—274.
- KEGEL, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., 86; Berlin.
- (1934): Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., 160; Berlin.
- KENNEDY, W. Q. (1933): Trends of differentiation in basaltic magmas. — Amer. Jour. Sci., 5th Ser., 25: 239—256.
- KOCH, C. (1881): Geologische Karte Preußen, Lfg. 31, Bl. Eisenbach. — Berlin.
- (1886): Geologische Karte Preußen, Lfg. 31, Bl. Limburg a. d. Lahn. — Berlin.
- KORZHINSKIY, D. S. (1963): Das Spilitproblem und die Transvaporisationshypothese im Lichte neuer ozeanologischer und vulkanologischer Ergebnisse und postmagmatischer Prozesse. — Ber. geol. Ges. DDR, Sonderh. 1: 67—79; Berlin.
- LEHMANN, E. (1941): Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. — Wetzlar.
- MACDONALD, G. A. (1949): Hawaiian petrographic province. — Bull. Geol. Soc. Amer., 60: 1541—1596.
- MOHR, M. (1968): Petrographische Untersuchungen an körnigen Diabasen des Dillgebietes. — Dipl.-Arb. Inst. Mineral. u. Petr., Joh.-Gutenberg-Univ.; Mainz.

- RIETSCHEL, S. (1966): Die Geologie des mittleren Lahntroges. Stratigraphie und Fazies des Mitteldevons, Oberdevons und Unterkarbons bei Weilburg und Usingen (Lahnmulde und Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). — *Abh. senckenb. naturf. Ges.*, **509**: 1–58; Frankfurt a. M.
- ROSENBUSCH, H. (1908): Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, **2**, Ergußgesteine. — 4. Aufl.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SARGENT, H. C. (1917): On a spilitic facies of lower-carboniferous lavaflores in Derbyshire. — *Quart. Jour. Geol. Soc.*, **73**: 11–23; London.
- SCHAIRER, J. F., & BOWEN, N. L. (1957): The crystallization of rockforming minerals from magmas and the nature of the residual liquid. — *Carnegie Inst. Washington Year Book*, **56**: 217–222.
- SCHIDLowski, M. (1969): Spilite und der basische Vulkanismus. — *Naturwissenschaften*, **56**, H. 10.
- SZADECKY-KARDOSS, E. (1958): On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. — *Acta Geologica*, **5**: 197–233; Budapest.
- (1959): Über Migrationserscheinungen magmatischer und metamorpher Gesteinsbildungsprozesse. — *Freiberger Forschungsh.*, **C 58**: 66–92; Berlin.
- (1963): Wasser und Magma. — *Ber. geol. Ges. DDR, Sonderh. 1*: 1–226; Berlin.
- THORNTON, C. P., & TUTTLE, O. F. (1960): Chemistry of Igneous Rocks. — *Amer. Jour. Sci.*, **258**: 664–684.
- VALLANCE, T. G. (1960): Concerning Spilites. — *Proc. Linnean Soc. New South Wales*, **85**, T. 1.
- VOSSOUGH-ABEDINI, M. (1968): Die Mineralisation des Intrusivdiabases von Waldhausen bei Weilburg/Lahn. — *Dipl.-Arb. Inst. Miner. Petr., Joh.-Gutenberg-Univ.*; Mainz.
- & HENTSCHEL, H. (1971): Der Lagenbau des Diabases von Waldhausen bei Weilburg/Lahn. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**; Wiesbaden.
- WAGNER, P. (1938): Differentiationserscheinungen in Diabasen des Ostthüringischen Hauptsattels. — *Mineral. petr. Mitt.*, **50**: 107–180; Leipzig.
- WALKER, F. (1940): Differentiation of the Palisade Diabase. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **51**: 1059–1106; Washington.
- (1958): The cause of variation in dolerite intrusions. — In: *Dolerite, a symposium*: 1–25; Hobart, Tasmania.
- YODER, H. S., & TILLEY, C. E. (1962): Origin of Basalt Magmas. An experimental study of Natural and synthetic rock systems. — *J. Petrology*, **3** (3): 342–532.

Manuskript eingegangen am 12.2.1979

## Das Schwerspatlager vom Schönscheid bei Günterod

(Unterdevon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge)

Von

DIETER STOPPEL \*

**Kurzfassung:** Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges treten in der südöstlichen Dillmulde zahlreiche Schwerspatgänge auf. Weniger bekannt ist ein schichtförmiges Schwerspatvorkommen, das am Schönscheid W Bad Endbach-Günterod um 1910 und zuletzt 1958 bergmännisch untersucht wurde. Es ist in Tonschiefer, Quarzite und quarzitische Sandsteine (mit dünnen Tuff-Einlagerungen) des Ems der Eiternhöll-Schuppe eingeschaltet. Der Baryt ist grau gefärbt und enthält in geringem Maße auch Kupfer- und Schwefelkies.

Der Schwerspat ist blättrig bis grobblättrig. Diese für einen sedimentären Spat ungewöhnliche Ausbildung hängt mit einer für diese Gegend bisher nicht bekannten hohen Inkohlung (Übergangsbereich Metaanthrazit/Semigraphit) und einer damit erfolgten Umkristallisation zusammen.

Über die Ausdehnung des Vorkommens liegen bisher nur spärliche Informationen vor. Der Baryt kommt innerhalb eines 8 m mächtigen Bereiches in Form von in Tonschiefer eingeschalteten Linsen vor, wobei nur im mittleren Teil des Lagers (2 m) der Baryt-Anteil 50% erreicht. Teufenaufschlüsse fehlen, im Streichen ist das Lager infolge der schlechten Aufschlüsse nur auf 280 m Länge nachgewiesen.

[The Barite Bed at Schoenscheid hill near Guenterod (Dill Syncline, Rheinisches Schiefergebirge, Hesse)]

**Abstract:** On Schoenscheid Hill, west of the village of Guenterod (community of Bad Endbach west of Marburg, Dill syncline) there is a little barite occurrence which has recently been investigated. This barite, grey coloured, had earlier been considered to be a hydrothermal vein deposit. A little exploration work was done around 1910 and in 1958. But it was not until 1974 that GWOSDZ et al. showed that this supposed vein is in reality a syngedimentary deposit.

The barite-bearing beds can be studied in a little gallery at a thickness of 2–8 m (with shale intercalations). The barite forms lenses in a shale-quartzite formation with tuff interbeds. The Emsian age of the series had been made probable by discoveries of brachiopods (*Plebejochonetes plebejus*, found in a little shaft) and by conodonts found in lenses of crinoidal limestone 300 m to the south-west in the continuation of the barite bed along the strike.

The barite is grey and white, and coarse-grained which is somewhat unusual for a sedimentary deposit but which is in this case the result of a considerable degree of coalification. J. KOCH has found out that coalification values are in the neighbourhood of the transition from meta-antracite to semi-graphite—that is the highest intensity known in this region to date. The proportion of  $\text{SrSO}_4$  in the barite is between 0.7 and 1.1% which is in good accord with the standard for sedimentary barites.

[Le gisement stratiforme de Barytine de Guenterod (synclinal de Dill, massif rhénan, Hesse)]

**Résumé:** Sur la colline Schoenscheid (ouest du village de Guenterod, commune de Bad Endbach, synclinal de Dill) affleure un gisement de barytine. Celle-ci, de couleur grise, était anciennement

\* Dr. D. STOPPEL, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Postfach 510153, 3000 Hannover 51.

considérée comme filonienne. De petits travaux miniers ont été effectués vers 1910 et en 1958. Ce n'est qu'en 1974 que GWOSDZ et al. montraient la nature stratiforme du gisement.

Le gisement n'est connu que dans une petite galerie et sur une épaisseur de 2–8 m (y comprises des intercalations de schistes). Il est interstratifié, sur 10 m de long, dans une série schisto-quartziteuse à petits interlits de cinérite. L'âge de cette série a été fait probable comme Emsien moyen à l'aide de brachiopodes (*Plebejochonetes plebejus* SCHNUR, trouvé dans un puits) et de conodontes (trouvés dans des lentilles de calcaire crinoïdique, dans le prolongement du gisement vers le Sud-Quest).

La barytine se présente sous une forme cristalline à grossièrement cristalline, habitus exceptionnel qui résulte d'une transformation minéralogique considérable (degré de houillification, après J. KOCH: transition de méta-anthracite à semi-graphite, l'intensité la plus élevée de toute la région). La teneur de la barytine en  $\text{SrSO}_4$  est assez petite (0,7–1,1 %) comme c'est de règle dans les barytines stratiformes dans le massif rhénan.

## Inhaltsverzeichnis

1. Vorbemerkungen . . . . .	94
2. Lage des Vorkommens . . . . .	94
3. Bisherige bergbauliche Aufschlüsse, Erforschungsgeschichte. . . . .	94
4. Geologischer Überblick . . . . .	97
5. Die Ergebnisse der Laboruntersuchungen . . . . .	99
5.1. Geochemie . . . . .	99
5.2. Petrographische Untersuchung eines Tuffs . . . . .	100
5.3. Organopetrographische Untersuchungen . . . . .	100
6. Zur räumlichen Ausdehnung und Deutung der Inkohlungs-Anomalie . . . . .	102
7. Zur Ausdehnung des Günteröder Schwerspatvorkommens . . . . .	103
8. Schlußbemerkungen. . . . .	103
9. Schriftenverzeichnis . . . . .	104

## 1. Vorbemerkungen

Für die vorliegende Bearbeitung konnten dank des Entgegenkommens der Herren Ltd. Bergdirektor Dr. H. SCHADE, Bergdirektor WOLTER und Bergdirektor BRAUN Unterlagen des Oberbergamtes Wiesbaden und der Bergämter Weilburg und Kassel eingesehen werden. Die organopetrographischen, petrographischen und geochemischen Untersuchungen führten dankenswerterweise die Herren Dr. J. KOCH, Dr. H. P. BURGATH, Prof. Dr. F.-J. ECKHARDT, Dr. H. GUNDLACH und Dr. H. WEHNER (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) durch. Für zahlreiche Auskünfte und kritische Diskussionen danke ich den Herren Dr. P. BENDER (Marburg), Dr. W. GWOSDZ (Braunschweig) und Prof. Dr. H. J. LIPPERT (Wiesbaden). Die Herren Dr. S. C. MATTHEWS (Bristol) und C. BOUQUET (Loures-Barousse) überprüften die fremdsprachlichen Zusammenfassungen.

## 2. Lage des Vorkommens

Das Vorkommen liegt 1,5 km W Günterod (Gemeinde Bad Endbach, Krs. Marburg-Biedenkopf) an der SE-Seite des Berges Schönscheid. Der obere Stollen, in dem das Lager in seiner gesamten bekannten Mächtigkeit aufgeschlossen ist, ist heute noch auf seiner gesamten Länge befahrbar. Auch in Schürfen und an zwei kleinen Schurfschächten ist Schwerspat zu finden. Das Gelände des unteren, 1958 vorgetriebenen Stollens ist inzwischen planiert worden.

## 3. Bisherige bergbauliche Aufschlüsse, Erforschungsgeschichte

Das Schwerspatvorkommen liegt in der auf Kupfer, Blei und Zink verliehenen Mutung „Jakobsglück“. Vor dem 1. Weltkrieg fand ein vergeblicher Abbaueversuch

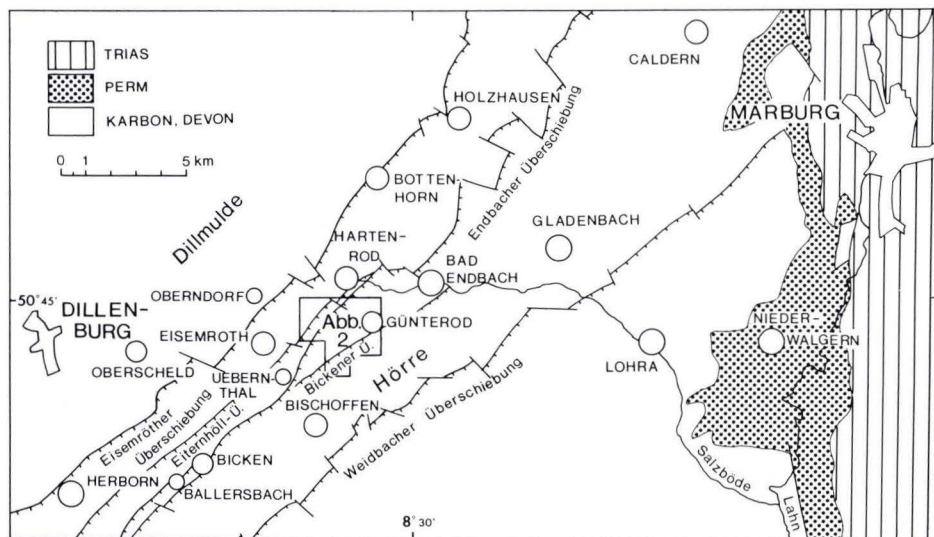


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes.

einheimischer Bergleute auf „Flußpat“ statt. KAYSER (1907) erwähnt das Vorkommen weder auf der geologischen Karte noch in den Erläuterungen. 1958 pachtete die Chemische Fabrik Niederrhein GmbH (Neuß) das Vorkommen.

Man vermutete nach Schürfarbeiten und Auswertung der Aufschlüsse im alten Stollen, daß es sich – wie bei den benachbarten Lagerstätten Hartenrod (Bismarckstollen), Wallenfels (Koppe), Bottenhorn (Barbara), Dernbach und E Oberscheld – um einen NW–SE bis NNW–SSE streichenden Gang handelte. Da der alte Stollen keine nennenswerte Teufe einbrachte, wurde im April 1958 am W-Hang des Pfaffenkopfes eine neuer Stollen angesetzt, der den vermeintlichen Gang im SE untersuchen und den alten Stollen unterfahren sollte.

Dieser untere Stollen verfolgte eine „Führung mit Gangmasse“ in Diabas und Tuff und wurde nach 55 m als erfolglos aufgegeben. Im alten, oberen Stollen hatte man das Schwerspatlager gequert und folgte – unter der Annahme, einen nach NW ablaufenden Gang vor sich zu haben – einer als „Gang“ angesprochenen Kluft, die sich nach 23 m völlig verlor (Abb. 11 in GWOSDZ et al. 1974).

Da die Ausbildung des vermeintlichen Ganges enttäuschte, wurden die bergmännischen Untersuchungen im September 1958 abgebrochen. Seitdem sind hier keine bergbaulichen Arbeiten mehr erfolgt.

1974 legte GWOSDZ (in GWOSDZ & KRÜGER & PAUL & BAUMANN) eine erste geologische und geochemische Beschreibung des bis dahin noch als Gang angesehenen Vorkommens vor. Er belegte, daß es sich um ein Schwerspat-Lager handelt (vgl. Grundriß, Abb. 11).

Das Lager ist heute im oberen Stollen auf 12 m streichende Erstreckung sichtbar aufgeschlossen. Am Feldort dieses Stollens befindet sich ein Wetterüberhauen und ein

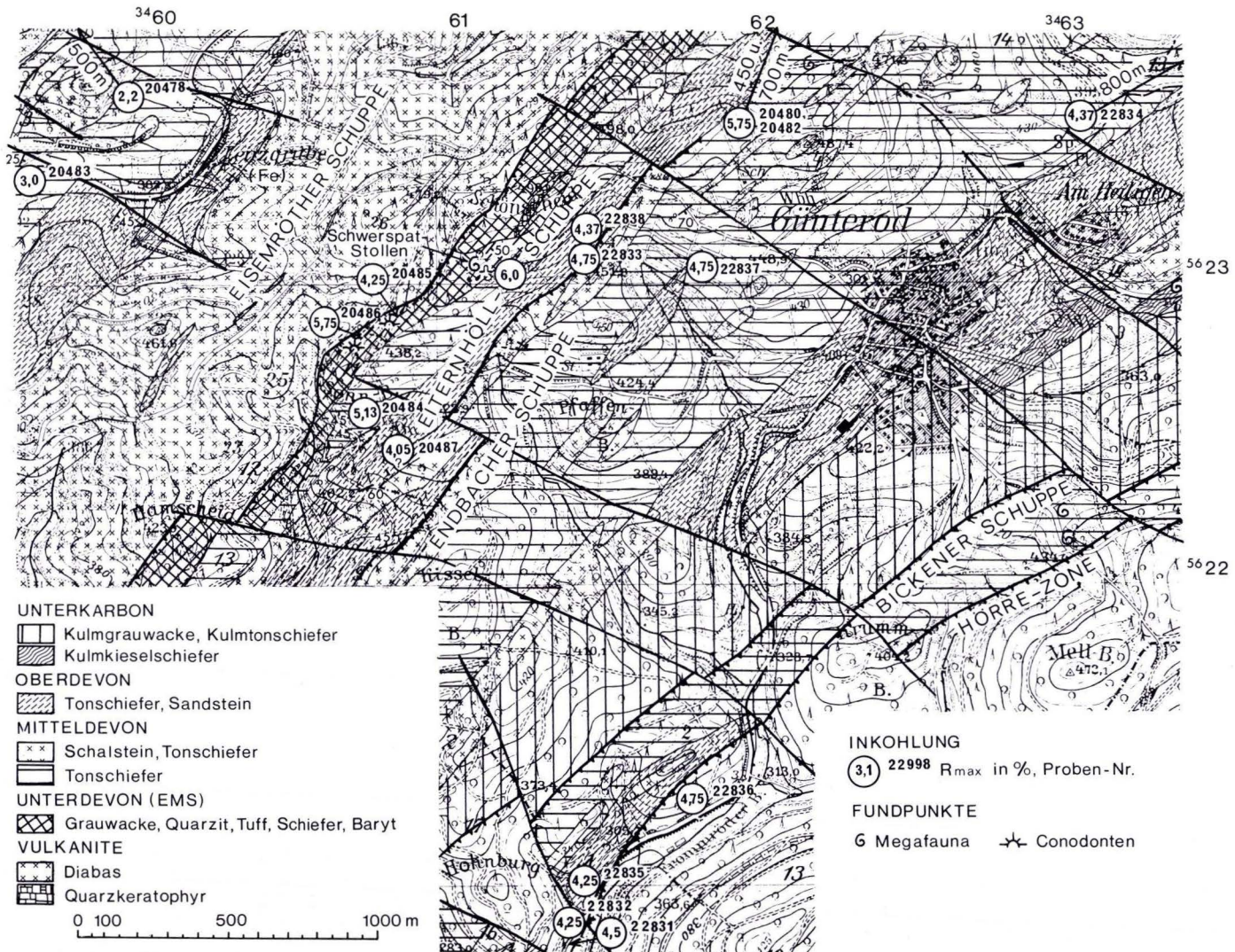


Abb.2. Geologische Übersichtskarte der Umgebung des Schwerspatstollens am Schönscheid W Günterod.

Gesenk unbekannter Tiefe. Im W war man in die Nähe eines alten Schürfschachtes geraten.

#### 4. Geologischer Überblick

Das Schwerspatlager ist in unterdevonische Schiefer, Sandsteine und Quarzite eingeschaltet, die der Eiternhöll-Schuppe, die am SE-Rand der Dillmulde gelegen ist, zuzurechnen sind. Diese Schuppe, die von unterdevonischen bis unterkarbonischen Gesteinen aufgebaut wird, ist nach NW auf die Eisemröther Schuppe überschoben.

Das Schwerspatlager ist (nach Lesesteinen) in eine aus tonig-sandigen, schwarzen und grauen Schiefeln, dünnbankigen Sandsteinen und dickbankigen Quarziten bestehende Schichtenfolge eingeschaltet. In dieser Folge kommt ein Quarzkeratophyr vor, der zuletzt von FLICK (1977: 152) beschrieben wurde. FLICK verglich ihn mit einem weiter SW bei Ueberthal intrusiv im Unterdevon steckenden, petrographisch gleichen Gestein und wies auf eine Beobachtung KAYERS hin (1907: 38), wonach derartige Gesteine am Schönscheid auch lagerförmig im Schalstein auftreten sollen.

Die tonig-sandige Schichtenfolge vom Schönscheid war von KAYSER (GK 25, Bl. Oberscheld) aufgrund von Brachiopoden (er führt *Chonetes plebejus* an), *Homalonus*- und *Pleurodictyum*-Arten ins Unterems gestellt worden; sein Fossilfundpunkt liegt in unmittelbarer Nähe des späteren Schwerspatstollens. Später hielt LIPPERT (in GWOSDZ 1974: 90) auch ein mitteldevonisches Alter (Eifel-Stufe) aufgrund fazieller Vergleiche für möglich, wobei er auf die Ähnlichkeit der im Schwerspatstollen aufgeschlossenen tuffverdächtigen Gesteine mit solchen aus dem Mitteldevon der Dillmulde hinwies.

Im Schwerspat-Stollen selbst ist folgendes Schichtenprofil aufgeschlossen (unter Berücksichtigung der z.T. unveröffentlichten Aufnahme von GWOSDZ, die er mir dankenswerterweise zur Verfügung stellte):

Hangendes: > 3 m Tonschiefer mit Schwerspat-Linsen (am Stollen-Mundloch)

2 m Tonschiefer, grauschwarz, mit zahlreichen cm-mächtigen Schwerspatlinsen und -bänken und zwei tuffverdächtigen cm-mächtigen Lagen. Schwefel- und Kupferkies in Konkretionen und Würfeln (Baryt-Anteil an der Schichtenfolge ca. 50%)

3 m Tonschiefer mit Bänken und Linsen von Sandstein (bis 20 cm) und Schwerspat (bis 15 cm), nach unten abnehmend, mit Schwefelkies-Konkretionen. Der Sandstein weist Schieferflatschen und wulstige Bankflächen auf (nach GWOSDZ: Boudinage)

> 15 m Tonschiefer, schwarz, mit Bänkchen und Linsen von feingebändertem quarzitischem Sandstein (mit wulstigen Oberflächen) in cm- bis dm-mächtigen Bänken

Liegendes: nicht aufgeschlossen.

Die Datierung der Schichtenfolge als Ems (KAYSER 1907) konnte durch 2 Exemplare von *Plebejochonetes plebejus* (SCHNUR), die in der Pingge eines auf das Lager niedergebrachten Schürfschachtes unmittelbar W des Schwerspat-Stollens gefunden wurden, bestätigt werden. Auch auf den Halden der Schürfe unmittelbar oberhalb des Stollens sind Choneteten zu finden.

*Plebejochonetes plebejus* wurde aus der Dillmulde bisher nur aus dem Ems beschrieben; im Sauerland – also einem anderen faziellen Bereich – kommt er auch in der Eifel-Stufe vor.

Der dickbankige Quarzit, der in Lesesteinen vom Sonn-Berg bis zum Schönscheid verfolgt werden kann, könnte das stratigraphisch Liegende der Schwerspat führenden



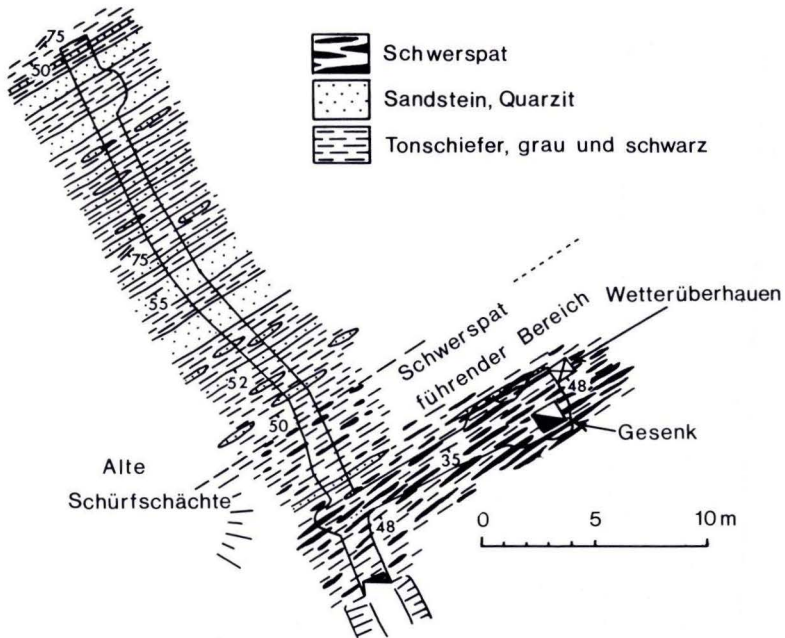


Abb. 3. Der Schwerspatstollen am Schönscheid W Günterod, Grundriß (nach Gwosdz 1974, Abb. 11: ergänzt).

Folge bilden. Er würde dem „Koblenzquarzit“ KAYSERS entsprechen, der weiter W auf GK 25 Dillenburg und weiter E bei Weipoltshausen (GK 25 Gladenbach) aufgeschlossen ist, auf GK 25 Oberscheld von KAYSER aber nicht nachgewiesen wurde.

In der streichenden Verlängerung kommen in der aus Quarzit und Tonschiefer bestehenden Schichtenfolge Linsen von grauem Crinoiden-Kalkstein vor, der neben Styliolinen und Tentaculiten auch Conodonten führt (Fundpunkt: R 3460 885, H 5622 900; Labor-Nr.: Con 3370):

*Belodella triangularis* (STAUFFER)

*Icriodus* sp. indet.

*Polygnathus* cf. *dehiscens* PHILIP & JACKSON

Datierung: Ems

Eine weitere Conodonten-Fauna stammt aus einem verwachsenen, kleinen Steinbruch, der gleichfalls in der südwestlichen streichenden Fortsetzung dieser Schichten liegt. Hier stehen graue Tonschiefer mit Lagen von grauem Kalkstein und dünnbankigem, glimmerreichem quarzitischem Sandstein an (bei R 3460 740, H 5622 840; Labor-Nr.: Con 3371). KAYSER gibt an, daß die „diesen Kalk einschließenden Schiefer“ teilweise tuffig waren.

*Belodella devonica* (STAUFFER)

*Belodella triangularis* (STAUFFER)

*Icriodus* cf. *corniger* WITTEKINDT subsp. indet.

*Polygnathus cooperi cooperi* KLAPPER

*Polygnathus costatus patulus* KLAPPER

*Polygnathus linguiformis* cf. *bultyncki* WEDDIGE

Datierung: Oberstes Ems (untere *patulus*-Zone)

Zahl der Exemplare: 15

Damit scheint es wahrscheinlich, daß die Schwerspat führenden Schiefer und Sandsteine in die Ems-Stufe, wahrscheinlich in den unteren Teil des Oberems, also dicht über den Emsquarzit zu stellen sind.

Die als „Eifel-Quarzite“ bezeichneten quarzitischen Sandsteine, die im NW-Teil der Dillmulde (z.B. im Sackpfeifen-Sattel) eine bedeutende Rolle spielen, sind vom SE-Rand der Dillmulde nur weiter NE Bottenhorn (KAYSER 1907: 16) bekannt.

## 5. Die Ergebnisse der Laboruntersuchungen

### 5.1. Geochemie

Der Günteröder Schwerspat ist – im Gegensatz zu dem der benachbarten gangförmigen Vorkommen – hell- bis mittelgrau gefärbt und erinnert so an den Meggener Baryt. Andererseits ist er aber durchweg grobkristallin, was für einen stratiformen Baryt sehr ungewöhnlich ist und zunächst Zweifel an der Deutung von GWOSDZ aufkommen ließ.

Einen wichtigen Hinweis auf die Entstehungsbedingungen von Schwerspaten können die  $\text{SrSO}_4$ -Gehalte geben. Daher wurden von der Halde am Schürfschacht unmittelbar W des Schwerspat-Stollens stammende petrographisch unterschiedliche Proben analysiert. Folgende Gehalte wurden ermittelt:

	In %	
	$\text{SiO}_2$	$\text{SrSO}_4$ (bezogen auf reinen Baryt)
Baryt, grau, blättrig	3,1	1,06
Baryt, grau und weiß (präpariert)	4,4 0,3	0,82 0,75
Baryt, hellgrau, grobblättrig	0,5	0,92
Baryt, grau und weiß (präpariert)	1,5 0,3	1,10 0,69
Baryt, grau und weiß (präpariert)	11,7 1,1	1,04 1,09
Baryt, weiß	2,8	0,66
Baryt, hellgrau, grobblättrig	0,3	0,7
Baryt, weiß, blättrig	1,9	0,82

Herr Dr. GUNDLACH schreibt zu diesen Befunden u. a. (12.9.1977):

„Die Gehaltsbereiche liegen in dem bei Baryten von Lagerstätten wie Meggen und Rammelsberg typischen Bereich. Aus den chemischen Untersuchungen ergeben sich keine Hinweise, daß der Baryt echt hydrothermal sein könnte. Das Aussehen des Baryts entspricht dem typischer Gangbaryte. Aufgrund der  $\text{SrSO}_4$ -Gehalte wäre aber auf eine mögliche Mobilisation von ursprünglich sedimentä-

rem Baryt zu schließen. Dieser Befund ist jedoch nicht als völlig sicher anzusehen, es gibt auch auf hydrothermalen Gängen Baryte mit  $\text{SrSO}_4$ -Gehalten um 1%. Sie kommen dort jedoch stets gemeinsam mit Baryten vor, die  $\text{SrSO}_4$ -Gehalte von einigen Prozenten aufweisen.“

Auch früher von Herrn Dr. GUNDLACH analysierte Baryt-Proben, die Herr Prof. LIPPERT entnommen hatte, hatten ähnlich niedrige  $\text{SrSO}_4$ -Gehalte ergeben.

Über die Analysen BAUMANNs von Schwarzschiefern aus dem Liegenden des Erzlagere berichteten ausführlich GWOSDZ et al. (1974: Tab.1). Sie stellten erhöhte Gehalte an Mangan und Zink (bis 4554 bzw. 861 ppm) sowie Silber (bis 10,9 ppm) fest, wobei Vergleiche mit Wissenbacher Schiefer – also jüngeren Schichten – gezogen wurden. Die Bleigehalte erreichen nur vereinzelt über 40 ppm (Einzelproben im Lagerbereich ergaben 500, 600 und 2175 ppm), die Kupfergehalte liegen meist zwischen 30 und 40 ppm (Einzelwerte im Lagerbereich bei 104 und 242 ppm).

### 5.2. Petrographische Untersuchung eines Tuffs

Innerhalb der im Stollen aufgeschlossenen Schichtenfolge treten mehrfach mm-dünne, grün anwitternde Lagen von tuffverdächtigen Gesteinen auf. In einem Schurf am kleinen Wetterüberhauen gelang es, im unmittelbaren Liegenden des Schwerspats eine nur wenig verwitterte cm-mächtige Lage dieses Materials zu finden, das von Herrn Dr. BURGATH untersucht wurde (Labor-Nr. DS 23140).

Das Gestein enthält eckige Vulkanit-Bröckchen, die in feinkörniger Quarz-Matrix mit z.T. kammartigen Texturen (vermutlich Entglasungserscheinungen) schwimmen. Die Matrix enthält weiterhin Splitter von leicht undulierendem Quarz und Plagioklas sowie Nester von Chlorit.

Die Vulkanit-Bröckchen werden von Dr. BURGATH in folgende Typen untergliedert:

1. Matrix: ehemals Glas, z.T. mit Fluidaltextur, rekristallisiert zu einem bräunlichen, optisch nicht auflösbaren Material. Einsprenglinge von Plagioklas (2 Generationen, Oligoklas bis Albit, große korrodierte Körner und kleine leistenförmige Individuen) und korrodiertem Quarz.
2. Matrix: Feinkörniges Plagioklas-Leistengefüge (Oligoklas bis Albit) mit Chlorit-Leukoxen-Zwickelfüllung. Bröckchen z.T. in Typ 3 eingeschlossen.
3. Ähnlich Typ 1. Leistenförmige Plagioklase zurücktretend. Selten Quarz-Apatit-(Chlorit)-Pseudomorphosen (nach ?). Weit überwiegender Anteil der Gesteinsbröckchen.
4. Matrix: Chlorit- und Quarz-Nester sowie Leukoxen. Einsprenglinge von Plagioklas-Leistchen (Oligoklas bis Albit).

Generell dürfte es sich bei den Bröckchen um Rhyolith bis Rhyodacit handeln.

Herr Dr. BURGATH deutet das Gestein als einen Pyroklastit, vermutlich aus Nuée-Breccie (Gluttuff).

### 5.3. Organopetrographische Untersuchungen

Die max. Reflexion des Vitrinites (Öl, 546 nm, 30 Meßwerte; Pr.-Nr. 18269) wurde von Herrn Dr. J. KOCH an einer Probe von grauschwarzem siltigem Schiefer (vom Schürfschacht unmittelbar W des Schwerspat-Stollens) mit 6% ermittelt. Sie gehört somit in den Metaanthrazit-/Semigraphit-Übergangsbereich. Über ähnlich hohe Werte berichtete GWOSDZ (6,17 und 5,59%; unveröff. Bericht).

Eine derart hohe Inkohlung war aus diesem Teil des Rheinischen Schiefergebirges nicht bekannt. Um die Ausdehnung dieser Anomalie abzugrenzen, wurden weitere

Proben untersucht. Die von Herrn Dr. J. KOCH gemessenen Vitritreflexionen sind in Abb. 2 zusammengestellt. Die folgenden Proben stammen aus Aufschlüssen N dieses Gebietes.

Pr. B4/20478 — Kulmtonschiefer (Unterkarbon III $\alpha$ , im Hangenden von Crinoidenkalk, der seinerseits Deckdiabas überlagert); Straßenkreuzung am ehem. Bahnhofpunkt Oberndorf (R 3459680, H 5624200).

Pr. 20480 und 20482 — Feingebänderter Tonschiefer, überlagert von detritischem Kalksandstein der Adorf-Stufe [mit *Palmatolepis punctata* (HINDE); Labor Nr. Con 3431]; Wegböschungen S Hartenrod (R 3462200, H 5623970 und R 3462300, H 5624170).

Pr. 22834 — Plattiger, grauer Tonschiefer unsicherer stratigraphischer Stellung (nach KAYSER Ems, nach KEGEL Unteres Mitteldevon); W-Seite des Bad Endbacher Sportplatzes (R 3463840, H 5623960).

Im einzelnen ermittelten die Herren Dr. J. KOCH und Dr. H. WEHNER folgende Kohlenstoffgehalte und Inkohlungsgrade:

Pr.-Nr.	Organ. C in %	Vitrinitreflexion	
		R max in %	Meßwerte
20478	0,22	2,20	37
20480	0,25	5,75	64
20482	0,09	5,75	31
20483	0,67	ca. 3,00	27*
20484	0,13	5,13	47
20485	0,42	4,25	26
20486	0,10	5,75	40
20487	0,03	? 4,05	1
22831	n.b.	4,50	} je 30
22832	n.b.	4,25	
22833	n.b.	4,75	
22834	n.b.	4,37	
22835	n.b.	4,25	
22836	n.b.	4,75	
22837	n.b.	4,75	
22838	n.b.	4,37	

\* Aus 3 Schliften; Wert problematisch, da die Teilchen klein und meist korrodiert sind.  
n.b. = nicht bestimmt.

In Pr. 18269 ist der Gehalt an organischen Teilchen gering. Inertinit und Vitrit sind praktisch nicht mehr unterscheidbar. Bei einzelnen relativ großflächigen Komponenten (bis  $130 \times 80 \mu$ ) dürfte es sich um Impsonit handeln.

In den Pr. 20478, 20480 und 20484 treten — vor allem in dunkleren tonigen Lagen und Linsen — zahlreiche organische Teilchen (Vitrinit, kleine Inertinit-Splitter) auf, in Pr. 20484 sind beim Inertinit vereinzelt Fusinit-Teilchen zu verzeichnen. Nur sehr wenige, sehr kleine und damit unsichere Vitrit- und Inertinit-Teilchen wurden in Pr. 20483 beobachtet. Sporen (bzw. sporenlähnliche Formen) sind allgemein in dunklen tonigen Lagen und Linsen angereichert, sie wurden in den Pr. 18269, 20478, 20480, 20482, 20484—20486, 22831—22838 beobachtet. Vor allem in den Pr. 20485 und 20834 kommen fragliche Sporen- oder Algenreste vor. Relativ häufig und groß sind die organischen Teilchen in Pr. 22837, vereinzelt sind Zellwand-Bruchstücke zu beobachten.

Die niedrigsten Gehalte an organischem Kohlenstoff wurden in den Proben bestimmt, die fast keine dispersen organischen Teilchen enthalten.

Während sich die an der Bahnhaltestelle Oberndorf gesammelte Pr. 20478 noch im Magerkohlen-Stadium befindet, liegen die bei Bad Endbach und SW Günterod entnommenen Proben im Anthrazit-Bereich.

Der hohe Inkohlungsgrad von Schiefen bei Eisemroth und zwischen Günterod und Bischoffen war bereits v. KLIPSTEIN (1854: 208, 223) aufgefallen. Er deutete ihn als „Metamorphose durch einen in der Tiefe zurückgebliebenen Hyperit“.

Die Graufärbung des Günteröder Schwerspats, die an Meggener Spat erinnert, ist nach GWOSDZ durch fein verteilte organische Substanz bedingt, die an den Kristallsäumen gehäuft auftritt. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff wird von ihm mit 0,3–0,5% angegeben.

### 6. Zur räumlichen Ausdehnung und Deutung der Inkohlungs-Anomalie

Wie Abb.2 erkennen läßt, ist der Bereich hoher Inkohlung an den NW-Rand der Eiternhöll-Schuppe gebunden. Diese Schuppe ist eine von vier Schuppen, in die der SE-Rand der Dillmulde zerlegt und auf ihren Kern überschoben wurde. Im SE schließt sich die Hörre-Acker-Zone (mit faziell stark abweichendem Oberdevon und Unterkarbon) an.

Innerhalb der Eiternhöll-Schuppe läßt sich das Gebiet hoher Inkohlung bisher auf 2,6 km Länge im Streichen verfolgen, ohne daß ein Ende bekannt wäre. Nach SE und nach NW – also zur Hörre und zur Eisemröther Schuppe hin – erfolgt eine Abnahme.

Nach KEGEL (1934: Taf.1, Profil 6) und KREBS & WACHENDORF (1974: 48) ist die Eiternhöll-Schuppe eine in paläogeographischer und tektonischer Hinsicht bemerkenswerte Zone; ihre ungewöhnlich steil einfallende Überschiebungsbahn ist eine ehemalige Bruchzone, entlang der – wie die unterschiedliche paläogeographische Entwicklung zeigt – mehrfach Bewegungen erfolgten. Die im SE angrenzende Hörre wird von KREBS & WACHENDORF (1974) als eine Depression angesehen, die von zwei Hochlagen flankiert wird. Diese Hochlagen wurden im Ems angelegt und bestanden bis ins Tournai. Sie zeichnen sich durch stärkere Magnetisierung der Gesteine (positive Anomalie) und erhöhte thermische Beeinflussung (Illit-Kristallinität) aus. In der streichenden Verlängerung der Hörre halten KREBS & WACHENDORF (1974) am Wollenberg bei Marburg und im Kellerwald eine subkrustale Aufwölbung für wahrscheinlich.

Die Schwellenposition der Schuppen am SE-Rand der Dillmulde gibt sich vom Ems bis ins Oberdevon durch Sedimentation von Cephalopodenkalken und Riffkalken (Korallen- und Stromatoporenkalken im „Älteren Schalstein“) zu erkennen. Diese Schwelle trennte während des Oberdevons die Schiefer-Sandstein-Fazies der Dillmulde von der Grauwacken-Kieselschiefer-Fazies der Hörre; im Unterkarbon trennte sie die Ablagerungsräume des Kulmkieselschiefers von denen des Plattenschiefers.

Entlang des NW-Randes der späteren Eiternhöll-Schuppe kam es im Devon und Unterkarbon mehrmals zur Bildung saurer und basischer Vulkanite. Diese begann im Ems bei Günterod und Uebernthal mit der Förderung von Keratophyr und mit dem nach FLICK (1977: 5) mit diesem allgemein vergesellschafteten Tuff („Älterer Schalstein“). Dieser von KAYSER (in KAYSER & LOTZ 1907: 22) zuerst beschriebene

Tuff ist besonders grobkörnig am Sonn-Berg und Eisen-Berg (S Hartenrod) ausgebildet und enthält u. a. Brocken von Keratophyr, Emssandstein und Korallenkalk. Ob alle Quarzkeratophyr-Vorkommen am SE-Rand der Dillmulde gleichaltrig sind, ist nach FLICK (1977: 190, 191) zweifelhaft. — Im Givet und Unterkarbon erfolgte im Bereich der Eiternhöll-Schuppe — vor allem an ihrem NW-Rand — die Bildung von Schalsteinen und Diabasen.

Der Aufstieg der Schwerspatlösungen dürfte entlang dieser Bruchzone im Zusammenhang mit dem Keratophyr-Vulkanismus erfolgt sein.

Im Verlauf des Unterkarbons wurde die Eiternhöll-Schwelle herausgehoben, später wurden die synsedimentär angelegten Brüche in steil SE-fallende Aufschiebungen umgestaltet. Die nach der Faltung aufgestiegenen Schwerspatlösungen, die sich auf den Gangstörungen absetzten, dürften dem gleichen Herd entstammen.

Die geologische Übersichtskarte (Abb.2) basiert auf den Kartierungen von KAYSER (1907) und KEGEL (1934: Taf.2) sowie auf eigenen Begehungen. Eine moderne Kartierung dieses Gebietes auf mikropaläontologischer Grundlage liegt noch nicht vor, die bisherige stratigraphische Gliederung basiert auf nur wenigen Fossilfunden. Die vorgelegte Übersichtskarte soll daher nur den derzeitigen, zweifellos unbefriedigenden Kenntnisstand darstellen; sie soll der in Arbeit befindlichen neuen Auflage der GK 25 Oberscheid nicht vorgreifen.

### **7. Zur Ausdehnung des Günteröder Schwerspatvorkommens**

Die bisherigen bergbaulichen Untersuchungen gingen von der irrigen Annahme einer gangförmigen Lagerstätte aus. In Schürfen soll nach Unterlagen des Bergamtes Weilburg der Schwerspat in W-Richtung bis 50 m über die Höhe 479,2 m verfolgt worden sein. Im E soll der Spat durch eine „jüngere Spalte herzynischen Streichens“ abgeschnitten werden.

Leider sind alle Schürfe außerhalb des Grubenbereiches verfüllt; Tagesaufschlüsse des Barytlagers fehlen, das Anstehende ist durch Hangschutt mit mächtigen Quarzitblöcken verhüllt.

Um Anhaltspunkte für die Ausdehnung des Vorkommens zu gewinnen, wurde von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Sachbearbeiter: Dr. R. HINDEL) 1973/74 und 1976 in einem 8 km<sup>2</sup> großen Gebiet eine geochemische Prospektion durchgeführt, wobei 3000 Bodenproben analysiert wurden (auf Pb, Cu, Zn, Ba, Co, Ni). Nur bis in 150 m Entfernung vom Schwerspatstollen ließen sich erhöhte Gehalte von Blei (300–450 ppm), Zink (270–350 ppm) und Barium (lokal über 800 ppm) nachweisen.

Die durch Schürfe belegte Ausdehnung des Lagers wird mit 280 m angegeben (Lagepläne liegen nicht vor).

### **8. Schlußbemerkungen**

Die in der Umgebung des Günteröder Schwerspatlagers gefundenen Conodonten und Brachiopoden lassen auf ein Ems-Alter dieses Vorkommens schließen. Bisher war aus dieser Stufe im Rheinischen Schiefergebirge noch kein Lager dieses Minerals bekannt. Interessant ist die Verknüpfung des Lagers mit sauren Vulkaniten und das

vereinzelte Auftreten von Pyrit und Kupferkies. Da die frühere bergmännische Untersuchung des Baryts auf die Erschließung eines Ganges ausgerichtet war, ist die Ausdehnung des Vorkommens im Streichen und zur Teufe unbekannt.

Die räumliche Ausdehnung der ungewöhnlich hohen Inkohlungs-Anomalie macht wahrscheinlich, daß der Aufstieg der Schwerspatlösungen im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen am NW-Rand der schon im Ems als Schwelle nachweisbaren Eiternhöll-Schuppe steht. An dieser persistierenden Bruchzone erfolgte gleichzeitig und später der Aufstieg saurer und basischer Vulkanite.

Über die technische Verwendbarkeit des Günteröder Baryts liegen, da es nie zu einer Förderung gekommen ist, keine Daten vor. Das Mineral ist in gemahlenem Zustand lichtgrau und dürfte als Reduzierspat verwendbar sein. Sein spezifisches Gewicht liegt zwischen 4,25 und 4,35.

Die erwähnten Faunen und Schiffe werden in der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe aufbewahrt.

#### 9. Schriftenverzeichnis

- FLICK, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). — Clausthaler Geol. Abh., **26**, 231 S., 78 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- GWOSDZ, W., & KRÜGER, H., & PAUL, D., & BAUMANN, A. (1974): Die Liegendschichten der devonischen Pyrit- u. Schwerspat-Lager von Eisen (Saarland), Meggen und des Rammelsberges. — Geol. Rdsch., **63** (1): 74–93, 11 Abb.; Stuttgart.
- KAYSER, E., & LOTZ, H. (1907): Erläuterungen zu Blatt Obersched. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **101**: 127 S., 15 Abb., 1 Prof., 7 Taf.; Berlin.
- KEGEL, W. (1934): Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F., **160**, 48 S., 3 Taf., 7 Abb.; Berlin.
- KLIPSTEIN, A. v. (1854): Geognostische Darstellung des Großherzogthums Hessen, des königlich preußischen Kreises Wetzlar und angrenzender Landestheile mit Rücksicht auf Landescultur, insbesondere auf Bergbau. Nordwestliche Hauptabtheilung. — 320 S., 4 Taf.; Frankfurt a. M. (G. F. HEYER).
- KREBS, W., & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge — Abbilder eines orogenen Diapirismus. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **147** (1): 30–60, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LIPPERT, H. J. (1958): Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und des Hörre-Zuges, 1:100000. — Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).

Manuskript eingegangen am 13. 2. 1979

## Der Buntsandstein auf Blatt 5018 Wetter (Hessen)

Von

HANS-GÜNTHER KUPFAHL\*

**Kurzfassung:** Der Buntsandstein im zentralen Teil der Frankenger Bucht wird gegliedert, seine Schichten werden im einzelnen mit denen des SE anschließenden Gebietes sowie denen jenseits des Kellerwald-Sporns, ferner mit denen des Beckenprofils von Oberkaufungen verglichen. Daraus ergibt sich, daß die Sedimentation in der Frankenger Bucht im Unteren und Mittleren Buntsandstein während langer Zeiträume epigenetisch und faziell eigenständig ablief.

**Abstract:** The stratigraphic division of the Buntsandstein-subdivision (Lower Triassic) in the central part of the Frankenger Bucht (N-Hesse, Germany) is described and compared with Buntsandstein sequences in neighbouring facies areas. During long periods of Lower und Middle Buntsandstein the epigenetic and facies evolution in the Frankenger Bucht is different from adjoining areas.

### Inhaltsverzeichnis

1. Vorwort . . . . .	105
2. Stratigraphischer Überblick . . . . .	106
3. Profilbeschreibung . . . . .	108
3.1. Unterer Buntsandstein und Liegendes . . . . .	108
3.1.1. Bröckelschiefer-Folge und Liegendes. . . . .	108
3.1.2. Gelnhausen-Folge. . . . .	109
3.1.3. Salmünster-Folge . . . . .	111
3.2. Mittlerer Buntsandstein . . . . .	112
3.2.1. Volpriehausen-Folge . . . . .	114
3.2.2. Detfurth-Folge . . . . .	115
3.2.3. Hardeggen-Folge . . . . .	116
3.2.4. Solling-Folge . . . . .	118
3.3. Oberer Buntsandstein . . . . .	119
3.3.1. Röt-Folge . . . . .	119
4. Fazies auf Blatt Wetter . . . . .	120
5. Faziesvergleich mit den Nachbargebieten. . . . .	120
6. Faziesvergleich mit Blatt Oberkaufungen. . . . .	122
7. Schriftenverzeichnis . . . . .	122

### 1. Vorwort

Vorliegende Profilbeschreibung aus der südwestlichen Frankenger Bucht ist das Ergebnis der von 1976 – 1979 durchgeführten geologischen Aufnahme des Bl. 5018

\* Dr. H.-G. KUPFAHL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.



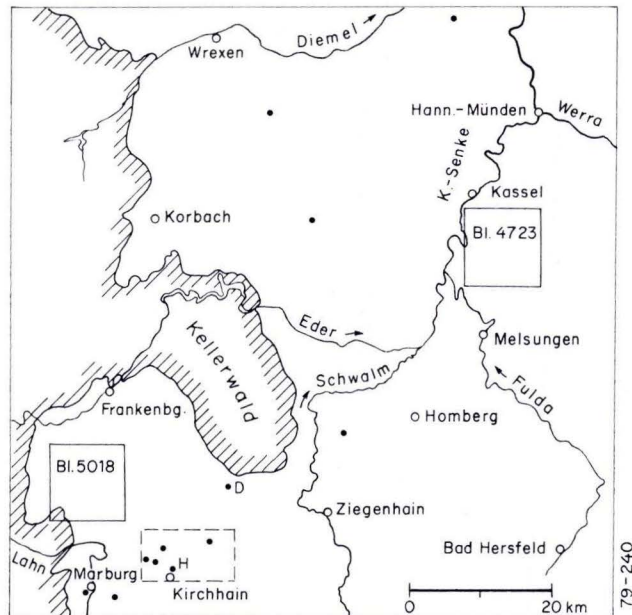


Abb. 1. Lage der Blätter 5018 Wetter und 4723 Oberkaufungen sowie des Untersuchungsgebietes und der Einzelprofile von H. GRAUL (D = Bohrprofil der Detfurth-Folge, H = Bohrprofil der Hardegsen-Folge).

Wetter (Abb. 1). Von hier lagen aus dem Jahre 1957 örtliche Kartierungen von H.-G. KUPFAHL, S. RITZKOWSKI, F. RÖSING und J.-D. THEWS vor.

Das zum Vergleich herangezogene Profil des Bl. 4723 Oberkaufungen resultiert aus der Kartierung des Buntsandsteins dieses Blattes. Die hierbei ermittelten Mächtigkeiten wurden ergänzt aus Profilbeschreibungen jüngerer Bohrungen (HORN & RAMBOW 1978).

## 2. Stratigraphischer Überblick

Die erhaltene Mächtigkeit des Buntsandsteins beträgt im Blattgebiet Wetter > 400 m. Davon entfallen auf den Unteren Buntsandstein 130–135 m, auf den Mittleren Buntsandstein 225–250 m und auf den Oberen Buntsandstein eine Restmächtigkeit von 40 m.

Die Bröckelschiefer-Folge neuer Abgrenzung (KÄDING 1978) wird im Blattgebiet Wetter allein oder z.T. durch eine geringmächtige, das Jüngere Konglomerat überlagernde Wechselfolge vertreten (Abb. 2). Über der vergleichsweise geringmächtigen, in einen bankigen und einen plattigen Sandstein gegliederten Gelnhausen-Folge beginnt die Salmünster-Folge mit einem Porensandstein größeren Kornes. Diesen überlagern feinporige Sandsteine.

Die Volpriehausen-Folge ist in Sandstein und Wechselfolge aufgeteilt, die beide im Blattgebiet unterschiedliche Mächtigkeiten zeigen. Die Detfurth-Folge blieb bei der

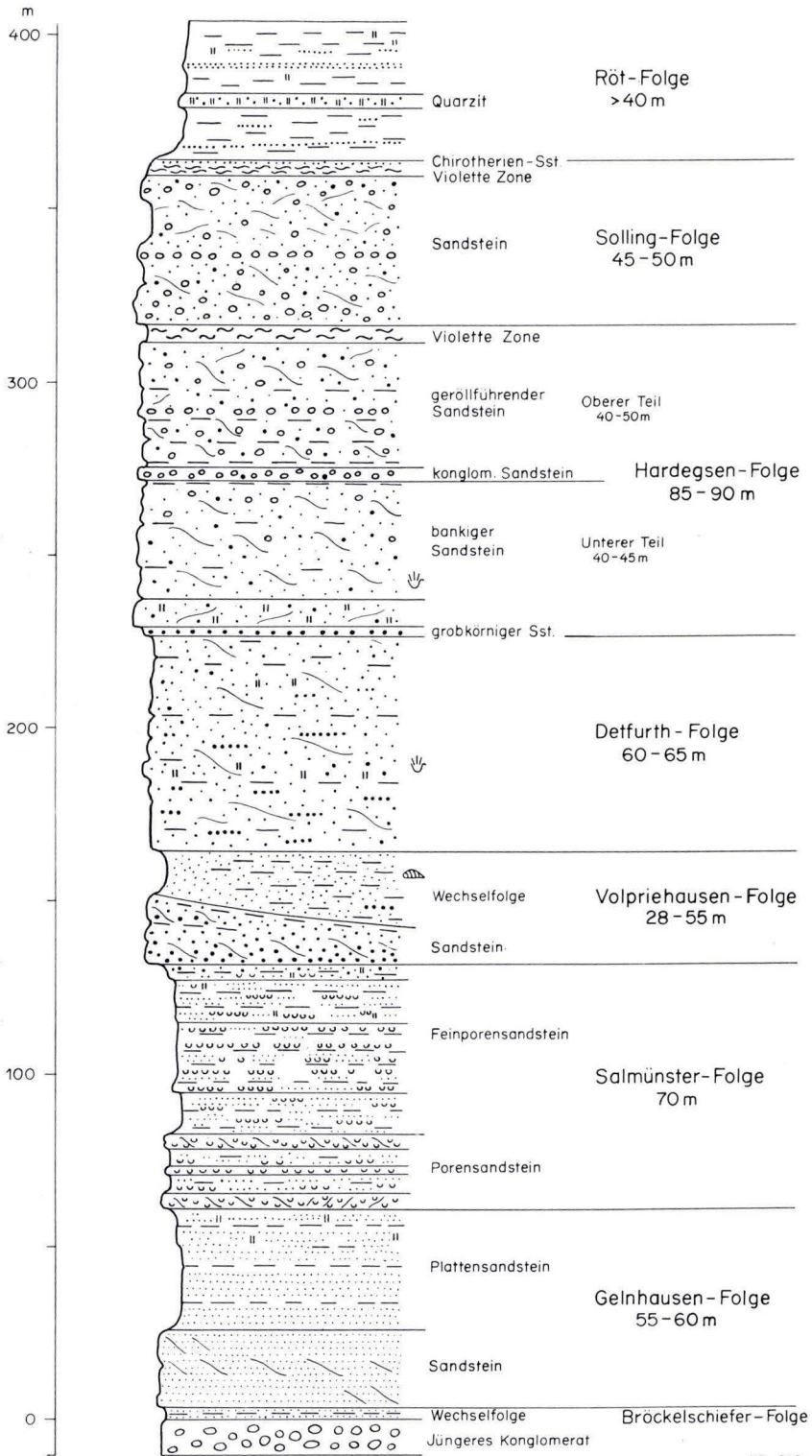


Abb.2. Das Buntsandstein-Profil auf Bl. 5018 Wetter.

Kartierung ungegliedert. Somit ist vor allem in diesen beiden Folgen die Gliederungsmöglichkeit geringer als im Beckenbereich N Schlitz, hier S-Rand der „*Avicula*-Fazies“ (KUPFAHL 1961).

Der untere Teil der Hardeggen-Folge wird von einem grobkörnigen Sandstein eingeleitet und schließt mit einem Ton-Schluffstein ab. An der Basis des oberen, stark geröllführenden Teils der Folge liegt ein konglomeratischer Sandstein. Unmittelbar darüber und auch im nächstfolgenden Profilabschnitt schalten sich, häufig im Rahmen eines rhythmischen Schichtaufbaues, stärkere Ton- und Ton-Schluffsteine ein. Eine Violette Zone (vormals „Rötellezone“) schließt die Hardeggen-Folge ab.

Eine weitere Violette Zone, und darüber der Thüringische Chirotheriensandstein i.e. S., liegt, wie auch in den Nachbargebieten, am Top der Solling-Folge. Die tiefere Röt-Folge ist durch einen Quarzit unterteilt.

### 3. Profilbeschreibung

#### 3.1. Unterer Buntsandstein und Liegendes

Mit dem Unteren Buntsandstein benachbarter Gebiete beschäftigen sich die Arbeiten von SCHINDEWOLF (1928), SAUER (1964), ROTH (1966) und in größerem Rahmen KULICK (1966). Während die Grenze zwischen der Bröckelschiefer-Folge und der Gelnhausen-Folge („Untere Folge“, Korbach-Folge) stets einheitlich an der Basis des bankigen Sandsteins liegt, wird die Grenzziehung zwischen der Gelnhausen-Folge und der Salmünster-Folge („Obere Folge“, Waldeck-Folge), abhängig von der gerade an dieser Stelle im Profil horizontal schnell wechselnden Schichtausbildung, unterschiedlich gehandhabt. Für die Grenzlegung im Vorliegenden sind die eindeutige Kartiergrenze an der Basis des Porensandsteins und dessen gröberes Korn maßgebend (vgl. rhythmische Ausbildung im Unteren Buntsandstein beckenrandlicher Gebiete und danach erfolgte Grenzlegung, DIEDERICH 1966).

Bei der genannten Grenzziehung ist der Mächtigkeitsunterschied zwischen der Gelnhausen-Folge am Beckenrand (55 – 60 m) und der Gelnhausen-Folge im benachbarten Beckeninnern (> 200 m) beträchtlich. Jedoch wird ein Schichtzuwachs in Richtung auf das Becken bereits dadurch deutlich, daß der Abstand zwischen dem basalen Sandstein der Folge und deren Obergrenze im stark durch Beckenrandnähe geprägten Profil bei Marburg 10 m, auf Bl. 5018 Wetter 35 m beträgt.

##### 3.1.1. Bröckelschiefer-Folge und Liegendes

Im betrachteten Faziesraum ist die Abgrenzung der Bröckelschiefer-Folge älterer Auffassung nach unten noch ungeklärt. Auch die Abgrenzung der neu nachgewiesenen Zechstein-Zyklen Z5 und Z6 (KÄDING 1978), die den Bröckelschiefer aufteilt, steht noch aus.

Nachstehend sind alle Schichtglieder des Bröckelschiefers, Zechsteins und möglicherweise Rotliegenden bis hinab zum älteren Paläozoikum aus dem SW-Blattabschnitt kurz gefaßt aufgeführt (vgl. hierzu SAUER 1964). Bei einer Parallelisierung des Jüngeren Konglomerats mit den Grenzsanden der Korbacher Bucht (KULICK 1966)

würde die Untergrenze des Bröckelschiefers älterer Auffassung ungefähr an der Basis dieses Konglomerats liegen.

Nach der Gliederung bei KÄDING (1978) umfaßt das Jüngere Konglomerat im unteren Teil sicher noch die Randfazies von Z 4–6. Nach KULICK (1968) könnte im W-Teil der Frankenberger Bucht, also auch auf Bl. 5018 Wetter, das Jüngere Konglomerat noch den Bereich des Z 3 einschließen.

Hangendes: Gelnhausen-Folge

Wechselfolge 2–5 m	Sandstein, hellrot und grau, z. T. gebändert, mürb bis fest, plattig bis dünnbankig, Korn-Ø 0,2–0,3 mm; im Wechsel mit Ton-Schluffstein, rotbraun, bis 15 cm stark (Anteil 30%); Bröckelschiefer-Folge
Jüngeres Konglomerat 10–12 m	Konglomerat, grob, Gerölle bis 20 cm, gut gerundet, aus Sandstein, Quarzit, Quarz, Karbonatgestein, Kieselschiefer, Grauwacke, Eruptiva, Eisenstein; locker gelagert in wenig Sand (Kuppe Juden-Berg, Kuppe Ziegen-Berg)
Dolomit 2–4 m	Dolomit, gelbbraun, plattig bis dünnbankig, auch linsen- und knollenförmig (darin z. T. kantige, kleine Gerölle), im Wechsel mit Schluff-Sandstein, Mergelstein und Feinsandstein (SE-Ortsteil Niederasphe, R 347676, H 564478)
Sandstein 18–22 m	Sandstein, hell- bis violettrot, gelbbraun, schwarzbraun und löcherig verwittert, plattig bis bankig, fest, feldspatrich, glimmerführend, dolomitisch, Korn-Ø 0,2–0,4 mm; mit Geröllen, einzeln und in Lagen, kantengerundet, bis 8 cm groß; Ton-Schluffstein, rot, dolomitisch, selten in dünnen Lagen (W Untersimtshausen, R 347875, H 564429)
Konglomerat- Sandstein 50–80 m	Im oberen Teil (30–50 m) vorwiegend Konglomerat, z. T. dicht gepackt, kantengerundet, Komponenten bis 5, selten bis 12 cm groß, vorwiegend aus Kieselschiefer; Sandsteinlagen, z. T. geröllführend (N Oberndorf, R 347660, H 564190) Im unteren Teil (20–30 m) vorwiegend Sandstein, hellrot- bis violettbraun, z. T. hellgrün gebändert, plattig bis bankig, fest und mürb, meist schräggeschichtet, dolomitisch, Korn-Ø 0,2–0,5, max. 2,0 mm; Gerölle einzeln und in Lagen, vorwiegend aus Kieselschiefer (N Oberndorf, R 347673, H 564154)

Liegendes: Älteres Paläozoikum

## Zur Stratigraphie

Alle Schichten im Liegenden des Dolomits können wie üblich als Älteres Konglomerat zusammengefaßt werden. Der Dolomit vertritt die Geismarer Letten der nördlichen Frankenberger Bucht. Die Wechselfolge im hohen Teil der Bröckelschiefer-Folge kann, da sie auch im Raum Marburg vorhanden ist (ROTH 1966), als durchgehende Schichtserie gelten.

### 3.1.2. Gelnhausen-Folge

#### 3.1.2.1. Sandstein

Vorherrschendes Gestein in den 20–25 m mächtigen Schichten ist ein hellbrauner, z. T. schwach rötlich getönter, fester Sandstein, dessen ca. 50 cm starke Bänke von parallelen Flächen begrenzt und nicht selten zu Platten aufgespalten sind. Ockerfarbene, im hohen Teil der Schichten auch violettrote, schmale auslaufende Streifen beleben gelegentlich die schwache Färbung. Das durchweg sehr feine Korn, zwischen dem Poren fast völlig fehlen, erreicht eine Größe von 0,2 mm Ø. Wenigen Bänken sind örtlich einzelne grobe Körner (0,6 mm Ø) eingestreut.

Die festen Sandsteine sind wiederholt von ca. 30 cm mächtigen, mürben, plattigen Sandsteinen unterbrochen, in denen Schrägschichtung deutlich wird. Bevorzugt in diesen Zwischenschichten finden sich selten dünne sandige Ton-Schluffsteinlagen.

Mächtige Werksteinbänke, wie sie S Marburg ausgebildet sind (ROTH 1966), treten nicht in Erscheinung. Auch fehlen dort vorhandene geröllführende Lagen. Sichere, S Marburg häufige, Lebensspuren (SCHINDEWOLF 1928) waren in den am Fuß der Höhen NE Wetter und am südlichen Stadtrand zur Verfügung stehenden kleinen Aufschlüssen (u. a. R 348100, H 564118) nicht zu beobachten.

### Zur Stratigraphie

Auch im Raum Waldeck, N des Kellerwald-Sporns, liegt der Sandstein in ähnlicher Ausbildung und Mächtigkeit vor (KULICK 1968: 104), außerdem bei Ruhlkirchen im Gebiet Alsfeld (KULICK 1966 und eigene Aufnahme).

#### 3.1.2.2. Plattensandstein

Über dem basalen Sandstein folgen 35 m mächtige grau-rotbraune, häufig hell gebänderte, vorwiegend plattige Sandsteine (Korn bis 0,3 mm  $\varnothing$ ), denen sich in Abständen von mindestens 30 cm rote Ton-Schluffsteinlagen einschalten (bis 10 cm stark, Anteil insgesamt  $\sim 12\%$ ). Im Anschnitt bilden die Schichten, da ihre Sandsteine stark zum Zerfall neigen, häufig glatte, einheitlich absandende Flächen. In der spärlichen Lesestein-Bestreuung finden sich u. a. kleinstückige Plattensandsteine mit dunkel-violettrotten schmalen, schnell auslaufenden Streifen. Feinporige Sandsteine treten nur untergeordnet auf.

Folgende lithologisch abweichende Sandsteine sind eingelagert:

Im obersten Teil der Schichten:

10–15 m Sandstein, lagenweise quarzitisches, plattig, feinkörnig, z. T. feinporig; lagenweise mürb (SSE Todenhausen, 240 m über NN); örtlich an Obergrenze der Schichten: Ton-Schluff-Sandstein, flaserig, fahlbraun, karbonatisch, sehr feinkörnig (WSW Münchhausen, R 347668, H 564644).

20–25 m über der Basis:

1 m Sandstein, porig, hellbraun, bankig, fest, feinkörnig; Poren bis 0,8 mm groß, z. T. dunkelbraun ausgekleidet (W Wollmar, R 347676, H 564854).

In unterschiedlichem Niveau:

Vereinzelte feste Sandsteinbänke, hell-rotbraun, z. T. schwach porig, Stärke bis 25 cm, in Abständen von mindestens 3 m (Straßenböschungen NE Wetter, R 348118, H 564122).

### Zur Stratigraphie

Quarzitische Plattensandsteine, die nach ROTH (1966), 10 m mächtig, bei Marburg allein zwischen dem basalen Sandstein der Folge und dem nächstfolgenden Porensandstein liegen, treten einigermaßen geschlossen nur am Top der Schichten örtlich auf.

Die Ton-Schluff-Sandsteine, die nirgends sonst beobachtet wurden, könnten an der genannten Stelle als lokale Fazies geringmächtig die Schichten abschließen. Sie gleichen petrographisch den Bunten Flaserschichten der Gelnhausen-Folge (KULICK 1966), die im ganzen offenbar dem Plattensandstein äquivalent sind.

### 3.1.3. Salmünster-Folge

#### 3.1.3.1. Porensandstein

Diese 20–22 m mächtigen Schichten stellen nicht zuletzt wegen der unverwechselbaren braunen Porenbänder ihrer Sandsteine einen hervorragenden Leithorizont dar. Ihre Korngröße übertrifft die der übrigen Schichtglieder des Unteren Buntsandsteins, ausgenommen die der mittelkörnigen Sandsteine am Top des hangenden Feinporensandsteins. Die Schichten können folgendermaßen aufgeteilt werden:

Oberbank ~ 4 m	Sandstein, hell-rotbraun, bankig, fest, Korn- $\varnothing$ bis 0,4 mm, mit meist weitständigen, hellbraunen, großen Poren (1,0 mm $\varnothing$ ); vereinzelt Ton-Schluffstein.
Zwischenschichten ~ 5 m	Sandstein, plattig, mürb, mit großporigen Sandsteinlagen, Korn- $\varnothing$ 0,2–0,3 mm; vereinzelt Ton-Schluffstein
Mittelbank ~ 2–3 m	Sandstein, hell-rotbraun, plattig, untergeordnet bankig, fest, Korn- $\varnothing$ bis 0,3 mm, mit engständigen, schwarzbraun ausgekleideten großen Poren (0,8 mm $\varnothing$ )
Zwischenschichten ~ 5 m	Sandstein, plattig, mürb, mit großporigen Sandsteinlagen, Korn- $\varnothing$ 0,2–0,3 mm; vereinzelt Ton-Schluffstein
Unterbank ~ 4 m	Sandstein, hell-rotbraun, bankig, fest, Korn- $\varnothing$ bis 0,4 mm, mit weitständigen braunen, großen Poren (1,0 mm $\varnothing$ ) oder mit feinen hellen Poren

In den hellbraun, auch orangebraun gefärbten, z.T. weißgelb fein gefleckten Hauptbänken, die Tonsteingerölle führen, herrscht Schrägschichtung vor. Die den Hang bestreuenden Brocken, deren Schichtflächen infolge des Porenbesatzes braun und narbig-löcherig aussehen, haben daher meist Keilform. Örtlich schalten sich in die Bänke geringmächtige mürbe Sandsteine, graugrüne blättrige Glimmersandlagen oder dünne Ton-Schluffsteinbänder ein (Aufschlüsse am Friedhof Wollmar und an Nikolaus-Mühle bei Ernsthausen). Nicht immer ist die Mittelbank zu beobachten.

Die Wände der charakteristischen Poren sind von braunem Eisenoxid, einem Rückstand der ehemaligen karbonatischen Füllung, überzogen. Die Poren sind kugelig, gelegentlich auch oval. Sie liegen meist in der Schichtung und erreichen eine Größe von 1,2 mm  $\varnothing$ . Stark gehäuft können sie vor allem in der Mittelbank einen mulmigen Zerfall der Sandsteine bewirken.

#### Zur Stratigraphie

Trotz abweichender Lithologie dürften die Schichten mit dem Porensandstein der Lahnberge bei Marburg zu parallelisieren sein (ROTH 1966).

#### 3.1.3.2. Feinporensandstein

Den höheren Teil der Salmünster-Folge nehmen ca. 50 m mächtige Schichten ein, die in ihrem höheren Teil als Wechselfolge zu bezeichnen sind und dadurch dem hohen Unteren Buntsandstein der Beckenfazies gleichen. Sie konnten in folgende, jeweils mit einem Anstieg des Geländes beginnende und bei ungestörter Lagerung stets ausgrenzbare Schichtglieder unterteilt werden (von oben nach unten):

mittelkörniger Sandstein ~ 5 m	Sandstein, grau-rotbraun, violettstichig, plattig bis bankig, fest, z.T. absandend, auch quarzitisch, Korn- $\varnothing$ 0,3–0,5 mm, mit spärlich feinen bis mittelgroßen Poren; Brauneisen-Bänder; dünne Ton-Schluffsteinlagen
dünnbankiger Sandstein ~ 12 m	Sandstein, hell-rotbraun, auch grau, dünnbankig und plattig (3–6 cm stark), fest bis hart, z.T. quarzitisch, Korn- $\varnothing$ 0,2, max. 0,3 mm, feinporig; Sedimentmarken; zahlreiche Brauneisen-Bänder; Ton-Schluffsteinlagen
plattiger feinporiger Sandstein ~ 20 m	Sandstein, hell-rotbraun, auch graugelb, plattig (2–4 cm), fest, untergeordnet quarzitisch, Korn- $\varnothing$ bis 0,2 mm, stark feinporig; einzelne Brauneisen-Bänder; Marken und Lebensspuren; zahlreiche Ton-Schluffsteinlagen
mürber Sandstein ~ 12 m	Sandstein, gelb- bis rotbraun, vorwiegend plattig, meist mürb, Korn- $\varnothing$ bis 0,2 mm, z.T. feinporig; einzelne Ton-Schluffsteinlagen

Für die Sandsteine der genannten Abfolge sind feine Poren („Nadelstichporen“) typisch. Der mürbe Sandstein an der Basis umfaßt bis 3 cm starke, z.T. sandige Ton-Schluffsteinlagen (Anteil 10–15%), die auslaufen oder sich mit Sandstein verzahnen.

Hingegen sind die Sedimente des überlagernden plattigen feinporigen Sandsteins gut voneinander gesondert (Ton-Schluffstein-Anteil 20–25%). Die z.T. feinstreifigen, ca. 3 cm starken Sandsteinplatten weisen gelegentlich glimmerstäubige Schichtflächen auf. Ihre meist die schwach erkennbare parallele Schichtung nachzeichnenden Poren einer Größe von 0,1 mm liegen mitunter so dicht, daß der Sandstein schaumigporös erscheint.

Im dünnbankigen Sandstein, der häufig quarzitisch ist, beträgt die Bankstärke meist 5–6 cm. Die Poren liegen weniger dicht als in den liegenden Schichten. Auch ist der Anteil der begleitenden Ton-Schluffsteine geringer als dort.

Den Abschluß der Schichtenfolge bilden meist schräggeschichtete Sandsteine größeren Kornes. Sie leiten zum Mittleren Buntsandstein über und sind, meist als Übergangsschichten bezeichnet, vom Beckenrand und aus großen Teilen des Beckens bekannt.

### Zur Stratigraphie

Der Feinporensandstein ist wahrscheinlich dem Plattensandstein, dem Hauptporensandstein und den Übergangsschichten (von unten nach oben) aus dem Gebiet Marburg (ROTH 1966: Tab. 1), bei unsicherer Parallelisierung der Untergrenze auch dem Roten Porensandstein + Übergangsschichten aus dem Raum Waldeck und vom S-Rand des Kellerwaldes (KULICK 1966, Taf. 16) äquivalent.

### 3.2. Mittlerer Buntsandstein

Der Mittlere Buntsandstein des Blattgebietes Wetter oder eines anderen Abschnitts im Kern der Frankenberger Bucht ist bisher noch nicht eingehend beschrieben worden. Hingegen liegen aus den ebenfalls zum Randbereich des Buntsandstein-Beckens zählenden Nachbargebieten Marburg und Kirchhain mehrere Arbeiten vor. Das erste vollständige Profil stellt LANG (1959) bei Marburg auf. GRAUL, HIEKE & RITZKOWSKY (1965) weisen zwischen Marburg und dem östlichen Vorland des

Tab.1. Stratigraphische Gliederung des Mittleren Buntsandsteins

	Frankenberger Bucht (Bl. 5018 Wetter)	Kirchhain GRAUL 1967	Marburg-Südrand Kellerwald GRAUL 1970	Nordhessen (Bl. 4723 Oberkaufungen)	
<b>Ob. Buntsandst. (Röt-Folge)</b>					
Solling-Folge	Chirotheriensandstein Violette Zone	Chirotheriensandstein Violette Zone 0,4-0,5m	2-5 m	Chirotherien- Horizont 1m Violette Zone 0,5m Stammener Schichten Karlsfahener Schichten Trendelburger Schichten Wilhelmshausener Schichten ca 40m	
	Sandstein (1-2 m Geröllhorizont ca 20m über Basis)				3-5 m
		40-45 m	7-12 m		
	Violette Zone	Violette Zone			
Hardeggen-Folge	Oberer Teil geröllführender Sandstein (2m Geröllhorizont ca 20m über Basis)	Marburg-Folge 90-100m (Geröllhorizonte ca. 30m u 50m über Basis)	4. Hardeggen-Abfolge ca 50 m (darin "obere Geröllzone" ca 6m)	Hardeggener Wechselfolge Abfolge 4 Abfolge 3 Abfolge 2 (Basis-Sandst. 2m) Abfolge 1 ob. T. ca. 30m	
	konglomerat. Sandstein		2-5 m		ca 25 m (nahe Basis "untere Geröllz." ca 10 m)
	Unterer Teil bankiger Sandstein		40 m		2. Hardeggen-Abfolge 17-19 m
	grobkörniger Sandstein		2-3 m		1. Hardeggen-Abfolge 16-25 m
Detfurth-Folge	Detfurth-Folge	Formsand-Folge ca. 60 m	Detfurth-Ton 10-11 m	Hardeggener Sandst. (Unterbau, Oberbau) 7-8 m	
			Detfurth-Wechselfolge 30-32 m	Detfurth-Ton 15-25 m	
			Detfurth-Sandstein 10-12 m (Unterbau, Zwischenmittel, Oberbau)	Detfurth-Wechselfolge 25-60 m	
Volpriehausen-Folge	Wechselfolge	Hauptavicularlager ca 15 m	Detfurth-Sandstein (Unterbau, Zwischenmittel, Oberbau) 20-25 m	Avicula - Hauptlager (Basis - Sandstein 7 m) 40-50 m	
		Volpriehausener Wechselfolge über 40 m		Avicula - Wechselfolge (Basis - Sandstein 3 m) 40-50 m	
	Sandstein (Unterbau, Oberbau)	20-10 m	Volpriehausener Sandstein ca 15 m	Volpriehausener Wechselfolge 65-75 m	Volpriehausener Wechselfolge 25 m
<b>Unt. Buntsandstein</b>					

79-243



Kellerwaldes eine Violette Zone und darüber den „Niederhessischen Chirotherien-Sandstein“ nach. In einem Profilausschnitt bei Cölbe beschreibt KUPFAHL (1967) die Grenze zwischen der Detfurth- und der Hardeggen-Folge. GRAUL (1967, 1970) gliedert den Mittleren Buntsandstein im Raum Kirchhain und parallelisiert seine Folgen mit Hilfe von Bohrprofilen mit denen des Beckenprofils (Abb. 1, Tab. 1). Somit verbindet er beide Faziesräume.

### 3.2.1. Volpriehausen-Folge

#### 3.2.1.1. Sandstein

Mit scharfer Grenze lagert der 10–20 m mächtige Volpriehausener Sandstein dem Unteren Buntsandstein auf (Kuppen der Höhen N Wetter). Er besteht aus bunten, gelegentlich gefleckten, schräggeschichteten, grobkörnigen Sandsteinen, die Tongerölle enthalten. Infolge ihrer Armut an Bindemittel neigen die Sandsteine zum Zerfall. Ton-Schluffsteine nehmen zu etwa 8% am Schichtaufbau teil. Im W des Blattes ist der Sandstein in rhythmischem Sinne zweigeteilt (ehem. Sandgrube Münchhausen, R 348025, H 564694; vgl. Schnitt im Sandstein des Waldecker Raumes, KULICK 1961):

Oberbank ~ 6 m	Sandstein, hellbunt, orangerot, bankig, z.T. mürb, Korn-Ø bis 1,5 mm, geröllfrei; am Top Beobachtungslücke
Unterbank ~ 13 m	Sandstein, rotbraun, violettbraun, dickbankig, fest, absandend, Korn-Ø bis 3 mm, einzelne Gerölle (5–7 mm); am Top 15 cm Ton-Schluffstein, rot

Nach NE sinkt die Mächtigkeit des Sandsteins auf 10–12 m ab, wobei die ausgegliederten Bänke offenbar verschmelzen. Der Korn-Ø der mittelbankigen, zwischendurch auch mürb-plattigen Sandsteine mißt im NE des Blattes höchstens 2 mm. Gerölle fehlen. Am Top schalten sich einige Ton-Schluffsteinlagen ein. Die Hangendgrenze ist in den meisten Profilen unscharf.

#### 3.2.1.2. Wechselfolge

Die Volpriehausener Wechselfolge zeigt im Blattgebiet eine unterschiedliche Ausbildung:

1. Im W ihres Verbreitungsgebietes, wo sie am Rheinischen Schiefergebirge ausheben, sind die Schichten 8–10 m mächtig (Profile S Mellnau und E Simtshausen). Typisches Gestein ist ein fleischfarbener (weiß bis gelbrot), auch weißer, oft bankiger, quarzitischer Sandstein, der grüngraue Tonsteingerölle führt (Korn-Ø bis 0,6 mm). Wechselfolge-Gesteine treten stark zurück. Im quarzitären Sandstein und auf seinen welligen Schichtflächen erscheint reichlich, wenn auch nicht pflasterartig, sondern einzeln, *Avicula purchisoni* GEINITZ, meist in ausgewachsenen Formen (Länge bis 1,2 cm).

2. Im NE-Battabschnitt weisen die Schichten eine Mächtigkeit von ca. 45 m auf. Ihre Sandsteine sind hier rotbraun, untergeordnet hellrot, plattig, dünnbankig, fest und, vor allem im höheren Teil, quarzitic (Korn-Ø bis 0,5 mm). Manche Schichtflächen zeigen Sedimentmarken. Die zwischengeschalteten rotbraunen Ton-Schluffsteine nehmen zu schätzungsweise 30% am Schichtaufbau teil.

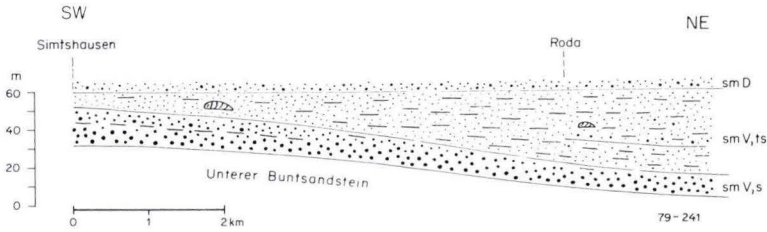


Abb.3. Schnitt durch die Volpriehausen-Folge.

Anhand eines Geländeknicks (an der Höhe 370,5, bei 360 m über NN) kann ein unterer, 12–15 m mächtiger Schichtabschnitt von einem oberen, den eine mittel- bis grobkörnige Sandsteinbank einleitet, unterschieden werden. Nur im oberen Teil wurde *Avicula*, einzeln und spärlich in Kleinformen sicher nachgewiesen. Eine Einordnung der Schichtgrenze zwischen unterem und oberem Teil in die Profile der Nachbargebiete ist vorerst nicht möglich (Tab.1).

### Zur Stratigraphie

Der Schnitt Abb.3 gibt die geschilderten Mächtigkeits- und Faziesverhältnisse in der Volpriehausen-Folge wieder. Sie bedeuten offenbar, daß die Wechselfolge, obwohl sie keine grobklastischen Einschüttungen enthält, ehemals an einer ungefähr entlang dem westlichen Wetschaft-Tal verlaufende Linie zur Rheinischen Masse hin auslief (vgl. Mächtigkeit auf den Lahnbergen von 20–25 m, LANG 1959 und bei Kirchhain von 55–60 m, GRAUL 1967). Wenig wahrscheinlich ist, daß sich die E-Flanke einer der Rheinischen Masse vorgelagerten Schwelle abzeichnet, deren Kamm am Wetschaft-Tal verlief (gleichsinnige posthume Bewegungen wären durch die an der westlichen Talseite in rheinischer Richtung aufgereihten Zechstein-Aufbrüche erwiesen).

### 3.2.2. Detfurth-Folge

Mit scharfer Grenze und deutlichem Anstieg des Geländes lagert die an zahlreichen Stellen aufgeschlossene, 60–65 m mächtige Folge der Volpriehausener Wechselfolge auf. In der recht einförmigen Abfolge vorwiegend leuchtend weißgelber bis hellroter, gebankter, fester und mürber Sandsteine nehmen die Korngrößen im ganzen nach oben ab. Mehrere Profilaufnahmen ergaben zur Sedimentabfolge, daß die nachstehende Schichtserie sich im tieferen Teil der Detfurth-Folge fortlaufend wiederholt. Allerdings kann vor allem das mittlere Schichtglied auch einmal fehlen (durchschnittliche Mächtigkeiten und Korngrößen):

- Hangendes: Sandstein, grobkörnig, Korn locker gelagert
- 1,30 m Sandstein, Korn-Ø 0,3–0,5, max. 0,8 mm
  - 0,40 m Sandstein, Korn-Ø 0,3–0,5, max. 0,8 mm; mit Tonstein- und Ton-Schluffsteinlagen, hellgrün und rot, z. T. sandig, 1–3 cm stark
  - 0,50 m Sandstein, grobkörnig 0,8–1,0, max. 2,0 mm; Korn locker gelagert

Die Sandsteine, die nicht selten Brauneisenbänder enthalten, sind meist schrägschichtet, feldspat- und glimmerarm und nur sehr vereinzelt gefleckt oder löcherig. Sie neigen mangels Zements zum Zerfall. Tonstein und Ton-Schluffstein, deren Lagen gelegentlich etwa senkrecht zur Schichtung von Sandröhren (? z.T. Wurzelröhren) durchzogen sind, treten stark zurück (Anteil  $\sim 3\%$ ); auch Tonsteingerölle sind kaum zu beobachten.

Bemerkenswerte, verschiedentlich aufgeschlossene Einlagerungen in den Schichten sind

- im höheren bis hohen Teil der Folge:
- 0,15–0,25 m roter Ton-Schluffstein
- zu Ende des unteren Drittels der Folge:
- 3–5 m Sandstein, dickbankig (1,5 m), fest, mit Sedimentmarken
- im unteren Drittel der Folge:
- 0,10 m Grobsandstein aus Quarz, gut gerundet, auch Kieselschiefer, kantengerundet; Korn- $\varnothing$  bis 2,5 mm, locker gelagert

Einzig in der unweit S der Blattgrenze gelegenen Sandgrube S Oberrosphie (tieferer Teil der Folge) wurden zahlreiche Saurier-Fußabdrücke ähnlich *Chirotherium barthi* KAUP aufgefunden. Sie bedecken die Unterfläche von Blöcken einer wahrscheinlich am Fuß der SE-Wand der Sandgrube anstehenden dicken Bank.

Im Beckenprofil des Buntsandsteins treten diese Fährten nach bisheriger Kenntnis erstmals über dem Hardegseiner Sandstein in der Hardegse-Abfolge 1 auf (vgl. KUPFAHL 1961, LAEMMLEN 1961). Auch im Vorland des Rheinischen Schiefergebirges waren sie aus diesem, aber nicht aus tieferem Niveau bekannt (RITZKOWSKI 1965, KUPFAHL 1967).

Die Obergrenze der Folge ist, falls sie nicht im Aufschluß freiliegt, häufig nicht zweifelsfrei erkennbar. In einem vertikalen Bereich von 20 m versteilt sich der Hang örtlich zweimal (W- und N-Hang Würzeberg bei Ernsthausen, W-Hang Hundeburg bei Oberrosphie). Dabei erwies sich der höhere Geländeknick als der niveaubeständige. Er liegt im Wendepunkt zwischen einer den unteren Knick einschließenden konkaven und einer konvexen Geländeform (Hangendes: grobkörnige und darüber blockbildende Sandsteine der Hardegse-Folge). Verschiedentlich ist ausschließlich dieser Geländeknick ausgebildet (Christenberg, Weißelsburg). Durchgehende stärkere Ton-Schluffsteine fehlen am Top der Folge.

### 3.2.3. Hardegse-Folge

Unter der Voraussetzung, daß der den oberen Teil der Folge einleitende konglomeratische Sandstein der „unteren Geröllzone“ (GRAUL 1970; vgl. Tab. 1) äquivalent ist, umfaßt der untere Teil der Folge die Hardegse-Abfolgen 1–2, der obere Teil die Abfolgen 3–4 (Korrektur des Grenznieaus nach GRAUL s. S. 122).

#### 3.2.3.1. Unterer Teil

Im Kernstück des Burgwaldes, zwischen Mellnau und Roda, aber auch im SE des Blattes, unterlagern die 40–45 m mächtigen Schichten den steilen Mittelhang zahlreicher Höhen. Folgende Schichtserien lassen sich unterscheiden:

bankiger Sandstein ~ 40 m	1–2 m Ton-Schluffstein, rotbraun, mit fahlbraunen, plattigen Feinsandsteinen (Wegeböschung SW Kuppe Malstein, R 348626, H 564398)  ca. 30 m Sandstein, rotbraun, hellrot, fest, bankig bis dickbankig, schräggeschichtet, Kristallflächen z. T. im Sonnenlicht glitzernd, glimmerführend; Tonsteingerölle; im höheren Teil gefleckte und löcherige Bänke; lagenweise grau, mürb; Korn-Ø bis 0,8 mm; Einzelgerölle; <i>Corophioides</i> ; Lebensspuren; Ton-Schluffsteinlagen, rotbraun, bis 0,5 m stark  8 m Sandstein, hell-rotbraun, fest, dickbankig, blockbildend; Korn-Ø 0,3–0,5, max. 0,8 mm; <i>Corophioides</i>
grobkörniger Sandstein	Sandstein, hellrot und gelb, schräggeschichtet; örtlich als „Kugelsandstein“; Korn-Ø 1, max. 2 mm (u. a. Steilwand N Mellnau; R 348276, H 564436)  2–3 m Liegendes: Sandsteine der Detfurth-Folge, Korn-Ø bis 0,5 mm

Im Hauptteil der Schichten zeigt sich, da nicht selten über grobkörnigen Sandsteinen feinkörnige Sandsteine und Ton-Schluffsteine folgen, ein rhythmischer Aufbau. Die Einzelgerölle bestehen fast ausschließlich aus Quarz (Kuppe Hundeburg).

### Zur Stratigraphie

Der grobkörnige Sandstein an der Basis der Hardeggen-Folge markiert deren Liegendgrenze (vgl. KUPFAHL 1967; im hier beschriebenen Aufschluß bei Cölbe ist entsprechend der Ausbildung bei Marburg das Sandsteinkorn gröber; kleine Quarzgerölle erscheinen bereits nahe über dem grobkörnigen Sandstein).

#### 3.2.3.2. Oberer Teil

Der obere, vergleichsweise tonsteinreiche Teil der Hardeggen-Folge umfaßt nachstehende Schichten einer Gesamtmächtigkeit von 40–50 m (von oben nach unten):

Violette Zone 5–8 m	Ton-Schluffstein, violettrot, rotbraun, auch grüngrau, feinplattig bis flaserig, mit zahlreichen Lagen aus Sandstein, grau-rotbraun, violettbraun, plattig, fein- bis mittelkörnig, mürb bis fest
geröllführender Sandstein ~ 35 m	Sandstein, grau-rotbraun, violettrotbraun, gelbbraun, fest mit mürben Lagen, dickbankig (ca. 1 m), mit geröllführenden Lagen und Einzelgeröllen (fast nur aus Quarz); Ton-Schluffstein; 20 m über der Basis des geröllführenden Sandsteins: ca. 2 m mächtiger Geröllhorizont, unscharf abgegrenzt, Gerölle fast ausschließlich aus Quarz  2 m Tonstein, rotbraun, dünnplattig, selten flaserig, nahezu sandsteinfrei (30 m breite Geländeverflachung E-Hang Wasserberg, 380–390 m über NN)
konglomeratischer Sandstein 2–5 m	Sandstein, rotbraun, violettrotbraun, dickbankig (bis 1,5 m), mit dichtliegenden Geröllen (Kantenlänge bis 6 cm), rund bis kantengerundet (Quarz, Kieselschiefer, quarzitischer Sandstein, gehärteter Ton-Schluffstein, Brauneisenstein)

Der konglomeratische Sandstein ist nach seinen Geländestufen im SE-Blattabschnitt 2–3 m, zwischen Mellnau und Roda 4–5 m mächtig (R 348185, H 564775). Die Gerölle liegen in einem Abstand von 3–5 cm, umgeben von mittelgroßem bis grobem Sandsteinkorn.

Im geröllführenden Sandstein herrschen rhythmisch aufgebaute Schichtserien vor (Stärke der Ton-Schluffsteine am Top der Serien z. T.  $\sim 10$  cm).

In den Schichten stellen sich nach oben gefleckte und löcherige Sandsteine ein. Den Abschluß bilden violettrotbraune, z. T. mürbe, feldspat- und glimmerreiche Sandsteine, die denen der Solling-Folge gleichen.

Die Violette Zone, welche die Hardeggen-Folge beschließt, gibt sich durch eine ausgedehnte Geländeverflachung zu erkennen (E Mellnau, R 348369, H 564421). Sie ist bei Mellnau 5 m, im SE des Blattes 8 m mächtig (Grabenscholle am Saurüssel-B., R 348792, H 564150 Tonlöcher N-Hang Hohe-B., 283 m ü. NN, weißblauer Ton).

### Zur Stratigraphie

Auf den Lahnbergen bei Marburg hatte LANG (1959) zwischen Hardeggen- und Solling-Folge eine Tonstein-Sandsteinserie kartiert und als Rötelzone benannt. GRAUL, HIEKE & RITZKOWSKI (1965) werten den einzigen von LANG näher beschriebenen Aufschluß (alte Tonlöcher an der Straße Marburg – Bauerbach) als locus typicus der Rötelzone und beweisen zugleich das Röt-Alter der Aufschluß-Schichten. An einer anderen Stelle beschreiben sie Schichten aus dem stratigraphischen Niveau der Rötelzone als Violette Zone. Die aus beiden Vorgängen gezogene Folgerung, die Rötelzone im Sinne LANG (1959) existiere nicht, ist unstatthaft. Aus dem Blattgebiet Wetter kann die Deutung der Schichten als Violette Zone bestätigt werden.

## 3.2.4. Solling-Folge

### 3.2.4.1. Sandstein

Der Violetten Zone der Hardeggen-Folge lagern mit scharfer Grenze 45–50 m mächtige, nur selten von Ton-Schluffstein unterbrochene Sandsteine auf. Sie sind weiß und violettrotbraun, im ganzen fest, bankig bis dickbankig und schräggeschichtet. Die zahlreichen Gerölle treten einzeln und in geschlossenen Lagen auf.

Im tieferen, schätzungsweise 20 m mächtigen, stark geröllführenden Teil der Schichten herrschen weißgraue und rotbraune, feste Sandsteine geringerer Korngröße (0,4–0,5 mm) vor. Im oberen Teil sind die Sandsteine meist violettrotbraun, fest bis mürb, feldspat- und glimmerreich und von etwas gröberem Korn (0,5–0,6 mm  $\varnothing$ ). Hier blättern sie in mürben Zwischenlagen schichtweise auf, in gefleckten und löcherigen Lagen sanden sie stark ab. Auch führen sie einige hellgrüne Tonsteingerölle.

Folgende Bänke sind den Schichten eingelagert:

~ 40 m über der Basis:

Sandsteinbank, geringmächtig, stark geröllführend (Huhnsberg E Oberrospe, R 348757, H 564092)

~ 20 m über der Basis:

Geröllhorizont, 1–2 m mächtig, Gerölle aus Quarz (3 cm groß), selten Kieselschiefer, rot (NE Mellnau, R 348367, H 564450)

~ 15 m über der Basis:

Quarzitischer Sandstein, grauweiß, bankig (ca. 30 cm stark), fein- bis mittelkörnig (Kuppe Hohe-Berg)

### 3.2.4.2. Violette Zone und Chirotheriensandstein

Den Abschluß der Solling-Folge bilden 3–5 m mächtige, morphologisch dieser Folge angeschlossene Schichten, die eine Violette Zone (nachstehend Nr. 2 und Nr. 3) und darüber in geringer Mächtigkeit den Thüringischen Chirotheriensandstein i.e. S. (nachstehend Nr. 1) umfassen. Folgende Gesteine bauen die Schichten auf (Lesestein-Profile u.a. an Geiersköpfen bei Mellnau, R 348329, H 564452; von oben nach unten):

1. Sandstein, geringmächtig, grünlichweiß, plattig bis dünnbankig, auch flaserig, mürb bis fest, z. T. löcherig, karbonatfrei, Korn-Ø 0,3–0,5 mm; hellgrüne Tonsteingerölle (Chirotheriensandstein, geschätzte Mächtigkeit 0,2 m)

2. Schluff-Sandstein, verhältnismäßig mächtig, braun, violettbraun, violettrot, blauviolett, fest bis hart, plattig (ca. 6 cm), untergeordnet bankig (ca. 30 cm), karbonatfrei, Korn-Ø bis 0,2 mm; einzelne rote Tonsteingerölle; örtlich Sedimentmarken

3. Ton-Schluffstein, geringmächtig, violettrot, teils feinsandig, flaserig, teils tonig, feinplattig

Feine, 1–2 mm große, gelbe und hellbraune Flecken der bunten, pastellfarbenen getönten Sandsteine Nr. 2 wittern löcherig aus. Platten und Bänke, die gelegentlich plattig aufspalten, besitzen ebene Schichtflächen. Eine Schichtung ist jedoch im dichten Gestein meist nicht erkennbar. Die weißen Sandsteine unter Nr. 1 waren, nach ihrer Struktur zu urteilen, ursprünglich kalkhaltig. Im Bereich der gesamten Schichten treten außerdem, begleitet von mürbem Sandstein, einzelne dünne, graugrüne, mürbe Glimmersand-Lagen auf.

### Zur Stratigraphie

Zahlreiche Fundpunkte des Chirotheriensandsteins und der Violetten Zone am Top der Solling-Folge beschreiben GRAUL, HIEKE & Ritzkowski (1965) aus dem Gebiet zwischen Marburg und Homberg/Efze und geben einen Ausblick auf Teile des Beckens. Sie stellen eine Mächtigkeitsabnahme des Chirotheriensandsteins nach W in Richtung auf den Beckenrand fest.

## 3.3. Oberer Buntsandstein

### 3.3.1. Röt-Folge

Schichten der Röt-Folge, die mit scharfer Grenze über dem Chirotheriensandstein einsetzen, sind nur in Grabenschollen, und zwar unvollständig, erhaltengeblieben. Dennoch lassen sie sich, vor allem im Mellnauer Graben (Wasserrisse 1 km NE des Dorfes), grob auflgliedern (von oben nach unten):

> 20 m	Ton-Schluffstein, violettrot, rotbraun, auch grüngrau, dünnplattig, zwischengeschaltet auch bröckelig, vereinzelt karbonatisch; Sandstein; Quarzit, plattig, z. T. karbonatisch
3–4 m	Quarzit, grau, z. T. schwach grünlich und violett, dicht, auch körnig, bankig (Stärke 25–30 cm); seitlich z. T. vertreten durch Sandstein, gelbweiß, gelbbraun gefleckt und geflammt, bankig, löcherig, mäßig fest bis quarzitisches; Korn-Ø 0,2–0,5 mm
~ 15 m	Ton-Schluffstein, basal vorwiegend grau, nach oben zunehmend auch rot- bis violettrotbraun, flaserig und feinplattig, in grüngrauen und gelblichen Lagen karbonatisch; einzelne Sandsteinlagen

## Zur Stratigraphie

Unvollständige Mächtigkeit und tiefe Lage des Quarzits im Profil verhindern eine Parallelisierung mit den Abfolgen 1–4 im Becken (HINZE 1967).

### 4. Fazies auf Blatt Wetter

Die Buntsandstein-Schichtenfolge im Becken-Randgebiet der Frankenberger Bucht ist im ganzen stark sandig und vergleichsweise geringmächtig entwickelt. Die Mächtigkeitsminderung betrifft vor allem die Bröckelschiefer-, die Gelnhausen- und die Volpriehausen-Folge. Aus der ehemaligen Gesamtmächtigkeit von weit über 400 m darf geschlossen werden, daß die Sedimente ursprünglich tief in das Rheinische Schiefergebirge hineinragten.

Zur Bröckelschiefer- und Gelnhausen-Folge ist das Wesentliche gesagt (Kap. 3). In der Salmünster-Folge herrschen feinkörnige Porensandsteine vor. Im höheren Teil dieser Folge werden durch relativ zahlreich zwischengeschaltete Ton-Schluffsteinlagen lithofazielle Beziehungen zum Beckenprofil deutlich.

Die Volpriehausen-Folge liegt im ganzen in gleicher Fazies vor wie im Becken.

Nahezu rein sandig ist die Detfurth-Folge ausgebildet. Hier wie in der tiefen Hardeggen-Folge der Frankenberger Bucht zeugen Chirotherien-Fährten von Trockenfallen.

Der unteren Hardeggen-Folge sind Einzelgerölle eingestreut. Zu Beginn des oberen Teils dieser Folge wurden infolge einer kurzzeitigen Erhöhung der Reliefenergie der Rheinischen Masse konglomeratische Sedimente geschüttet, die eine ruhige Ton-Schluffstein-Sedimentation unterbrachen. Die Schüttungen ordneten sich in den nach N gerichteten Haupt-Materialstrom ein.

Schüttungsrichtungen wurden im Volpriehausener Sandstein (Fuß der Höhen E Franzosenwiesen), in der Detfurth-Folge (Gr. Badenstein, S Treppenkopf, Raum S Oberrospe) sowie im unteren Teil der Hardeggen-Folge (Stirnhelle-Berg) eingemessen. Sie weisen fast einhellig in N- bis NE-Richtung. Lediglich in der Sandgrube zwischen Ober- und Niederrospe ist untergeordnet auch die NW-Richtung vertreten.

Violette Zonen, die möglicherweise Bodenbildungs-Horizonte (= Violette Horizonte; vgl. ORTLAM 1967) darstellen, sind, an dieser Stelle im Profil für die beckenrandliche Fazies typisch, am Top der Hardeggen-Folge, ferner nahe der Obergrenze der Solling-Folge ausgebildet (zu den Violetten Zonen dieser Profilschnitte s. DIEDERICH & HICKETHIER 1971, hier weitere Literatur). Die Violette Zone der Solling-Folge wird überlagert von einem geringmächtigen Gestein der Chirotheriensandstein-Fazies. Eine Möglichkeit, Erosionsdiskordanzen (TRUSHEIM 1963) an der Obergrenze der Violetten Zonen im Aufschluß zu beobachten, gab es nicht.

### 5. Faziesvergleich mit den Nachbargebieten

Im Unteren Buntsandstein der Gebiete Waldeck und S der Kellerwald-Spitze liegen die Mächtigkeiten der Folgen wesentlich höher als auf Blatt Wetter (vgl. KULICK 1966, s. dort auch Paläogeographie). Porensandsteine sind in diesen Gebieten ebenfalls

ausgebildet. Eindeutig parallelisierbare Äquivalente in diesen Gebieten besitzt jedoch nur der Sandstein an der Basis der Gelnhausen-Folge (s. Kap.3). In den Profilabschnitten darunter und darüber ist die Schichtausbildung verschieden. Vergleiche mit entfernt liegenden Gebieten wären nur bedingt und in groben Zügen möglich.

Im Mittleren Buntsandstein ergeben sich für den im SE benachbarten Raum Kirchhain (GRAUL 1967) im Bereich der Volpriehausen-Folge Faziesabweichungen vom Profil des zentralen Teils der Frankenberger Bucht (Tab. 1). Im weiter östlich anschließenden Gebiet steht eine Untersuchung über eine genaue Abgrenzung der randnahen Fazies gegen die des Beckens im Mittleren (wie auch im Unteren) Buntsandstein noch aus.

Jenseits des Kellerwald-Spornes weist das Profil der Volpriehausen-Folge im Raum Waldeck im ganzen die Ausbildung wie im Becken und eine gleichförmig hohe Mächtigkeit auf ( $\sim 105$  m, KULICK 1968 und  $\sim 120$  m, HORN & KULICK 1969; davon entfallen auf die Volpriehausener Wechselfolge  $\sim 85$  m bzw.  $\sim 95$  m).

Auch die Detfurth-Folge zeigt NE des Kellerwaldes stets die tonige Ausbildung des Beckens (Waldeck, Mächtigkeit  $\sim 95$  m, HORN & KULICK 1969; Naumburg, Mächtigkeit knapp 90 m, HORN 1967). Bereits S der Kellerwald-Spitze setzt die tonige Ausbildung ein (GRAUL 1970; s. Tab.1).

Der Hardeggen-Folge fehlen E des Kellerwaldes durchweg die Gerölle. Die überdies für die Beckenfazies bezeichnenden Wechselfolge-Gesteine und Tonsteine treten örtlich stärker (Haarhausen, Mächtigkeit der Folge 170 m; RAMBOW 1967), örtlich weniger stark in Erscheinung (Waldeck, Mächtigkeit  $\sim 110$  m, HORN & KULICK 1969; Naumburg, Mächtigkeit  $\sim 115$  m, HORN 1967).

Die Solling-Folge läßt sich, da sie im Raum Naumburg die Merkmale der nordhessischen Beckenfazies (Tab.1) besitzt, nur aus dem Gebiet S und SE des Kellerwaldes vergleichen (RITZKOWSKI 1965, KUPFAHL 1961, LAEMMLEN 1966). Hier weicht aber ihre Ausbildung im ganzen nur wenig von der im zentralen Teil der Frankenberger Bucht ab. Gleiches gilt auch für die Röt-Folge.

Wenn auch die Vergleiche lückenhaft sind, so deutet sich jedoch an, daß im höheren Teil der Gelnhausen- und im tieferen Teil der Salmünster-Folge die Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede zu den Profilen der Nachbargebiete erheblich sind. Im Bereich der Frankenberger Bucht ist die Fazies in diesen Profilabschnitten bei geringer Absenkung stark sandig und im ganzen eigenständig.

Die geringe, in den einzelnen Schichtgliedern erheblich wechselnde Mächtigkeit der Volpriehausen-Folge ist epirogenetisch bedingt. In diesen Vorgängen unterscheidet sich der Raum der Frankenberger Bucht von den genannten Nachbargebieten. Die Grenze bildet der Kellerwand-Sporn.

In der Detfurth- und der Hardeggen-Folge liegen die Mächtigkeiten im zentralen Teil der Frankenberger Bucht ebenfalls niedriger als in den Nachbargebieten. Jedoch fällt hier vor allem der Faziesunterschied auf, wobei die Detfurth-Folge einem besonders deutlichen Wechsel unterliegt. Dies ist begründet in der beckenrandnahen Lage des Gebietes der Frankenberger Bucht zu den genannten Zeiten.

In der Solling-Folge sind keine stärkeren Abweichungen von der Ausbildung in den Nachbargebieten zu erkennen (Ausbildung am Top bleibt außer Betracht).



Die Grenze zwischen dem Faziesraum der Frankenger Bucht und dem der Nachbargebiete folgt dem Kellerwald-Sporn und setzt sich von seiner Spitze aus in der vorgegebenen Richtung fort.

### 6. Faziesvergleich mit Blatt Oberkaufungen

Das im Mittleren Buntsandstein verglichene Profil von Bl. 4723 Oberkaufungen (Tab. 1) liegt im Bereich der Kasseler Senke (im E: Eichsfeld-Schwelle). Es zählt insbesondere wegen der faziiellen Entwicklung der Solling-Folge zum nordhessischen Beckenbereich und weicht stark vom Profil des Bl. Wetter ab.

Im Vergleichsprofil liegen die Mächtigkeiten der Folgen (s. auch RAMBOW 1976) wesentlich höher als auf Bl. Wetter (stetiger Mächtigkeitsanstieg in der Hardeggen-Folge, GRAUL 1970). Ungleich kräftiger ist jedoch im Blattgebiet Oberkaufungen die Mächtigkeitszunahme von SE (Tab. 1, niedrige Mächtigkeitszahlen) nach NW (hohe Mächtigkeitszahlen). Somit zeigt dieses Blatt im NW sehr hohe Absenkungsbeträge auf, die sich bis zur nicht weit entfernten Achse der Kasseler Senke (HERRMANN 1962) noch erhöhen.

Volpriehausen-, Detfurth- und tiefe Hardeggen-Folge lassen sich auf Bl. 4723 Oberkaufungen im Gelände eingehend gliedern (Tab. 1, s. auch Basis-Sandsteine in der Volpriehausen-Folge). Der rhythmische Aufbau der Hardeggen-Abfolgen (BACKHAUS, LOHMANN & REGENHARDT 1958) wird durch den Hardeggen Sandstein und den grobkörnigen Basis-Sandstein der Abfolge 2 deutlich. Er kommt auch auf Bl. 5018 Wetter durch den grobkörnigen und den konglomeratischen Sandstein zum Ausdruck. Im Profil von GRAUL (1970) besitzen hingegen die Abfolgen keine Basis-Sandsteine (Tonsteine am Top markieren offenbar die Grenzen nur ungenau). Auch richtet sich die Ausgrenzung der Abfolgen nicht nach den vorhandenen Geröllhorizonten. Da diese Ausgrenzung im Hinblick auf eine Parallelisierung aber streng im rhythmischen Sinne zu erfolgen hat, müßte die Gliederung von GRAUL (1970) im Bereich der Hardeggen-Folge überprüft werden.

Wieweit die von der Rheinischen Masse herzuleitenden Einschüttungen am Beckenrand im gleichen Rhythmus erfolgten wie die im Becken, wird eine Untersuchung des Raumes S des Kellerwaldes aufklären.

Im höheren Teil der Hardeggen-Abfolge 1 des Profils von Oberkaufungen wurden Chirotherien-Fährten aufgefunden. Am Top der Hardeggen-Folge war eine Violette Zone nicht nachweisbar. Hingegen ist eine solche Zone nahe der Obergrenze der Solling-Folge ausgebildet (Am Top dieser Folge: 1 m weißer Sandstein mit Fährten von *Chirotherium barthi* KAUP, darunter 0,5 m mächtige „violette glimmerreiche sandige Tonsteine“, FINDEISEN 1952).

### 7. Schriftenverzeichnis

- Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandstein. — Geol. Jb., A 25: 123–125; Hannover.
- BACKHAUS, E., LOHMANN, H., & REGENHARDT, E. (1958): Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86: 192–201, 2 Abb.; Wiesbaden.

- BOIGK, H. (1956): Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. — *Geol. Jb.*, **72**: 325–340, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- DIEDERICH, G. (1966): Fazies, Paläogeographie und Genese des Unteren Buntsandstein norddeutscher Auffassung im südlichen Beckenbereich. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**: 132–157, 8 Abb., Taf. 12; Wiesbaden.
- & HICKETHIER, H. (1971): Obere und Untere Violette Zone im Nordspessart. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**: 193–199; Wiesbaden.
- FINDEISEN, H.-K. (1952): Geologische Beschreibung des Stadtgebietes von Kassel und seiner näheren Umgebung. — Unveröff. Dipl.-Arb. Ruprecht-Karl-Universität, Heidelberg, 134 S., 1 Kt.; Heidelberg.
- GRAUL, H. (1967): Zur Stratigraphie des höheren Buntsandsteins bei Kirchhain am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — *Geologica et Palaeontologica*, **1**: 49–56, 3 Abb., 1 Tab.; Marburg.
- (1970): Stratigraphische und sediment-petrographische Untersuchungen im Mittleren Buntsandstein am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **98**: 93–111, 8 Abb.; Wiesbaden.
- HIEKE, W., & RITZKOWSKI, S. (1965): Der „Niederhessische Chirotherien-Sandstein“ im Westteil der Hessischen Senke und die sog. „Rötelzone“ bei Marburg/Lahn (Buntsandstein, nördliches Hessen). — *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*: 321–333, 7 Abb.; Stuttgart.
- & HÖLTING, B. (1968): Buntsandsteinstratigraphie und Tektonik im Gebiet Stadt Allendorf und Neustadt (Ldkrs. Marburg). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**: 120–136, 2 Abb.; Wiesbaden.
- HERRMANN, A. (1962): Epirogene Bewegungen im Germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland. — *Geol. Jb.*, **81**: 11–72, 13 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- & HOFRICHTER, E. (1963): 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.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im Südniedersächsischen Bergland. — *Geol. Jb.*, **84**: 637–716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HOPPE, W. (1976): Die paläogeographisch-fazielle Entwicklung im Südteil des Germanischen Buntsandsteinbeckens. — *Schriftenr. geol. Wiss.*, **6**: 5–62, 9 Abb., 8 Tab.; Berlin.
- HORN, M. (1967): Detfurth- und Hardeggen-Folge am Naumburger Graben (Nordhessen). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 64–75, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 4721 Naumburg. — 285 S., 29 Abb., 10 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- & KULICK, J. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 4720 Waldeck. — 227 S., 35 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 1 Beil.; Wiesbaden.
- & RAMBOW, D. (1978): Profilbeschreibung der Documenta-Bohrung auf Bl. 4622 Kassel-West. — 12 S., 3 Abb., *Archiv hess. L.-Amt Bodenforsch.*, Nr. 4622/428; Wiesbaden.
- KÄDING, K.-C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. — *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 123–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- KOCKEL, C. W. (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — *Slg. geol. Führer*, **37**, 248 S., 28 Abb., 2 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- KRÄMER, F., & KUNZ, H. (1969): Leithorizonte und Schichtausfälle im Buntsandstein Hessens und Thüringens. — *Oberrhein. geol. Abh.*, **18** (1/2): 67–76, 1 Abb., 1 Tab.; Karlsruhe.
- KULICK, J. (1961): Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **89**: 276–309, 8 Abb., Taf. 17; Wiesbaden.
- (1966): Der Untere Buntsandstein am Südrande des Kellerwaldes (Nordhessen). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**: 182–200, 1 Abb., Taf. 14–16; Wiesbaden.
- (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 4719 Korbach. — 272 S., 32 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 8 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1967): Zur Grenze zwischen Detfurth-Folge und Hardeggen-Folge des Mittleren Buntsandsteins nördlich Marburg a. d. Lahn. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 235–238, 1 Abb.; Wiesbaden.

- (1961): Der Buntsandstein auf Blatt Schlitz in Hessen mit besonderer Berücksichtigung des Fährtsandsteins. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 266–275, 1 Abb., Taf. 16; 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. (1961): Die Aufteilung der Hersfelder Gruppe des Mittleren Buntsandsteins. – Z. dt. geol. Ges., **112**: 491–512, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- (1966): Der Mittlere Buntsandstein und die Solling-Folge in Südhessen und in den südlich angrenzenden Nachbargebieten. – Z. dt. geol. Ges. (1964), **116**, (3): 908–949, 12 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- LANG, H. D. (1959): Der mittlere Buntsandstein der Lahnberge bei Marburg. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 328–332; Wiesbaden.
- ORTLAM, D. (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des Höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. – Geol. Jb., **84**: 485–590, 28 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- 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.
- (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.
- (1976): Profile durch den Mittleren Buntsandstein an der Ostflanke des nordhessischen Teilbeckens (Gebiet östlich Kassel). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 43–49, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 19; Wiesbaden.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A25**: 127–132, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RITZKOWSKI, S. (1965): Der Schlierbacher Muschelkalk-Graben und sein Buntsandsteinrahmen am Ostrand des Kellerwaldes (nördliches Hessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 147–175, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ROTH, W. (1966): Der Untere Buntsandstein bei Marburg/Lahn. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 173–181, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- SAUER, E. (1964): Das Perm am Schiefergebirgsrand zwischen Gilserberg und Lollar. – Inaug.-Diss. Philipps-Univ., Marburg, 115 S., 59 Abb., 9 Taf., 2 Tag.; Marburg.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1928): Studien aus dem Marburger Buntsandstein III–VII. Senckenbergiana, **10**: 16–54, 14 Abb.; Frankfurt a. M.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – Erdöl-Z., **79**: 277–292, 8 Abb.; Wien-Hamburg.

Manuskript eingegangen am 1.3.1979

## Der Obere Buntsandstein (Röt) bei Borken/Hessen, Stratigraphie und Tonmineralogie

Von

DIETER BÜHMANN und DIETRICH RAMBOW\*

**Kurzfassung:** Kernbohrungen NE Borken/Hessen (TK 25, Bl. 4921 Borken) schlossen eine etwa 240 m mächtige Röt-Folge (Oberer Buntsandstein) auf. Die große Mächtigkeit der salzfreien Folge weist auf die Lage der Bohrungen in der Achse max. Mächtigkeiten in der Hessischen Senke hin. Der Anschluß an die von HINZE (1967) für S-Niedersachsen, gegebene Gliederung (Röt 1–4), wo allerdings nur ein etwa 140 m mächtiges Rötprofil beschrieben ist, wird versucht.

Darüber hinaus wurde das Sedimentgestein röntgenographisch auf seinen Mineralgehalt hin untersucht. Anhand der Tonmineralverteilung lassen sich vier rhythmisch-genetische Abfolgen erkennen, die sich im wesentlichen durch einen Wechsel in der Corrensit- bzw. Illitvorherrschaft auszeichnen. Außerdem sind diese durch eine Abnahme des Gipsgehaltes von unten nach oben gekennzeichnet. Die Grenzen der tonmineralogischen Abfolgen sind nicht mit den in Anlehnung an HINZE zu ziehenden mehr petrographisch beschreibenden Grenzen identisch. Die Tonmineralparagenesen werden trotzdem als ein geeignetes Hilfsmittel zur Gliederung des fossilfreien Röts angesehen.

Aus der Kombination von makroskopischer Profilaufnahme, geophysikalischer Bohrlochmessung und tonmineralogischer Untersuchung ergeben sich neue Gesichtspunkte zur Abgrenzung der 4 Röt-Abschnitte.

**Abstract:** Core drillings near Borken (Hesse, about 50 km ssw of Kassel) exposed a sequence of Röt-strata (Upper Buntsandstein, Lower Triassic) which is 240 m thick. This is the maximum thickness of Röt, which was hitherto found in Hesse and Lower Saxonia. Following the proposals of HINZE (1967) the Röt-strata may be subdivided in four successions by macroscopic-petrologic criteria. The clay-mineral composition of the clayey-silty sediments was investigated by means of x-ray diagnosis. The distribution of clay minerals reveals four rhythmic-genetic successions, which are mainly characterized by alternating domination of Corrensite respectively Illite. In each of the successions the amount of gypsum increases from top to bottom. Boundaries between the successions, which are defined by the clay-mineral distribution however are not identical with the petrologic-descriptive boundaries, which may be drawn according to HINZE (1967).

Macroscopic core description, geophysical logs and the distribution of clay minerals offer different but in detail not coinciding opportunities to draw boundaries between the four Röt-successions. The different possibilities are discussed in order to find a compromise between sedimentologic-rhythmic criteria, which can only be supported by laboratory techniques and macroscopic-petrologic criteria which may be useful in fieldwork.

**Résumé:** Des carotages au nord-est de Borken en Hesse (Allemagne; Carte au 1/25000, Feuille 4921 Borken) mettent en évidence une formation de Röt (Buntsandstein supérieur) d'environ 240 m d'épaisseur. La grande épaisseur de cette formation sans sel montre que la position de ces carotages est localisée dans l'axe des épaisseurs maximales du bassin de la Hesse. Les auteurs recherchent la

\* Dr. D. BÜHMANN, Institut de Géologie, Université Louis Pasteur, 1 Rue Blessig, Strasbourg. Dr. D. RAMBOW, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

correspondance avec la subdivision stratigraphique proposée par HINZE (1967) pour le sud de la Basse Saxe, où est décrite une formation de Röt n'atteignant que 140 m d'épaisseur.

En outre la composition minéralogique des sédiments est étudiée par diffraction des rayons X. Grâce aux paragenèses de minéraux argileux, on peut reconnaître quatre successions qui se distinguent par des transitions entre une dominance à corrensite et une dominance à illite. Les paragenèses de minéraux argileux sont considérées comme d'un grand secours pour subdiviser la formation de Röt qui ne contient pas de fossile.

La combinaison de descriptions macroscopiques de profils, de mesures de sondage géophysique et d'analyse des minéraux argileux, permet de nouveaux points de vue de la subdivision stratigraphique.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	126
2. Schichtfolge und stratigraphische Gliederung . . . . .	127
2.1. Die Grenze Solling-Folge/Röt . . . . .	127
2.2. Röt 1 „Grauer Röt“ . . . . .	128
2.3. Röt 2 . . . . .	128
2.4. Röt 3 „Braunroter Röt“ . . . . .	129
2.5. Röt 4 . . . . .	130
2.6. Zur Mächtigkeit des Röts . . . . .	131
3. Mineralogie . . . . .	132
3.1. Mineralogische Untersuchungsmethoden . . . . .	132
3.2. Mineralparagenesen . . . . .	133
4. Stratigraphie und Tonmineralogie . . . . .	135
5. Schriftenverzeichnis . . . . .	137

## 1. Einleitung

Im Jahre 1976 wurde bei Borken eine 247 m tiefe Kernbohrung (Bg. K 47) ausgeführt, die fast den gesamten Oberen Buntsandstein erschloß. Durch unmittelbar benachbarte Kernbohrungen konnte das Profil bis zur Muschelkalkbasis ergänzt werden. Die Bohrung wurde vom Nieders. Landesamt für Bodenforschung geophysikalisch vermessen ( $\gamma$ -Log, Widerstand, Salinometer). Da eine geschlossene Kernserie durch das Röt vorliegt, da aus der Umgebung bisher keine vollständigen Profile aus dem Oberen Buntsandstein bekannt geworden sind und da der Obere Buntsandstein hier in besonders großer, soweit bekannt ist, für die Hessische Senke in maximaler Mächtigkeit angetroffen wurde, erschien eine gesonderte Veröffentlichung gerechtfertigt.

Lage der Bohrung Borken K 47 (Abb. 1):

TK 25, Bl. 4921 Borken, R 3521843, H 5659081, 169,9 m über NN, nördlich der Schwalm, etwa 1 km östlich des Stadtteiles Gombeth.

Danksagung:

Die mineralogischen Untersuchungen zu vorliegender Arbeit wurden am Institut de Géologie de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, durchgeführt und durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft, das Centre National de la Recherche Scientifique und das Hessische Landesamt für Bodenforschung in dankenswerter Weise gefördert.

Mineralanteile im Gesamtgestein

Mineralverteilung in der Tonfraktion

Borken Bohrung K47

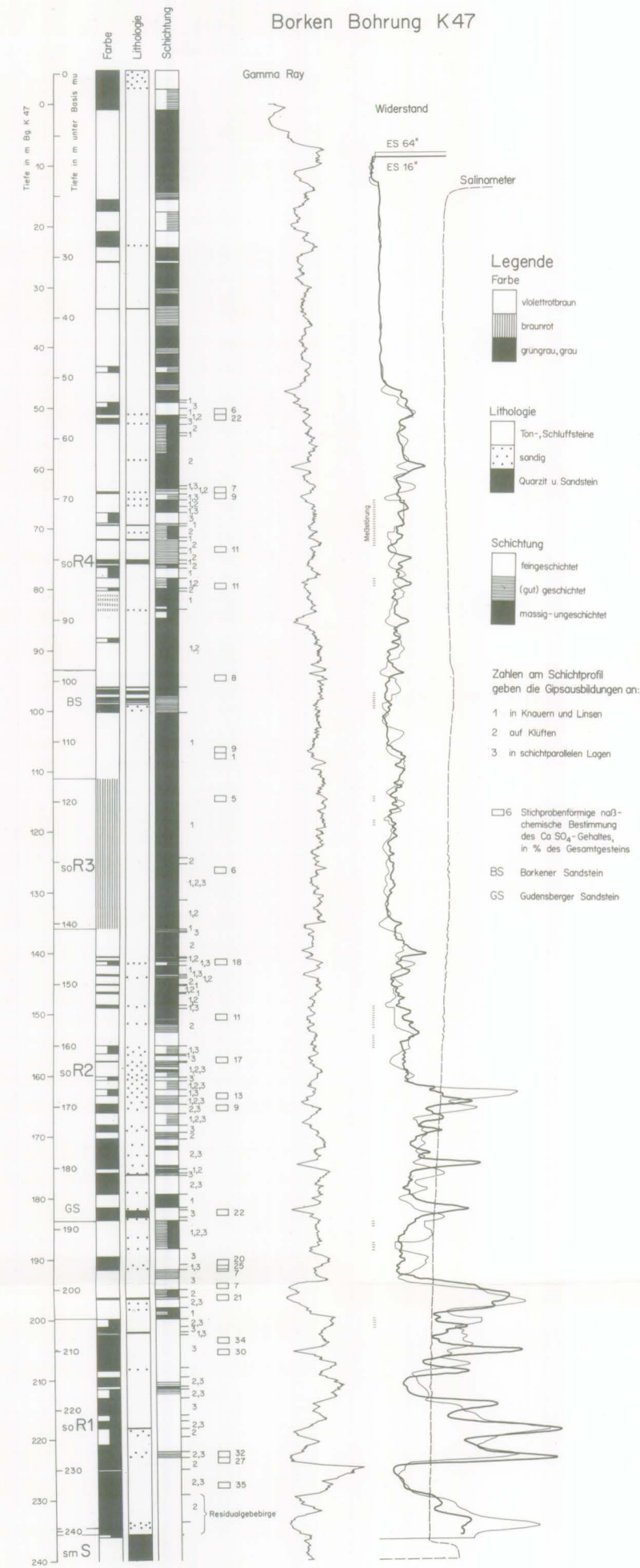
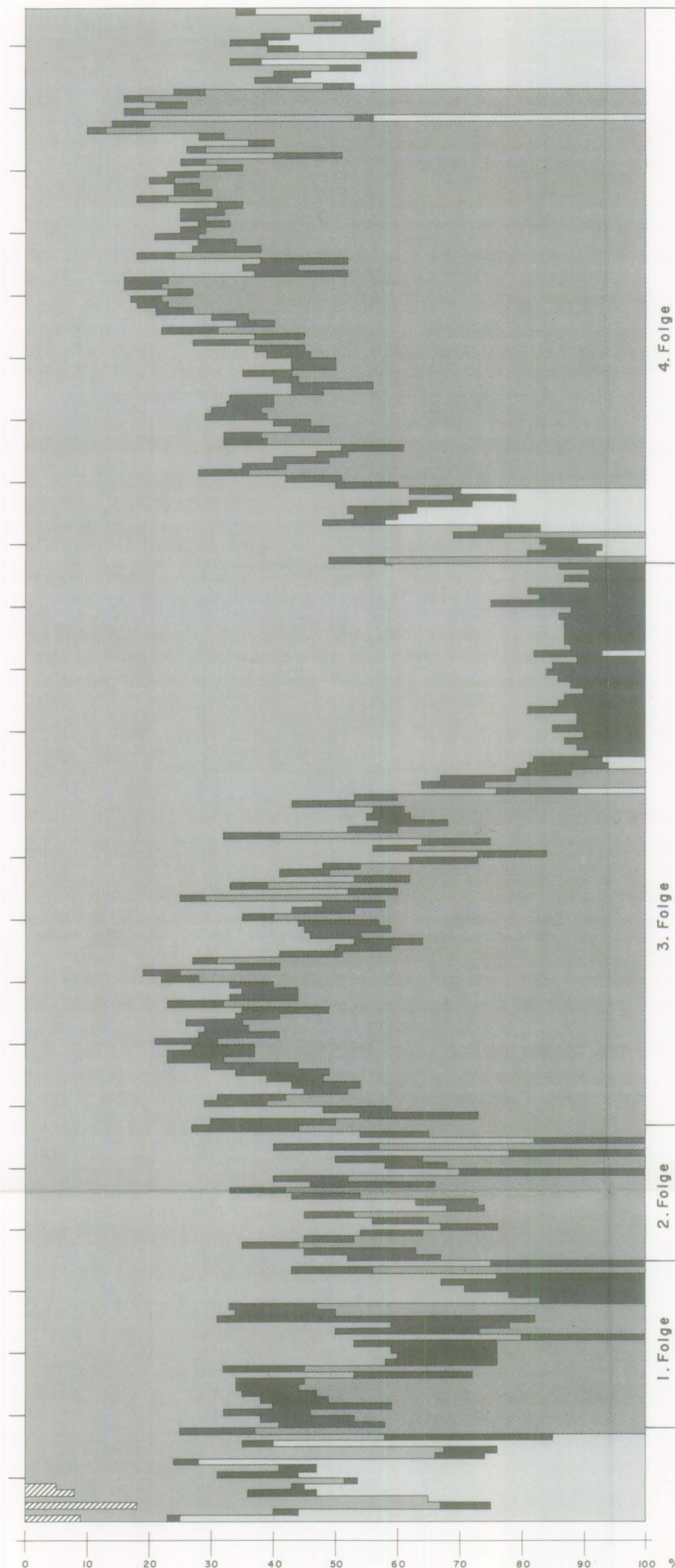
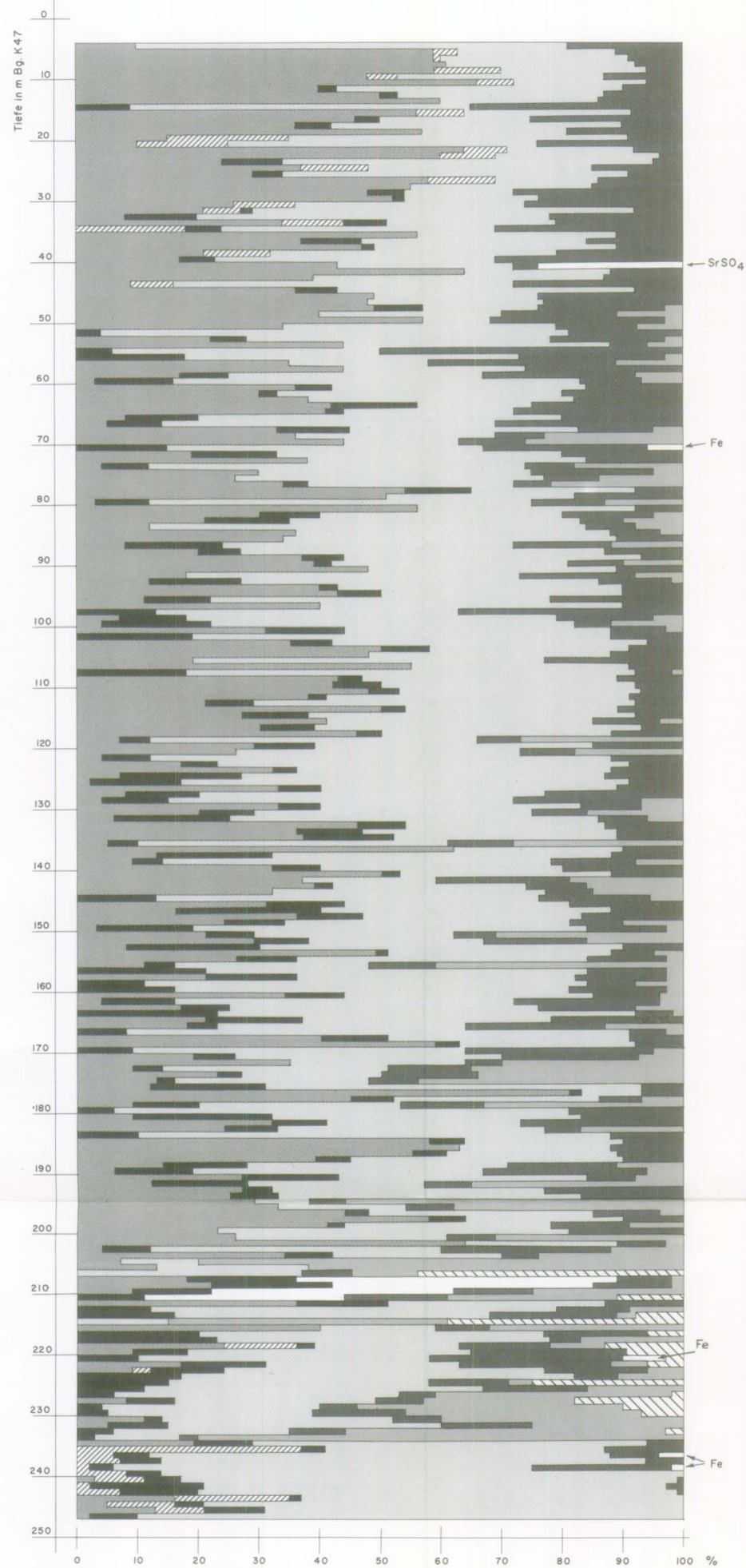
Legende für:

Gesamtgestein

- Dolomit
- Kalzit
- Feldspat
- Quarz
- Tonminerale
- Magnesit
- Gips
- Fe Hämatit
- SrSO<sub>4</sub> Cölestin

Tonfraktion

- Illit
- Chlorit
- Corrensit
- Smektit
- Kaolinit



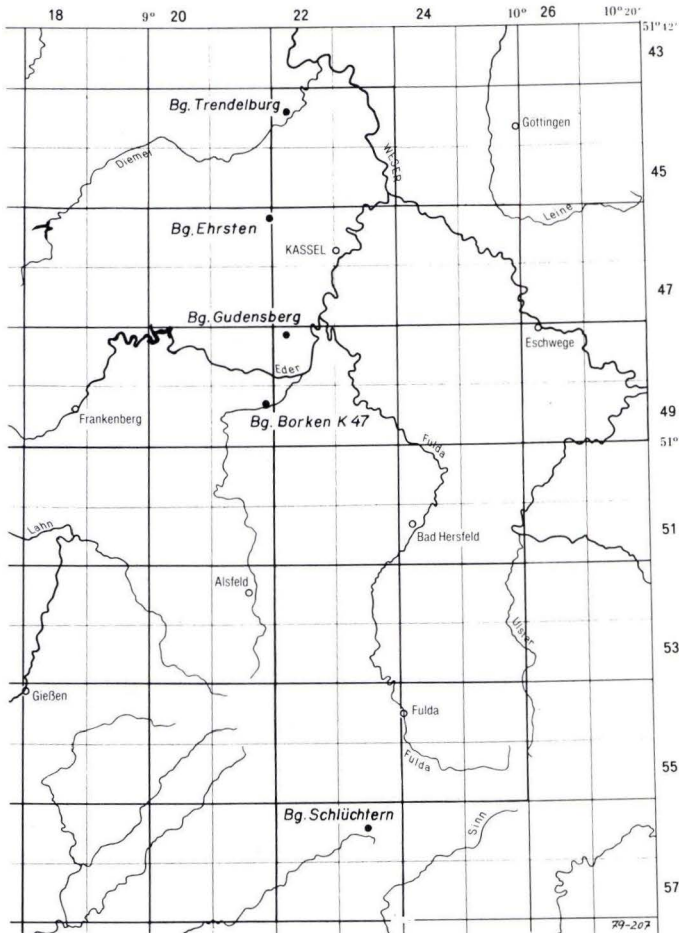


Abb.1. Lage der Bohrungen.

## 2. Schichtfolge und stratigraphische Gliederung (RAMBOW)

Die stratigraphische Beschreibung wird weitgehend an die von HINZE (1967) gegebene Teilung des Röt in die Abschnitte Röt 1 bis Röt 4 angelehnt. Zur Gliederung siehe auch Kap. 4.

### 2.1. Die Grenze Solling-Folge/Röt

Der höchste Teil der Solling-Folge besteht aus violettrotbraunen Sandsteinen, ein mächtigerer weißer (hellgrauer) Sandstein am Top fehlt. Hier liegt ein 0,2–0,3 m mächtiger violetter, nahezu schichtungsloser Sandstein mit wolkigen grüngrauen

Flecken, der nach oben ohne scharfe Grenze in eine dünne Lage hellgrüngrauen Sandsteins mit hellgelbgrauen Einlagerungen übergeht. Hierüber wird die Grenze Röt-/Solling-Folge, die gleichzeitig die Grenze Oberer/Mittlerer Buntsandstein ist, gezogen. Abweichend hierzu die Grenzziehung in Thüringen (KÄSTNER & SEIDEL 1965, SEIDEL 1970 u. a.), wo der Chirotherien-Sandstein noch dem Oberen Buntsandstein zugerechnet wird.

## 2.2. Röt 1 „Grauer Röt“

Mächtigkeit: 35 m bei Deutung nach HINZE, 52 m bei Deutung des Gudensberger Sandsteins als Basis des Röt 2.

Über der Basis des Röt 1 liegt ein etwa 1 m mächtiges Paket grüngrauer, schluffig-feinsandiger Tonsteine mit linsigen und schichtigen Einlagerungen von hellgelbgrauen, stark karbonatischen Schluff-Feinsandsteinen. Möglicherweise ist dieses Paket noch der Solling-Folge zuzurechnen (Kap. 4). Hierüber folgt ein etwa 1 m mächtiger Residualton, ein schluffig-toniges, plastisches, graues, schichtungsloses Sediment, welches als Rückstand eines größeren Paketes auslaugbarer Gesteine (wahrscheinlich Steinsalz) zu deuten ist. Über dem Residualton liegen etwa 5 m grüngraue Tonsteine, deren Struktur gleichfalls durch Auslaugung bestimmt ist (Subrosionsbreccie), es sind Tonsteinbrocken zwischen 1 und 10 cm Größe, die in einem dichten Netzwerk von Gipsadern schwimmen. In den Bg. Ehrsten (Bl. 4621 Wolfhagen) und Gudensberg (Bl. 4822 Gudensberg) ist die Subrosionsbreccie deutlich mächtiger (RAMBOW 1967: 90). Der höhere Teil des insgesamt etwa 35 m mächtigen Röt 1 besteht meist aus feingeschichteten hellgrauen, bis hellgrüngrauen Ton-Schluffsteinen, die mit sandigen Schluffsteinen wechsellagern. Der Röt 1 ist in den Bg. Flugplatz-Fritzlar 2, Gudensberg und Ehrsten 40 m und mehr mächtig. Etwas über 10% der Ton-Schluffsteine ist rotbraun gefärbt (meist in Wechsellagerung mit hellgrauem Schluffstein). Der Sulfatgehalt des Röt 1 liegt, auch ohne Berücksichtigung des besonders gipsreichen tiefsten Teils, über 20%; Gehalte über 30% wurden nachgewiesen (Analysen: THIELICKE, HENNING, BREMSER, chem. Labor, H. L. f. B.). Der so abgegrenzte Röt 1 kann daher auch als untere Gipszone bezeichnet werden. In der Mineralverteilung im Gesamtgestein (Taf. 1) sind die 3 Sulfatzonen deutlich erkennbar.

## 2.3. Röt 2

Mächtigkeit: ca. 60 m bei Deutung nach HINZE, ca. 45 m bei Deutung des Gudensberger Sandsteins als Basis des Röt 2.

Die Grenzziehung Röt 1/Röt 2 erfolgt (wie auch bei HINZE 1967) nach der Farbe. Über dieser Grenze liegt ein etwa 8 m mächtiges Paket, das ganz überwiegend violettrotbraun gefärbt ist. Der mittlere, etwa 36,5 m mächtige (in K 47: 155,0–191,55 m) Teil des Röt 2 besteht sowohl aus violettrotbraunen als auch grüngrauen, überwiegend feingeschichteten Ton-Schluffsteinen, denen feinkörnige Sandsteine zwischengeschichtet sind. Der deutlichste Sandstein (fast 2 m mächtig, allerdings mit tonig-schluffigen Zwischenlagen) liegt etwa 54–52 m über der Röt-Basis, ein diesem



Sandstein vergleichbarer wurde auch schon in den Bg. Gudensberg, Fritzlar, Ehrsten und in Bohrungen im Stadtgebiet von Kassel erkannt (RAMBOW 1967: 90, HINZE 1967: 665). Dieser Sandstein wird hier als Gudensberger Sandstein bezeichnet. Soweit bisher bekannt, ist er im nordhessischen Gebiet, insbesondere im Raum zwischen Kassel und Borken ausgebildet. Es ist zu erwägen, inwieweit die Grenzziehung Röt 1/Röt 2 gegenüber HINZE 1967 möglicherweise dahingehend verändert werden sollte, daß dieser Sandstein zum Basissandstein des Röt 2 wird. Sedimentologisch wäre diese Grenzziehung im Sinne einer rhythmischen Gliederung geeigneter als die reine Farbgenze, doch ist möglicherweise der Gudensberger Sandstein nicht weit genug verbreitet, um ihn als kartierbare stratigraphische Grenze nutzen zu können. In zwei Bohrungen im Stadtgebiet von Kassel (Documenta-Bohrung u. Thermalsole-Bohrung Kassel-Wilhelmshöhe 3) ist, deutlicher als in der Bg. Borken K 47, in der Kurve des Widerstandes über dem Gudensberger Sandstein eine deutliche Zunahme des Widerstandes, die möglicherweise auf erhöhte Sulfatgehalte zurückgeht, zu beobachten („mittlere Gipszone“). In der Farbverteilung scheidet der Gudensberger Sandstein eine Zone überwiegend violettrotbrauner Farben im Liegenden von mehr grüngrauen im Hangenden, was auch dafür spricht, ihn als Basissandstein eines neuen Rhythmus anzusehen.

Innerhalb des Röt 2 zeichnen sich teilweise Kleinrhythmen (2–5 m) ab. An deren Basis liegt bei vollständiger Ausbildung eine hellgraue bis hellgrüngraue sandige, meist nur undeutlich geschichtete Partie, darüber folgt eine grüngraue, feingeschichtete, über dieser (meist ohne scharfe Grenze) eine violettrotbraune, feingeschichtete Zone, hierüber liegt als Abschluß eine violettrotbraune, nicht oder nur undeutlich geschichtete Bank. Der Sulfatgehalt nimmt innerhalb des Kleinrhythmus von unten nach oben ab, meist ist die grüngraue, feingeschichtete Ton-Schluffsteinzone (im Gesamtrot wohl dem Röt 1 entsprechend) am gipsreichsten.

Über dem überwiegend feingeschichteten mittleren Teil des Röt 2 folgt eine etwa 14 m (in K 47 141,25–155,0 m) mächtige, nur teilweise feingeschichtete, überwiegend violettrotbraune Zone und hierüber ein 5,3 m mächtiges violettrotbraunes, meist massig-ungeschichtetes Paket, welches schon in seiner Struktur (nicht in der Farbe) den Übergang zum Röt 3 darstellt und ihm zugeordnet werden könnte (Kap. 4).

#### 2.4. Röt 3 „Braunroter Röt“

Mächtigkeit: ca. 40 m (bei Annahme der Basis des Borkener Sandsteins als Obergrenze des Röt 3).

Charaktergestein des Röt 3 ist ein massiger, ungeschichteter, polygonal-bröckelig zerfallender braunroter Ton-Schluffstein. Seine Farbe ist deutlich mehr rot als die der anderen Teile des Röts, die immer einen Stich nach Dunkelviolett haben. Hierdurch ist dieser Abschnitt auch in Spülbohrungen meist gut zu erkennen, wenn auch die Grenzziehung bei Spülproben teilweise unsicher ist. Das 24,6 m mächtige Röt 3 i. e. S. (in Bg. K 47 111,1–135,7 m) ist im wesentlichen nach der typisch braunroten Farbe und nach dem massenhaften Auftreten 0,1–1,0 cm großer hellgrüner Bleichungsflecken ausgegliedert. Die von HINZE (1977: 646) gegebene Beschreibung des Röt 3 und die Gliederung in einen höheren, etwa 13 m mächtigen, mehr hellbraunroten und in einen tieferen im Farbton dunkleren und weniger Bleichungsflecken führenden Teil trifft auf

das so abgegrenzte Röt 3 zu. Die von HINZE beschriebene grüne Doppellage ließ sich allerdings nicht erkennen.

Über dem so abgegrenzten Röt 3 i. e. S. folgt ein 10,8 m mächtiges Paket (in Bg. K 47 von 100,2 – 111,0 m) violettrotbrauner, meist massig-ungeschichteter Ton-Schluffsteine, die der Schichtungsstruktur nach noch dem Röt 3 angehören, der Farbe nach jedoch dem Röt 4; auch treten hier nur selten grüne Bleichungsstellen auf. Wegen des darüber liegenden Sandsteins (Abschn. 2.5) und auch wegen der tonmineralogischen Ergebnisse (s. dort) möchte ich dieses Schichtpaket noch dem Röt 3 zurechnen. Diese Grenzziehung ist angreifbar. Bei einer gemeinsamen Kernbesichtigung sagte mir Herr Dr. C. HINZE, Hannover, in seinem südniedersächsischen Arbeitsgebiet fiel immer die Farbgränze (oben violettrotbraun/unten braunrot) mit der Gefügegenze (oben feingeschichtet/unten polygonal-bröckelig) zusammen, auch ihm war es daher nicht möglich, an der Borkener Kernbohrung sicher die Grenze Röt 3/Röt 4 zu ziehen. Möglicherweise ist die hier auftretende Schwierigkeit der Grenzziehung im Sinne von HINZE ursächlich mit der größeren Mächtigkeit, also der vollständigeren Profilausbildung verknüpft.

## 2.5. Röt 4

Mächtigkeit: etwa 105 m, bei anderer Deutung 116 m.

Etwa 101 – 105 m unter der Basis des Muschelkalkes liegt eine etwa 4 m mächtige, stark schluffig-sandige, meist hellgraue und grüngraue Lage (etwa 135 – 139 m über der Rötbasis), die ich als Borkener Sandstein bezeichne und als Basis des Röt 4 auffasse. Dieser Sandstein ist den von HINZE beschriebenen, über dem Röt 3 liegenden, mit dem Fränkischen Chirotheriensandstein parallelierten Sandsteinen (Quarzit-schichten bei LAEMMLEN 1966, MOTZKA 1968) gleichzusetzen.

Eine andere, allerdings wenig wahrscheinliche Deutung dieser Sandsteinzone wäre, sie noch dem Röt 3 zuzuordnen und in ihr ein Äquivalent der grünen Doppellage von HINZE zu sehen. Auch in der von HINZE (1967: 665) gegebenen Deutung des Profils der etwa 6 km entfernt stehenden Brunnenbohrung Flugplatz-Fritzlar 2 (keine Kernbohrung!) liegt allerdings die Grenze Röt 4/Röt 3 133 m über der Röt-Basis. Unmittelbar oberhalb dieser Grenze liegt der dem Fränkischen Chirotherien Sandstein parallelierte Borkener Sandstein. Die Bg. Flugplatz-Fritzlar 2 spricht also für die Lage des Borkener Sandsteins an der Basis des Röt 4.

Über dem Borkener Sandstein kann eine etwa 18 m mächtige Folge nicht oder nur undeutlich bzw. nur teilweise geschichteter Ton-Schluffstein von überwiegend violettrotbrauner, untergeordnet aber auch braunroter Farbe ausgeschieden werden. Der Gipsgehalt in dieser Folge, besonders in ihrem oberen Teil, ist deutlich höher als unterhalb des Sandsteins. Würde man den Sandstein als grüne Doppellage einstufen, müßte man diese darüber liegende Folge noch dem Röt 3 zurechnen; es ergäbe sich dann für das Röt 3 eine Mächtigkeit von etwa 60 m. Auch HINZE beschreibt jedoch aus dem tiefsten Teil des Röt 4 braunrote Lagen. Allerdings geht in den von ihm beschriebenen südniedersächsischen Profilen mit dem Farbschnitt zwischen Röt 4 und Röt 3 eine deutlichere Grenze zwischen gut geschichteten Ton-Schluffsteinen oben und massig-bröckeligen im Röt 3 einher.

Ein etwa 30 m mächtiger Schichtabschnitt (in K 47 43,0–78,0 m, bzw. 49,1–78,0 m) zeigt die typischen Merkmale des Röt 4: häufige Feinschichtung, violettrotbraune und grüne Lagen, viel Gips (häufig um 10 %, selten > 20 %). Im untersten Teil dieses Abschnittes liegt eine reichlich 1 m mächtige sandige Lage (ca. 160 m über Röt-Basis), die als Fränkischer Chirotherien-Sandstein anzusehen wäre, wenn der „Borkener Sandstein“ mit der grünen Doppellage im Röt 3 parallelisiert würde. Wegen seiner Gipsführung, die im Widerstands-Log durch höhere Widerstände und einen insgesamt unruhigeren Verlauf charakterisiert ist, wird der Abschnitt über dem Borkener Sandstein (in Bg. K 47 von 48,75–88,45 m) auch als obere Gipszone bezeichnet. Der höchste, etwa 50 m mächtige Abschnitt des Röts ist überwiegend violettrotbraun, häufig nicht oder nur undeutlich geschichtet und enthält nahezu keinen Gips. In ihm liegen mit etwa 3 m Abstand 2 deutliche je etwa 2 m mächtige grüngraue Lagen (etwa 20 und 25 m unter der Muschelkalkbasis); die untere der beiden enthält in ihrem unteren Teil geringmächtige hellgraue Quarzite.

Den Abschluß des Röts bildet (in der Bg. K 47 nicht angetroffen) eine wenige Meter mächtige grüne bis graue Grenzlage und ein etwa 2 m mächtiger, meist feingeschichteter, grauer, in Verwitterungsprofilen gelbgrauer Dolomitmergel bis mergeliger Dolomit.

## 2.6. Zur Mächtigkeit des Röts

Die Rötmächtigkeit in der Bg. Borken beträgt 240 m. RITZKOWSKI (1968: 278) gibt für das Borkener Gebiet > 208 m an, ohne das Röt zu gliedern. Eine ähnliche Mächtigkeit (240–250 m) ist auch durch die Bg. Ehrsten (Bl. 4621 Wolfhagen) nachgewiesen. Eine W Trendelburg (Bl. 4422 Trendelburg) im Muschelkalk angesetzte Bohrung hat mindestens 215 m Röt angetroffen. LEPPER (1976) gibt für Bl. 4322 Karlshafen ca. 190 m an, wobei zu berücksichtigen ist, daß durch die Kartierung ermittelte Rötmächtigkeiten eher zu gering sind, da die Auslaugung des Gipses in Geländeprofilen weiter fortgeschritten ist, als bei durch Bohrungen erkundeten Untergrundprofilen. HINZE (1967) gibt für S-Niedersachsen 140 m für die salzfreie Rötfolge an, ist sich aber darüber im klaren, daß sein Arbeitsgebiet außerhalb der „Beckenachse“ liegt. Für alle diese Mächtigkeitsangaben gilt, daß die Schichtenfolge, besonders im untersten Teil, durch Auslaugung beeinflusst ist; die ursprüngliche Mächtigkeit war also größer. MOTZKA (1968) gibt für Bl. 5324 Hünfeld ca. 80 m, LAEMMLEN (1966) für Bl. 5224 Eiterfeld ca. 85 m an. Vom Bl. 5623 Schlüchtern beschreiben BARTH & HICKETHIER (1977) eine Bohrung und ermitteln für die Rötmächtigkeit ca. 105 m. Eine 1973/1974 bei Witzenhausen-Ermschwerd niedergebrachte Untersuchungsbohrung (Bl. 4624 Hedemünden) traf das Röt in 180 m Mächtigkeit (64 m R 4, 29 m R 3, 42 m R 2, 46 m R 1) an. Bohrungen bei Hess. Lichtenau-Retterode (Bl. 4824 Hess.-Lichtenau) und Ludwigsau-Ersrode (Bl. 5023 Ludwigseck) lassen erkennen, daß hier das Röt wohl in ähnlicher Mächtigkeit entwickelt ist. Da diese Bohrungen in Grabenzonen stehen, sind keine genauen Angaben möglich. Nach freundl. mündl. Mitt. von Herrn Dr. DAHM (GLA Krefeld) ist der Obere Buntsandstein (Röt) in der Bg. Nieheim 2 (TK 25, Bl. 4120 Steinheim) 200 m mächtig.

Für die Bg. Brakel 1 (TK 25, Bl. 4321 Borgholz) gibt LOHMANN (1959) für den Oberen Buntsandstein folgendes Profil:

- 267 m Unterer Muschelkalk
- 360 m Grauviolette Serie (93 m)
- 418 m Rotbraune Serie (58 m)
- 526 m Rötalinär (108 m)

Die hohe Mächtigkeit von 259 m dürfte durch Steinsalzlagen bedingt sein.

### 3. Mineralogie (BÜHMANN)

Von dem durchteuften triassischen Anteil der Kernbohrung K 47 wurden im Abstand von ca. 1 m Proben für die mineralogischen Analysen ausgewählt.

#### 3.1. Mineralogische Untersuchungsmethoden

Die Phasenanalyse erfolgte mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie. Von jeder Probe wurde nach dem Mörsern in einer Achtschale eine Pulveraufnahme des Gesamtgesteins (Cu-K $\alpha$  1-Strahlung) erstellt, die einen Überblick über die anwesenden Mineralkomponenten lieferte. Zusätzlich wurde ein weiterer Teil jeder Probe mit einem Mixer in Suspension gebracht – nötigenfalls unter Verwendung von verdünnter HCl zum Lösen des Karbonatanteils – und die Tonsuspension (< 2  $\mu$ m) wurde zum Anfertigen von Streichtexturpräparaten abgetrennt. Texturpräparate sind eine Voraussetzung zum genauen Bestimmen der Tonminerale. Die Basisabstände der Beugungsdiagramme lufttrockener, glykolgesättigter, hydrazingesättigter und auf 500 °C geheizter Texturpräparate ermöglichen die Unterscheidung der Mineralphasen der Tonfraktion.

Die Mineralansprache erfolgte auf Grundlage der ASTM-Kartei. Ein Mineral galt als identifiziert, wenn mindestens drei Reflexe des Pulverdiffraktogramms sicher bestimmt waren. Das Ausmessen der Peakhöhen des stärksten Röntgenreflexes jedes anwesenden Minerals erlaubt auch eine Abschätzung der Mengenverhältnisse, die in Taf. 1 wiedergegeben sind.

Die Diffraktogramme der darüber hinaus zur genaueren Unterscheidung der Tonminerale angefertigten Texturpräparate wurden wie folgt interpretiert:

In die Kaolinitgruppe wurden die 7 Å Minerale gestellt, die im lufttrockenen und glykolgesättigten Präparat einen Basisabstand von 7,1 – 7,2 Å aufweisen, der sich im hydrazingesättigten Präparat auf 10,4 Å verschiebt. Ein Erhitzen des Präparats auf 500 °C hat die Zerstörung des Kristallgitters und das damit verbundene Verschwinden der Reflexe zur Folge. Die Glimmer und Illite weisen einen 10 Å Reflex auf, dessen Lage sich weder nach Glykol- und Hydrazinsättigung noch durch Heizen des Präparats auf 500 °C verschiebt. Als Chlorit werden 14 Å Minerale bezeichnet, die nach den genannten Sättigungen die Lage ihrer Basisreflexe nicht verändern, jedoch nach Heizen auf 500 °C eine Verschiebung des 002 zu 001 Peakhöhenverhältnisses zu Gunsten des 1. Basisreflexes erfahren. Unter dem Begriff Smektit werden diejenigen Minerale zusammengefaßt, die im lufttrockenen Zustand des Präparats ihren 001 Reflex nahe beim 001 des Chlorits aufweisen oder möglicherweise mit diesem koinzidieren. Nach Hydrazinsättigung kann sich der 1. Basisreflex des Smektit bis auf 13 Å verschieben, nach Glykolsättigung erreicht er 17 Å, und nach dem Heizen auf 500 °C nimmt er einen Wert zwischen 9,5 und 10,0 Å ein.

Neben diesen genannten Mineralen tritt in den untersuchten Proben ein Wechsellagerungsmineral auf, das sich an der intermediären Lage seiner Reflexe sowie an dem großen Basisabstand von 29 Å im Normaldiffraktogramm zu erkennen gibt. Die 2. Ordnung ist wesentlich stärker als die 1. ausgebildet und bei 14,5 Å anzutreffen. Sie verschiebt sich nach Glykolsättigung auf 15,5 Å und nach dem Heizen auf ca. 13 Å. Diese Kriterien sowie die Ausbildung höherer Ordnungen zeigen eine regelmäßige Wechsellagerung von chloritähnlichen 14 Å Schichten mit quellfähigen (smektitähnlichen) Schichten

an, die nach LIPPMANN (1954, 1959) als Corrensit zu bezeichnen ist. Nach Hydrazinsättigung ist dieses Mineral gut an seinem deutlichen 003 Reflex bei 9 Å zu erkennen. Ferner sind unregelmäßige corrensitähnliche Wechsellagerungen anzutreffen, die in der Taf. 1 gemeinsam mit Corrensit aufgeführt werden.

Das Mengenverhältnis der Tonminerale der  $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion wurde durch Ausmessen der Höhen und Halbwertsbreiten der 1. Basisreflexe von Kaolinit, Illit und Smektit und der 2. Basisreflexe von Chloit und Corrensit aus den Diffraktogrammen der glykol- und hydrazingesättigten Präparate bestimmt. Die Summe dieser Flächeninhalte wurde 100% der Tonfraktion gleichgesetzt. So stellt die Basisfläche ein Maß für die Häufigkeit der auftretenden Minerale dar. Die errechneten Mengenverhältnisse sind in Taf. 1 aufgeführt.

### 3.2. Mineralparagenesen

Im folgenden werden die in der Bohrung angetroffenen Mineralparagenesen vom Liegenden zum Hangenden vorgestellt (Taf. 1). Es wird versucht, vor allem unter Berücksichtigung der Tonmineralverhältnisse die Sedimente des Röts in Abschnitte zu gliedern.

Im angetroffenen höheren Teil der Solling-Folge wird die Tonfraktion im wesentlichen von den Mineralen Illit und Smektit geprägt, die im umgekehrten Verhältnis zueinander stehen. Hohe Illitgehalte sind im allgemeinen in den tonigen Proben, hohe Smektitgehalte dagegen in den sandigen anzutreffen. Außerdem sind fast immer Gehalte um oder  $< 10\%$  an Chlorit vorhanden. In wenigen Proben tritt Kaolinit mit Gehalten  $< 10\%$  auf, und in einer Probe erreicht sein Anteil 18%. Der Charakter des Gesamtgesteins der Solling-Folge äußert sich in hohen Quarzgehalten. Daneben finden sich Kalifeldspäte, Kalzit, Dolomit und in zwei Proben Hämatit.

Mit dem Auftreten von Gips (ab 233,10 m) und Magnesit (ab 232,2 m) liegt ein anderes Milieu vor, das merklich weniger als die Solling-Folge vom Detritus bestimmt wurde. Diese beiden Minerale kennzeichnen gemeinsam mit Corrensit (ab 232,2 m), der als Indikator für saline Bedingungen anzusehen ist (LUCAS 1962), hier den mineralogischen Übergang von der Solling-Folge zum Röt.

Außer Corrensit konnten in den untersuchten Rötproben Chlorit, Smektit und Illit beobachtet werden; Kaolinit wurde nicht festgestellt. Im Gesamtgestein treten neben den genannten Tonmineralen Magnesit, Dolomit, Kalzit, Gips, Coelestin, Plagioklase und Kalifeldspäte auf; Quarz war immer zugegen. Bei der Mineralverteilung im Gesamtgestein fällt generell der hohe Dolomit- und der hohe Quarzanteil auf; demnach wäre das Gestein als toniger, dolomitischer Schluffstein, mergeliger Schluffstein oder toniger Schluff-Dolomit zu bezeichnen.

Bei der Betrachtung der Mineralverteilung des Gesamtgesteins muß allerdings berücksichtigt werden, daß bei dem gewählten Auswerteverfahren der Anteil der Tonminerale leicht unterbewertet wird. Der weitaus größte Teil des Profils kann durch folgende zwei Tonmineralparagenesen beschrieben werden:

1. Corrensit, Illit und Chlorit
2. Illit und Chlorit

Sie werden zu einer Tonmineralfolge zusammengefaßt. Erst im höheren Bereich der Bohrung tritt Smektit hinzu, der dort gemeinsam mit Illit und Chlorit die 3. Tonmineralparagenese bildet. Das als charakteristisch angesehene Mineral ist hier

an, die nach LIPPMANN (1954, 1959) als Corrensit zu bezeichnen ist. Nach Hydrazinsättigung ist dieses Mineral gut an seinem deutlichen 003 Reflex bei 9 Å zu erkennen. Ferner sind unregelmäßige corrensitähnliche Wechsellagerungen anzutreffen, die in der Taf. 1 gemeinsam mit Corrensit aufgeführt werden.

Das Mengenverhältnis der Tonminerale der  $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion wurde durch Ausmessen der Höhen und Halbwertsbreiten der 1. Basisreflexe von Kaolinit, Illit und Smektit und der 2. Basisreflexe von Chloit und Corrensit aus den Diffraktogrammen der glykol- und hydrazingesättigten Präparate bestimmt. Die Summe dieser Flächeninhalte wurde 100% der Tonfraktion gleichgesetzt. So stellt die Basisfläche ein Maß für die Häufigkeit der auftretenden Minerale dar. Die errechneten Mengenverhältnisse sind in Taf. 1 aufgeführt.

### 3.2. Mineralparagenesen

Im folgenden werden die in der Bohrung angetroffenen Mineralparagenesen vom Liegenden zum Hangenden vorgestellt (Taf. 1). Es wird versucht, vor allem unter Berücksichtigung der Tonmineralverhältnisse die Sedimente des Röts in Abschnitte zu gliedern.

Im angetroffenen höheren Teil der Solling-Folge wird die Tonfraktion im wesentlichen von den Mineralen Illit und Smektit geprägt, die im umgekehrten Verhältnis zueinander stehen. Hohe Illitgehalte sind im allgemeinen in den tonigen Proben, hohe Smektitgehalte dagegen in den sandigen anzutreffen. Außerdem sind fast immer Gehalte um oder  $< 10\%$  an Chlorit vorhanden. In wenigen Proben tritt Kaolinit mit Gehalten  $< 10\%$  auf, und in einer Probe erreicht sein Anteil 18%. Der Charakter des Gesamtgesteins der Solling-Folge äußert sich in hohen Quarzgehalten. Daneben finden sich Kalifeldspäte, Kalzit, Dolomit und in zwei Proben Hämatit.

Mit dem Auftreten von Gips (ab 233,10 m) und Magnesit (ab 232,2 m) liegt ein anderes Milieu vor, das merklich weniger als die Solling-Folge vom Detritus bestimmt wurde. Diese beiden Minerale kennzeichnen gemeinsam mit Corrensit (ab 232,2 m), der als Indikator für saline Bedingungen anzusehen ist (LUCAS 1962), hier den mineralogischen Übergang von der Solling-Folge zum Röt.

Außer Corrensit konnten in den untersuchten Rötproben Chlorit, Smektit und Illit beobachtet werden; Kaolinit wurde nicht festgestellt. Im Gesamtgestein treten neben den genannten Tonmineralen Magnesit, Dolomit, Kalzit, Gips, Coelestin, Plagioklase und Kalifeldspäte auf; Quarz war immer zugegen. Bei der Mineralverteilung im Gesamtgestein fällt generell der hohe Dolomit- und der hohe Quarzanteil auf; demnach wäre das Gestein als toniger, dolomitischer Schluffstein, mergeliger Schluffstein oder toniger Schluff-Dolomit zu bezeichnen.

Bei der Betrachtung der Mineralverteilung des Gesamtgesteins muß allerdings berücksichtigt werden, daß bei dem gewählten Auswerteverfahren der Anteil der Tonminerale leicht unterbewertet wird. Der weitaus größte Teil des Profils kann durch folgende zwei Tonmineralparagenesen beschrieben werden:

1. Corrensit, Illit und Chlorit
2. Illit und Chlorit

Sie werden zu einer Tonmineralfolge zusammengefaßt. Erst im höheren Bereich der Bohrung tritt Smektit hinzu, der dort gemeinsam mit Illit und Chlorit die 3. Tonmineralparagenese bildet. Das als charakteristisch angesehene Mineral ist hier

gesperrt gedruckt und soll in dieser Arbeit namengebend für die betreffende Paragenese sein.

Die 1. Tonmineralfolge des Röts umfaßt die Kernstrecke 232–205 m:

Tonmineralparagenese	Reichweite	Mächtigkeit
Illit > Chlorit	205–212 m	7 m
Illit > Corrensit > Chlorit	212–222 m	10 m
Corrensit > Illit > Chlorit	222–232 m	10 m

Der Bereich von 205–232 m lieferte die einzigen Magnesitgehalte im untersuchten Röt und weist die höchsten Gipswerte auf.

Von 205–184 m kann die 2. Tonmineralfolge unterschieden werden:

Tonmineralparagenese	Reichweite	Mächtigkeit
Illit > Corrensit > Chlorit } Illit > Chlorit	184–191 m	7 m
Illit $\geq$ Corrensit > Chlorit	191–205 m	14 m

Die im Liegenden des Gudensberger Sandsteins in geringen Abständen folgenden Wechsel in den Tonmineralparagenesen (184–191 m) deuten auf wechselnde Sedimentationsbedingungen hin.

Die 3. Tonmineralfolge ist am mächtigsten und erstreckt sich von 184–93 m Teufe:

	Tonmineralparagenese	Reichweite	Mächtigkeit
Röt 3	Illit > Chlorit	93–126 m	33 m
	Illit > Corrensit > Chlorit	126–141 m	15 m
Röt 2	Corrensit = Illit > Chlorit	141–156 m	15 m
	Corrensit > Illit > Chlorit	156–180 m	24 m
	Corrensit = Illit > Chlorit	180–184 m	4 m

Diese Folge umfaßt zwei Sandsteinkomplexe, den Gudensberger Sandstein (GS) von 182–184 m an der Basis und den Borkener Sandstein (BS) von 96–100 m nahe der Obergrenze.

Bei 93 m setzt die 4. Tonmineralfolge mit einer viel Corrensit führenden Probe ein, doch dann schließt sich eine bislang hier nicht vorgefundene Smektitparagenese an:

	Tonmineralparagenese	Reichweite	Mächtigkeit
Röt 1	Smektit > Illit > Chlorit	4–17 m	13 m
	Corrensit > Illit > Chlorit	17–81 m	64 m
	Illit > Smektit > Chlorit	81–93 m	12 m

Der größte Abschnitt dieser Folge wird durch die Corrensitparagenese bestimmt. Im Auftreten des Smektit vor allem mit seinen hohen Gehalten im Hangenden des an Corrensit reichen Sediments deuten sich marine Sedimentationsbedingungen an, die in stärkerem Maße als bisher eine marine Öffnung, also abnehmende Salinität, während des Röts widerspiegeln. Dieser Trend wird auch durch die nach oben abnehmende Sulfatausscheidung bestätigt: Gips konnte ab 46 m nicht mehr nachgewiesen werden.

Interessant ist ein Coelestinniveau (40,10–40,20 m), das sich ca. 45 m unter der Basis des Muschelkalks befindet. Überdurchschnittlich hohe Sr-Werte werden aus dem Röt des Thüringer Beckens sowie aus dem südthüringer Bereich aus dem Liegenden der Myophorienplatten beschrieben (KÜHN 1973). Auf die möglicherweise überregionale Bedeutung positiver Strontium-Anomalien deutet RIECH (1978) hin, der aus dem Unteren Muschelkalk von Coburg 4 Sr-Maxima aus dem Liegenden von Leitbänken beschreibt.

Der Übergang zum Muschelkalk wird in der Bg. K 47 nicht, sondern in einer anderen, nahe gelegenen Bohrung K 54 erreicht, die der Vollständigkeit halber hier erwähnt werden soll:

	Tonmineralparagenese	Reichweite	Mächtigkeit
Unt. Muschelkalk	Illit > Chlorit	15–32,5 m	17,5 m
Rötdolomit	Illit > Smektit > Chlorit	32,5–35 m	2,5 m
	Corrensit > Illit > Chlorit	35–40 m	5 m
	Smektit > Illit > Chlorit	40–42 m	2 m

Die tiefste Smektitparagenese (40–42 m) scheint dem Niveau der höchsten Smektitparagenese der Bg. K 47 zu entsprechen. Es schließen sich in einem kurzen Übergangsbereich die Corrensit- und die Smektitparagenese an, ehe sich die Illitvornacht des Unteren Muschelkalks durchsetzt (15–32,5 m).

#### 4. Stratigraphie und Tonmineralogie (BÜHMANN & RAMBOW)

Liegen keine geeigneten Fossilien für die stratigraphische Gliederung einer Gesteinsserie vor, so muß nach petrographischen Gliederungsmöglichkeiten gesucht werden. Aus praktischen Erwägungen heraus werden stratigraphische Grenzen gern an im Gelände erkennbaren und kartierbaren Merkmalen orientiert. Die Ausführungen im Kap. 2 machen jedoch deutlich, daß die weitere Untergliederung des Röts mit einfachen petrographischen Mitteln schwierig und nicht immer ganz zweifelsfrei ist. Auch zeigt sich, daß eine Kartiergliederung nicht immer den genetischen Rhythmen entspricht.

Durch die Röntgendiffraktometrie sind die sedimentpetrographischen Untersuchungsmethoden wesentlich erweitert. Das Erkennen der Tonminerale, die in der <2-µm-Fraktion angereichert sind, ist jetzt auch an einer Vielzahl von Proben leichter durchführbar geworden. Tonminerale können dem Sedimentationsraum als Detritus zugeführt worden sein, dort neugebildet sein oder aus der Umbildung detritischen Materials stammen. Die Neu- und Umbildungen werden im wesentlichen durch das Ablagerungsmilieu geprägt. Ist dieses über weite Beckenteile konstant, so sind diese Tonminerale als stratigraphische Hilfsmittel geeignet. Zu ihnen gehört der hier angetroffene Corrensit, während der Illit des Röts dem festländischen Detritus zugerechnet wird. Somit drückt sich in der Tonmineralfolge von Corrensit- zu Illitparagenese ein Wechsel von vorwiegend salinar-mariner (neu gebildete Tonmine-



rale) zu vorwiegend festländischer (detritische Tonminerale) Beeinflussung des Sediments aus. Eine Folge wird nur dann als vollständig angesehen, wenn sowohl die Corrensit- als auch die Illit-Mineralassoziation angetroffen werden.

Die Grenze Solling-Folge/Röt markiert den sichtbaren Beginn zunehmender salinar-mariner Beeinflussung, während die Grenze Röt 4/Unterer Muschelkalk durch eine Abnahme der Salinität gekennzeichnet ist. Die beiden oben genannten Wechsel wurden zum einen an den Wechsel mineralogischer Folgen gelegt (smS/Röt), zum anderen trennen sie eine solche und beziehen sich nur auf den Wechsel der Paragenesen (Röt/ $\mu$ ).

Unter Berücksichtigung der in den Kap. 2 und 3 vorgestellten geologischen und mineralogischen Ergebnisse könnte für den Borkener Raum folgende stratigraphische Gliederung des Röts in Betracht gezogen werden:

Die Grenze Solling-Folge/Röt wird an die Obergrenze des karbonatischen Feinsandsteins gelegt. Mit dem Residualton beginnt das Röt.

Röt 1 (234,5–184 m) umfaßt den Residualton, die 1. Tonmineralfolge – „Rötsalinar“ im engeren Sinne – und die 2. Tonmineralfolge. In beiden Tonmineralfolgen tritt Corrensit auf, doch wenn man von der Corrensitparagenese an der Rötbasis absieht, bleibt Illit das dominierende Tonmineral. Im tieferen Teil des Röt 1 werden vor allem Tonsteine angetroffen, der höhere Teil besteht meist aus feingeschichteten Ton-Schluffsteinen, die mit sandigen Schluffsteinen wechsellagern. Das Röt 1 enthält die untere Gipszone, die entsprechend der Tonmineralfolgen zweigeteilt werden könnte.

Röt 2 (184–141 m) beinhaltet die an Corrensit reichsten Tonmineralparagenesen der 3. Tonmineralfolge, die mit dem Gudensberger Sandstein einsetzen. Das Röt 2 besteht aus überwiegend feingeschichteten Ton-Schluffsteinen, denen feinkörnige Sandsteine zwischengeschichtet sind. Es enthält die mittlere Gipszone.

Röt 3 (141–93 m) wird durch eine deutliche Illitvormacht und durch geringe Sulfatgehalte gekennzeichnet. Typisch für das Gestein ist ein massiger, ungeschichteter, polygonalbröcklig zerfallender Ton-Schluffstein. Die nach der Tonmineralverteilung zu ziehende Obergrenze des Röt 3 bei 93 m (in Bg. K 47) liegt wenige Meter über dem Borkener Sandstein. Da sie nicht mit einer makroskopisch zu ziehenden petrographischen Grenze zusammenfällt, ist der Borkener Sandstein als Grenzeinheit zu wählen.

Röt 4 (93–4 m in K 47 und 42–31,5 m in K 54) drückt sich mineralogisch vor allem durch seine hohen Corrensitgehalte aus, doch schaltet sich in seinem tiefsten und höchsten Bereich auch Smektit ein. Die Corrensit- und Smektitparagenese setzt ca. 3 m über dem Borkener Sandstein ein, der bereits Schichtungsmerkmale des Röt 4 aufweist, infolge seines Tonmineralgehalts aber in das Röt 3 gestellt werden sollte.

Die Grenze Röt/Muschelkalk wird aufgrund von Geländebeobachtungen an den Wechsel vom Dolomit- zum Kalzitgestein gelegt, der hier 1 m über dem Wechsel von Smektit- zu Illitparagenese liegt.

Bei den oben beschriebenen Änderungen in den Tonmineralparagenesen, die für die Rötgliederung hier vorgeschlagen werden, handelt es sich nicht nur um lokale Erscheinungen, sondern im wesentlichen um weiträumig beobachtbare Phänomene.

Oberes Röt wird in ähnlicher Tonmineralführung wie in Borken von LIPPMANN (1956) und von PAUL & FRANKE (1977) aus dem Raum Göttingen beschrieben. Weitere eigene Ergebnisse aus noch laufenden Untersuchungen an Proben aus dem Raum Kassel, Fritzlar und Schlüchtern/Elm scheinen nicht nur die weite Verbreitung einer Mineralparagenese, sondern auch den nahezu zeitgleichen Wechsel von einer zur anderen zu bestätigen.

Die hier vorgeschlagene Gliederung des Röts ist ein Kompromiß zwischen rein tonmineralogisch-genetischen Gliederungsgedanken und der von HINZE (1967) vorgegebenen Rötgliederung. Wesentlichste Abweichung zu HINZE wäre die Definition der Röt-1/Röt-2-Grenze nicht nach der Farbe, sondern nach der Tonmineralverteilung. Dadurch verschiebt sich diese Grenze in den Bereich des Gudensberger Sandsteins. Inwieweit eine solche Grenzziehung kartiertechnisch praktikabel ist, müßte sich erst noch erweisen.

### 5. Schriftenverzeichnis

- BARTH, W., & HICKETHIER, H. (1977): Röt und tertiäre Sedimente im Raum Schlüchtern (Hessen) nach Kernbohrungen. — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 99–114, 2 Abb.; Wiesbaden.
- BÜHMANN, D. (1974): Die Tonmineralzusammensetzung in den Sedimenten der Niederhessischen Senke als Indikator festländischer Verwitterung und brackisch-mariner Tonmineralneubildung. — *Dissertationsdruck*, 81 S.; Göttingen.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. — *Geol. Jb.*, **84**: 637–716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HOPPE, W., & SEIDEL, G. (1974): Geologie von Thüringen. — 985 S.; Gotha/Leipzig (VEB H. Haack).
- KÄSTNER, H., & SEIDEL, G. (1965): Zur Ausbildung des Oberen Buntsandsteins (Röt) in Westthüringen. — *Geologie*, **14**: 145–152, 2 Abb.; Berlin.
- KÜHN, W. (1973): Zur Spurenelementverteilung in triadischen Gesteinen des Thüringer Beckens. — *Chem. d. Erde*, **32**: 121–132; Jena.
- LAEMMLEN, M. (1966): Die Gliederung des Röt im Raum Bad Hersfeld/Eiterfeld. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**: 373–378, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- LEPPER, J. (1976): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25000, Bl. 4322 Karlshafen, 190 S., 14 Abb., 11 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- LIPPMANN, F. (1954): Über einen Keuperton von Zaisersweiher bei Maulbronn. — *Heidelberger Beitr.*, **4**: 130–134;
- (1956): Clay minerals from the röth member of the triassic near Göttingen (Germany). — *J. Sedim. Petrol.*, **26**, No. 2: 125–139.
- (1959): Corrensit. — In HINTZE-CHUDOBA: *Handbuch der Mineralogie*, Erg. Bd. 2, Lfg. 9: 688–691; Berlin.
- LOHMANN, H. H. (1959): Zum Bau des Oberweserberglandes zwischen Hannoversch-Münden und Karlshafen. — *Diss.*, 233 S.; Hamburg.
- LUCAS, J. (1962): La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation, études sur les argiles du Trias. — *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, **23**: 202 p.; Strasbourg.
- MOTZKA, R. (1968): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5324 Hünfeld, 156 S., 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- & LAEMMLEN, M. (1967): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5224 Eiterfeld, 213 S., 20 Abb., 7 Tab., 5 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- PAUL, J., & FRANKE, W. (1977): Sedimentologie einer Transgression: Die Röt/Muschelkalk-Grenze bei Göttingen. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1977: 148–177; Stuttgart.
- RAMBOW, D. (1967): Die Solling-Folge und der untere Röt (Buntsandstein) in der Niederhessischen Senke. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 83–101, 2 Abb.; Wiesbaden.

- RIECH, V. (1978): Zur Coelestinbildung im germanischen Muschelkalk Süddeutschlands. — Geol. Jb., **D29**: 3–77; Hannover.
- RITZKOWSKI, S. (1968): Die Tektonik der Braunkohlenlagerstätte von Borken (Tertiär, nördliches Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 273–280, 3 Abb., Taf. 9; Wiesbaden.
- SEIDEL, G. (1970): Zur Ausbildung des Oberen Buntsandsteins im östlichen Thüringer Becken. — Geologie, **19**: 514–524; Berlin.

Manuskript eingegangen am 23.2.1979

## Der Obere Buntsandstein bei Kaufungen östlich Kassel

Von

HANS-GÜNTHER KUPFAHL \*

**Kurzfassung:** Die Röt-Gliederung nach HINZE (1967) ist im Raum Kaufungen für die Kartierung anwendbar. *Myophoria costata* (ZENKER) scheint im Röt 2, unabhängig von der Lithofazies, außergewöhnlich zahlreich zu sein.

**Abstract:** Röt-stratigraphy of HINZE (1967) is practicable for mapping in the area of Kaufungen. *Myophoria costata* (ZENKER) seems to be exceptionally numerous in Röt 2.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einführung . . . . .	139
2. Röt 1 . . . . .	140
3. Röt 2 . . . . .	141
4. Röt 3 . . . . .	141
5. Röt 4 . . . . .	142
6. Schriftenverzeichnis . . . . .	142

### 1. Einführung

Auf Bl. 4723 Oberkaufungen treten W des Stadtteils Oberkaufungen Schichten des Oberen Buntsandsteins (Röt-Folge) im oder nahe am Kasseler Graben zutage. Sie fallen in Richtung auf die Grabenachse ein (Abb. 1). Unter Quartärbedeckung erbohrt wurden die Schichten in weiten Teilen der Losse-Aue, ferner an den südlichen Ortsgrenzen Niederkaufungen und im Stadtteil Kassel-Bettenhausen. Nicht selten liegen sie an diesen Stellen in unterschiedlicher Restmächtigkeit den Sandsteinen der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins auf. Morphologisch bilden sich die überwiegend tonig-schluffigen, wenig widerstandsfähigen Röt-Gesteine entlang der Losse als weitspannige Senke ab.

Der nachstehenden Beschreibung liegt die Gliederung nach HINZE (1967) zugrunde, die im untersuchten Gebiet für die Kartierung anwendbar ist. Gemessen am Mittleren Buntsandstein sind die Grenzen zwischen den einzelnen Abfolgen jedoch unscharf.

Nach einem Vergleich der kartierten Mächtigkeiten mit denen verschiedener Bohrprofile aus den Nachbargebieten umfaßt die Röt-Folge bei Kaufungen, mit

\* Dr. H.-G. KUPFAHL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

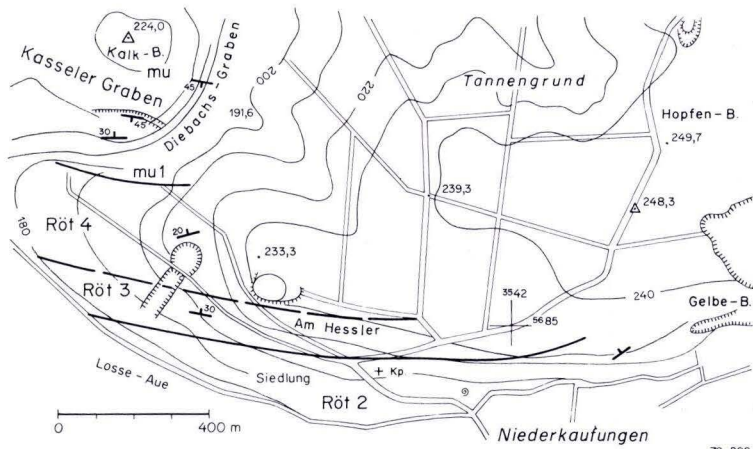


Abb.1. Die Röt-Folge am Hessler-Berg bei Niederkaufungen.

Berücksichtigung eines Verlustes durch Lösungsvorgänge, 190–200 m. Für ihre Abfolgen können folgende Mächtigkeiten veranschlagt werden:

Röt 1: 40 m, Röt 2: 50–60 m, Röt 3: 30 m, Röt 4: 70 m.

Wertvoll für diese Angaben und einige nachstehende lithologische Bemerkungen war die Documenta-Bohrung, Kassel, Friedrichsplatz (Bl. 4622 Kassel West, R 353470, H 568662, 160 m über NN; HORN & RAMBOW 1978), deren Bearbeiter freundlicherweise die genannte Auswertung gestatteten. Das Profil der Bohrung könnte allerdings im Bereich Röt 2 gestört sein.

Aufschlüsse: Hangfuß N Niederkaufungen (Röt 2); Wasserriß E Friedhof Niederkaufungen (R 354178, H 568306, Röt 2); Tongrube am Hessler-Berg NW Niederkaufungen (R 354110, H 568412, Röt 3 und Röt 4); Böschung an der B7, ca. 2,5 km SE Oberkaufungen (Bl. 4724 Großalmerode, R 354662, H 568202).

## 2. Röt 1

Liegendes: Stammener Schichten der Solling-Folge, abschließend mit Chirotherien-Horizont: 1 m Sandstein, weiß, dünnplattig, mit Wellenfurchen, mürb bis schwach quarzitisch, eingeschaltet hellgrüne Ton-Schluffsteinlagen; auf den Schichtflächen der Sandsteine zahlreiche Fährten von *Chirotherium barthi* KAUP (FINDEISEN 1952).

Schichten des 40 m mächtigen Röt 1, die mit scharfem Schnitt über dem Chirotherien-Sandstein folgen, waren nirgends aufgeschlossen. Mehrere, z.T. in der von Röt-Gesteinen unterlagerten Losse-Aue stehende Kernbohrungen, die Röt 1 als Erosionsrest über dem Liegenden erschlossen haben, gaben Einblick in die Schichtenfolge (Archiv hess. L.-Amt Bodenforsch.; Bearbeiter D. RAMBOW).

Hauptsächlich bauen grün- und dunkelgraue, sehr zurücktretend auch violettrote, dünnplattige, häufig calcitische Ton-Schluffsteine die Schichten auf. Steinsalz, dessen Verbreitung im tiefen Röt 1 von N her bis in den Raum Kassel angenommen wird, ist

offenbar vollständig der Subrosion zum Opfer gefallen. Auch Anhydrit bzw. Gips tritt in den Bohrungen nur geringfügig auf. Hingegen schließt in der Documenta-Bohrung ein über 4 m mächtiges, von Ton-Schluffsteinen unterbrochenes Gipslager die Schichten ab. Im Raum Kaufungen wurde der Gips, oberflächennah im Grundwasserbereich gelegen, aufgelöst. Rückstände der Evaporite (Residualton) geben sich in den Bohrungen im Losse-Tal nicht zu erkennen.

### 3. Röt 2

Die 50 – 60 m mächtigen Schichten des Röt 2 bestehen überwiegend aus violettrotten bis violettgrauen und grün- bis hellgrauen, z.T. calcitischen, geschichteten Ton-Schluffsteinen. Reichlich Feinsandsteine, ferner Kalksandsteine, Quarzite, nicht selten auch Dolomitlagen schalten sich ein. Am Hessler sind die Ton-Schluffsteine meist fest und dünnplattig-flaserig ausgebildet. Violettrote und graue Farben greifen unabhängig von der Schichtung häufig diffus-wolkenförmig ineinander. Graue, nach innen ausklingende Ränder um violettrote Stücke zeigen jedoch, daß ein Teil der Ton-Schluffsteine sekundär entfärbt wurde. Die eingeschalteten Sandsteine sind hellgrau und glimmerführend, die Dolomitlagen goldgelb bis gelbbraun verwittert und bis 5 cm stark.

In der Böschung an der B7, SE Oberkaufungen, waren im unteren Teil bunte, dünnplattige Tonmergelsteine mit geringmächtigen Dolomit- und Quarzitlagen des Röt 2 aufgeschlossen (unter den Lesesteinen poröse Quarzitplatten mit einzelnen Steinsalz-Pseudomorphosen). Darüber folgen mit recht scharfem Schnitt Ton-Schluffsteine vom Typ des Röt 3, so daß hier vielleicht der Grenzbereich Röt 2/Röt 3 aufgeschlossen ist.

Am Hessler wurde in grauen, feinsandigen, glimmerführenden Ton-Schluffsteinen des Mittelteils der Abfolge 250 m ESE Friedhofs-Kp. Niederkaufungen (Abb.1) *Myophoria costata* (ZENKER) zahlreich gesammelt (det. E. BUSSE). HINZE (1967: 645) hatte diese Species im tieferen Röt 2 Südniedersachsens nachgewiesen, dort jedoch in oolithischen Kalksteinen, die im Untersuchungsgebiet fehlen. Ebenfalls in großer Zahl sammelte FINDEISEN (1952) auf dem südlichen Unterhang des Eichwaldes (Bl. 4623 Kassel Ost) *Myophoria costata* in grauen Feinsandsteinen (? Gudensberger Sandstein, HORN & RAMBOW 1978), die von grauen Ton-Schluffsteinen begleitet werden (Slg. hess. L.-Amt Bodenforsch.). Nach einer Begehung am Fundort entstammen auch diese Exemplare dem Röt 2. Es scheint, daß *Myophoria costata* durch Häufigkeit und Ausschließlichkeit ihres Auftretens (bis zu 8 Individuen auf einem Handstück) für den Röt 2 einen gewissen Leitwert besitzt. Näheres über die horizontale und vertikale Verbreitung der Muschel teilen BUSSE & HORN (1978) mit.

### 4. Röt 3

Weit vorherrschend im 30 m mächtigen, nicht immer eindeutig abgrenzbaren Röt 3 sind ziegelrote bis braunrote, hell gefleckte, feinsandige, meist karbonatfreie Ton-Schluffsteine mit polygonal-bröckeliger bis -scherbiger Absonderung. Farbe, Flecken und Form der festen bis harten Stücke lassen den Röt 3 auch in der Lesestein-

Bestreuung im allgemeinen gut erkennen. Eine Schichtung ist im Aufschluß nur anhand eingeschalteter Lagen abweichender Lithologie sichtbar. Im Inneren der grüngrauen, kreisrunden, meist mm-großen Entfärbungsflecken, die sich kugelig in das Gestein fortsetzen, sind häufig Vanadium-Kerne nachweisbar (FINDEISEN 1952: 16).

Gut aufgeschlossen waren die Schichten in der Tongrube am Hessler, wo einzelne grüngrau gefärbte Ton-Schluffsteinlagen die Schichtung markieren. Der verdeckt liegende Grenzbereich zum Röt 4 ist in der Tongrube sehr wahrscheinlich gestört. An einer Verwerfung, die zu den südlichen Randverwerfungen des Kasseler Grabens zählt, sind offenbar tiefe Teile des Röt 4 ausgefallen (vgl. Mächtigkeiten und Abb. 1 sowie tiefes stratigraphisches Niveau der nachstehend erwähnten Dolomitlagen).

### 5. Röt 4

Im 60–70 m mächtigen Röt 4 wechseln, soweit Aufschlüsse und Lesestein-Bestreuung erkennen lassen, violett- und dunkelrote, meist typisch feinplattige Ton-Schluffsteine mit grün- bis hellgrauen, dünnplattig-flaserigen Ton-Schluff- und Tonmergelsteinen ab (Mächtigkeit jeweils 2–3 m). Das in der Documenta-Bohrung nahe der Basis der Schichten angetroffene, über 5 m mächtige Gipslager dürfte im Blattgebiet vom Grund- und Oberflächenwasser aufgelöst worden sein.

Im N-Teil der Tongrube am Hessler rahmen rote Tonsteine eine 2 m mächtige Bank grauer geschichteter Ton- und Tonmergelsteine ein, die mehrere gelbbraun verwitterte, bis 15 cm starke Dolomitlagen enthält. Die Gesteine gleichen häufig denen des Röt 2, doch fehlen ihnen Sandsteinlagen fast gänzlich. Quarzite treten nur selten in dünnen Lagen auf. Die dunkelroten Tonsteine sind z. T. ungeschichtet und zerfallen bröckelig bis wulstig-knollig. Von den Tonsteinen des Röt 3 unterscheidet sie der dunkle Farbton und das Fehlen heller Flecken.

Die den Röt 4 abschließenden grauen und gelbgrauen Mergelkalksteine und Tonmergelsteine (Myophorienschichten, in deren oberem Teil: *Lingula*-Dolomit) sind am Hessler nicht aufgeschlossen (vgl. aber Autobahneinschnitt unmittelbar N des Blattrandes Oberkaufungen, PENNDORF 1936). Nach FINDEISEN (1952: 16) ist der *Lingula*-Dolomit im Raum Kassel 2–3 m mächtig und führt *Lingula tenuissima* BRONN und *Myophoria vulgaris* (SCHLOTHEIM).

Hangendes: Gelbe Grenzbank (ca. 0,35 m mächtig) und Wellenkalksteine des Unteren Muschelkalks.

### 6. Schriftenverzeichnis

- BUSSE, E., & HORN, M. (1978): Neue Fossilfunde im Mittleren Buntsandstein NW-Hessens und ihre Bedeutung für die Paläogeographie. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 131–142, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 7; Wiesbaden.
- FINDEISEN, H.-K. (1952): Geologische Beschreibung des Stadtgebietes von Kassel und seiner näheren Umgebung. — Unveröff. Dipl.-Arb., Ruprecht-Karl-Universität Heidelberg, 134 S., mehrere Tab., 1 Kt.; Heidelberg.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im Südniedersächsischen Bergland. — Geol. Jb., **84**: 637–716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.

- HORN, M., & RAMBOW, D. (1978): Profilbeschreibung der Documenta-Bohrung auf Bl. 4622 Kassel-West. — 12 S., 3 Abb., Archiv hess. L.-Amt Bodenforsch., Nr. 4622/428; Wiesbaden.
- PENNDORF, H. (1936): Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Kasseler Beckens auf Grund neuer Aufschlüsse. — Festschr. Ver. Naturkde. Kassel, zugleich Abh. u. Ber., **58**: 165–176, 4 Abb.; Kassel.
- RAMBOW, D. (1967): Die Solling-Folge und der untere Röt (Buntsandstein) in der Niederhessischen Senke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 83–101, 2 Abb.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 27.2.1979



## Die geologischen Verhältnisse längs der U-Bahn-Strecke Leipziger Straße in Frankfurt am Main

Von

EBERHARD KÜMMERLE und HANS-DIETER SCHEER\*

**Kurzfassung:** 48 Kernbohrungen, die im Zuge der Vorerkundung des Untergrundes für das U-Bahn-Projekt Leipziger Straße niedergebracht wurden, werden parallelisiert. Es wird versucht, die Schichtglieder nicht nur sedimentologisch-genetisch, sondern auch mittels der Schwermineralspektren und der fossilen Mikroflora zu charakterisieren.

**Abstract:** By means of 48 core drillings with a depth of 30 m the underground along the Leipziger Strasse in Frankfurt/M. has been explored as provided for the Frankfurt subway project. The sedimentological and genetical investigation is completed by heavy mineral and pollen analyses.

**Résumé:** Au moyen des carottes de 48 sondages les couches quaternaires et tertiaires du sous-sol le long de la Leipziger Straße de Francfort s.M. ont été sondées. La description sédimentologique est complétée par des analyses des minéraux lourds et des flores fossiles.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	145
2. Gliederung der erbohrten Schichtenfolge. . . . .	146
3. Schwermineralspektren . . . . .	151
4. Lagerungsverhältnisse . . . . .	152
5. Beobachtungen zur Wasserführung . . . . .	154
6. Ausgewählte Bohrprofile . . . . .	154
7. Schriftenverzeichnis . . . . .	161

### 1. Einleitung

Zur Erkundung des Untergrundes zwischen Bockenheimer Warte im SE und von-Steuben-Straße im NW (Taf. 1) wurden 48 Kernbohrungen bis zu einer Tiefe von 30 m niedergebracht. Sie trafen eine Schichtenfolge an, die dem Quartär und Jungtertiär angehört, wobei entsprechend dem tektonischen Bauplan des Frankfurter Stadtgebietes im SE die ältesten, im NW die jüngsten Tertiäranteile des Streckenabschnittes erreicht wurden.

Die Schichtenfolge umfaßt Obere Hydrobienschichten, Landschneckenmergel, Prososthenienschichten, Congerienschichten, Basaltdecke, Postbasaltische Miozän-

---

\* Dr. E. KÜMMERLE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.  
Dr. H.-D. SCHEER, Landesamt für Umweltschutz, 6504 Oppenheim.

schichten und Pliozän der Niddasenke. Über dem tertiären Stockwerk liegen Main- und Niddaterrassen, ältere Hochflutbildungen, Löß und Auenlehm der Niddatalaue.

Ähnliche Verhältnisse wurden im U-Bahn-Streckenabschnitt Heuss-Allee – Messenparkgelände (KÜMMERLE 1974), in der Zulaufstrecke West der S-Bahn zwischen Hauptgüterbahnhof und Hersfelder Straße und im Verlauf der Nordtangente der A 66 Hansaallee – Ginnheimer Landstraße (KÜMMERLE 1971) ermittelt.

Die vorliegende Arbeit soll die in den genannten Gebieten zusammengetragenen Beobachtungen ergänzen.

Besonderen Dank möchten die Verfasser dem Stadtbahnbauamt Frankfurt a.M. für die freundliche Bereitschaft abstatten, uns das Bohrkernmaterial zur Auswertung zu überlassen. Herrn Dr. VON DER BRELIE, Krefeld, danken wir für die paläobotanische Untersuchung und Datierung von 21 Bohrproben. Herrn Dr. G. HENTSCHEL, Wiesbaden, der uns verschiedene Mineralproben aus Schlämmrückständen mittels der Röntgen-Beugungs-Analyse bestimmte, und Herrn Dr. EHRENBURG, Wiesbaden, danken wir für Hinweise in Fragen der Basaltgeologie.

## 2. Gliederung der erbohrten Schichtenfolge

Unter 0–6,4 m mächtiger Decke aus künstlicher Aufschüttung steht als jüngste Ablagerung der Auenlehm des Niddatals in einer Mächtigkeit von 1–3,3 m an (Brg. 37–48, Taf. 1). Die Hauptmasse dieses lößähnlichen, kalkhaltigen Sedimentes ist abgeschwemmtes Material der Bodenerosion. Dieser steife, teilweise auch bröckelige Schluff mit hohem Sandgehalt, oft auch Geröllen bis zu 6 cm Ø, Eisenmangan- und Kalkkonkretionen, enthält tonig-schluffige Feinsandlagen. Feinlagige Glimmeranreicherungen verdeutlichen die feine Schichtung. Je nach Grad der Oxidation und Gehalt an feinen Pflanzenresten und Sand/Ton-Verhältnis sind die Farben graugrün, grünbraun, graubraun, graugelb, bläulich oder blaßviolett.

Eine humose basale Lage des Auenlehms aus Brg. 40, 3,0–3,5 m, gehört nach VON DER BRELIE in die Kiefern-Hasel-Eichenmischwald-Zeit (älteres Atlantikum bis Boreal, Zonen VI und V) entsprechend der einfachen Gliederung der Waldentwicklung für die Rheinebene (FIRBAS 1952).

Die Untergrenze des Auenlehms liegt im behandelten Profil bei 93 m über NN. Er greift randlich über die Verbreitungsgrenze der Unteren Niederterrasse der Nidda auf die Obere Niederterrasse über (Brg. 37, 38).

Die Untere Niederterrasse der Nidda ist in der heutigen Talaue unter dem Auenlehm in einer Mächtigkeit bis zu 3,5 m verbreitet und tritt nicht an die Oberfläche. Ihre Sedimente sind Fein- bis Grobkies mit Geröllen bis 15 cm Ø sowie Sand mit oft hohem Schluffgehalt in mitteldichter Lagerung. Die Oberfläche trägt eine deutliche Verlehmungsdecke.

Geröllkomponenten sind, neben dem weit überwiegenden Taunusmaterial Quarz, Quarzit, quarzitischem Sandstein und Kieselschiefer Basalt, Gibbsitknollen und Brauneisenstein.

Die Untergrenze der Terrasse liegt bei 91,5–92,5 m über NN.

Löß ist nur an dem nach NW geneigten Hang zwischen Basaltstraße und Kirchplatz erhalten. Seinem Aussehen nach ist er primär, äolisch, in einer schwachen Hohlform der Oberen Niederterrasse abgelagert. Er liegt zwischen 98 und 100 m über NN.



Nach SEMMEL (1972: 108) war die Akkumulation der T6-Kiese (= Obere Niederterrasse) vor rund 20000 Jahren beendet. Es setzte Tiefenerosion ein, während im Bereich der T6-Terrasse Löß zur Ablagerung kam.

Über den Kiesen der Oberen Niederterrasse, randlich noch über diese hinausgreifend, lagert eine meist schluffige Sand-Akkumulation, die vielleicht als Hochflutbildung zu deuten ist. Die Abgrenzung gegen den Terrassenkies ist unscharf, so daß auch eine Zugehörigkeit noch zur Oberen Niederterrasse nicht auszuschließen ist. In den meist braunen, kalkhaltigen oder kalkfreien schluffigen Fein- bis Grobsand ist weißgrüner bis hellgrauer schluffiger Ton lagenweise eingeschaltet. Es ist umgelagertes Material aus tertiären Schichten, die zur Zeit der Akkumulation örtlich an den Hängen freilagen.

Zwischen Kurfürstenstraße und Mühlgasse (Brg. 12–20) fehlen diese vermutlichen Hochflutabsätze. Wahrscheinlich ragte dieses Gebiet aus der Überflutung heraus, so daß es auch von den Sedimenten der Niederterrassen nicht bedeckt ist.

Die Mächtigkeit der Sand-Akkumulation ist rund 5 m, ihre Höhenlage schwankt zwischen 96 und 101 m über NN.

Die Obere Niederterrasse der Nidda ist W der Basaltstraße verbreitet. Das Sediment ist ein kalkfreier, sandiger, z.T. schluffiger Fein- bis Grobkies, dessen Geröllkomponenten denen der Unteren Niederterrasse entsprechen. Die Mächtigkeit erreicht 5 m, die Höhenlage ist zwischen 94 und 99 m über NN.

Ein basaltischer Rücken zwischen Basalt- und Markgrafenstraße trennt die Obere Niederterrasse der Nidda im W von der Oberen Niederterrasse des Mains im E, war also während des Antransports und der Aufschüttung beider Kieskörper Wasserscheide. Die Geröllkomponenten sind im Vergleich zu den Niddaablagerungen deutlich heterogener. Neben reichlich vorhandenem Quarz und Quarzit kommen Buntsandstein, Lydit, Kalkstein und Chalzedon vor. Die Gerölle aus dunkelgrün-grauem dichtem Kalkstein tragen eine weiße Verwitterungsrinde.

Die Mächtigkeit der Oberen Niederterrasse des Mains übersteigt nach E hin 5 m. Ihre Höhenlage ist mit 92–98 m etwas geringer als die der analogen Absätze der spätpleistozänen Nidda; die Differenz ist mit dem natürlichen Gefälle zum Main hin erklärbar.

Die Schichten des Pliozäns lagern als mächtige, limnisch-fluviatile Folge diskordant auf burdigalen Congerenschichten und Basalt. Die Art der Auf- und Anlagerung deutet auf Füllung von Rinnen hin, deren Ränder tektonisch vorgezeichnet sein dürften (s. Kap. 4).

Starker Korngrößenwechsel in der Horizontalen und Vertikalen ist typisch. Es wechseln meist feinsandiger Ton, blaugrau, hellgrau, schwarzbraun, gelbbraun, violettrot; Schluff, Feinsand, Mittel- bis Grobsand, meist grau; Mittel- bis Grobkies mit eckigen bis kantengerundeten Geröllen bis 45 mm Ø. Die Masse der Gerölle ist Quarz und Quarzit; daneben kommen hellgrauer Sandstein, Gibbsitknollen, Hornstein sowie Konkretionen von FeS<sub>2</sub> (Pyrit und Markasit, G. HENTSCHEL) vor.

In Brg. 44 tritt in einer Vertiefung der pliozänen Rinne (Taf. 1) Basaltzersatz auf, der wohl in größeren Massen zusammenhängend aus der benachbarten Basaltdecke erodiert ist, über eine kurze Strecke transportiert und eingearbeitet wurde. Dieses wenig verwitterte Material wirkt fremd in dem sonst extrem widerstandsfähigen, stark

selektierten Pliozänmaterial und ist nur durch die unmittelbare Nähe des Basaltes zu erklären.

In einer kohligen Lage der Brg. 42, bei 9,4–9,7 m, findet sich eine Pollenflora, die nach VON DER BRELIE Pollenspektren aus Sedimenten, die die Klärbeckenflora von Niederrad geliefert haben, entspricht. Diese Mikroflora könnte noch dem Brunsum angehören oder auch etwas älter sein. Sie ist damit dem mittleren bzw. unteren Pliozän zuzuordnen. Da die Auffassung über die Gliederung des Pliozäns z. Z. im Flusse ist, läßt sich eine genauere Zeitangabe gegenwärtig nicht machen.

Zwischen dem mittleren Pliozän der Niddasenke und den nächstälteren Sedimenten des Frankfurter Tertiärs herrscht eine bedeutende Schichtlücke. Dennoch sind die Sedimente der Postbasaltischen Miozänschichten und der Congerienschichten, die ebenfalls limnisch-fluviatil abgelagert sind, denen des Pliozäns sehr ähnlich. Die Korngröße der Gerölle ist jedoch deutlich geringer, und es fehlen noch die Gibbsite („Bauxit“-)knollen, die im Pliozän häufig sind und von einer vorausgegangenen Verwitterungsphase Zeugnis geben. In die Zeit vor Absatz der Pliozänschichten fällt auch die tektonische Verstellung und wellige Verbiegung der älteren Schichtglieder.

In die kalkfreie, tonig-sandige Folge der limnisch-fluviatilen Postbasaltischen Miozänschichten und Congerienschichten ist die im W Frankfurts bekannte tholeiitische Basaltdecke eingeschaltet. Im Hangenden des Basaltes treten mehrere Flöze aus Weichbraunkohle bis 1,5 m Mächtigkeit auf. Diese Kohle ist nach VON DER BRELIE burdigalen Alters (Proben aus den Brg. 27, 33 u. 34) und entspricht damit altersmäßig der Kohle, die im Frankfurter Stadtwald 7 m über Basalt vorkommt (n. VON DER BRELIE in GOLWER 1968).

Als Beispiel für die Pollenführung in diesen Schichten seien die Ergebnisse der Untersuchungen an Proben aus der Brg. 34 angeführt (Tab. 2). In dieser typisch miozänen Mikroflora zeigen die höheren Werte von *Quercoidites henrici* und *Rhoipites pseudocingulum* aus 7,30 bis 7,95 m das Burdigal an. In den übrigen Proben dominieren als faziesgebundene Florenelemente *Inaperturopollenites dubius* und *Alnipollenites verus*.

Im Liegenden des Basaltes (Congerienschichten) fehlen zwar die Flöze, doch unterscheiden sich die tonig-sandigen Bildungen an sich nicht von denen im Hangenden der Decke (Postbasaltische Miozänschichten). Weder in den Geröllkomponenten (Quarz, Quarzit, quarzitischer Sandstein bis 5 mm, selten bis 10 mm) noch in den Schwermineralspektren (s. u.) lassen sich Unterschiede erkennen.

Der Basalt steht im Gebiet Mühlgasse/Kurfürstenstraße unter der Schuttdecke an. W davon ist er an einer Störung abgesunken und steigt dann nach NW wieder auf, wo er von Auenlehm und Terrassenkies bedeckt wird (Taf. 1). Er fügt sich wie ein Schichtglied in die limnisch-fluviatile Sedimentfolge ein. Wie auch in anderen bereits untersuchten Projektabschnitten wurden auch längs der Leipziger Straße keine Hinweise auf Ausbruchszentren gefunden. Gleichbleibender Chemismus und Mächtigkeit deuten in Verbindung mit weiter Verbreitung (Bockenheim, Westbahnhof, „Pol“ im Main, Louisa, Stadtwald) auf raschen, großflächigen Erguß dünnflüssiger Lava von weiter entfernten Fördergebieten in eine tischebene Niederung hin. Als Ausbruchgebiet ist der südliche Volgelsberg wahrscheinlich, wo Basaltvulkanismus mit überwiegend oberflächlich ausgeflossenen Laven für die Zeit zwischen Aquitan

und Torton/Sarmat, zwischen 17 und 10 Millionen Jahren, belegt ist (u. a. EHRENBERG 1978). Daß die limnisch-fluviatile Sedimentation über der Basaltdecke ohne erkennbaren Hiatus weiterging, läßt auf weitflächige, andauernde Wasserbedeckung schließen. Daraus ist abzuleiten, daß durch verdampfendes Wasser eine Art hydrothermalen Zersetzung der erstarrenden Lava einsetzte. Sie trug zumindest dazu bei, daß nur etwa die Hälfte der Basaltmasse als festes, kompaktes Gestein vorliegt, der übrige Teil aber in schluffig-grusigem Zustand als Basaltzersatz. Letzterer zeigt auch bodenmechanisch ein vom festen Basalt völlig verschiedenes Verhalten, vor allem was Tragfähigkeit, Setzungs- und Entwässerungsverhalten betrifft. Solcher Basaltzersatz wurde beim Bau der Bundesbank auf der Ginnheimer Höhe angefahren und näher untersucht (BRETH & SOMMER 1966).

Die Anreicherung grober Poren und Blasenzüge nach der unteren und oberen Deckengrenze könnte ebenfalls auf starke Wasserdampfbildung, d. h. auf Lavaerguß über feuchtes Gelände (BRINKMANN 1968: 158), hindeuten. Die Blasenzüge sind oft vertikal angeordnet, teilweise auch in der Horizontalen gestreckt. Einzelne Blasen sind horizontal zuweilen mehrere Zentimeter ausgezogen.

Zusammenhänge zwischen Klufflächen und Blasenzügen bestehen nicht; vertikal orientierte Blasenzüge werden von diagonalen Klüften geschnitten und umgekehrt. Die Klüfte, von denen eine mehrere Millimeter tief reichende Verfärbung des Gesteins ausgeht, tragen rostbraune bis graugrüne Beläge, letztere aus Montmorillonitmineralen (G. HENTSCHEL). Aus solchen besteht auch eine hellblaue und schmutzig-gelbgrüne Auskleidung der Blasen; dabei liegt der hellblaue Kristallrasen außen, der gelbgrüne nach dem Blaseninnern. Manche Blasen sind mit einem phillipsitähnlichen Mineral ausgekleidet (G. HENTSCHEL).

An der Basis der Basaltdecke liegt zumeist ein bröckeliger bis halbfester, grün-schwarzer, schwarzbrauner, rotbraun gefleckter oder ziegelroter Schluff. Er zeigt zuweilen basaltähnliche Struktur, ist aber wohl überwiegend ein umgewandeltes Sediment. Zwei von G. HENTSCHEL vorgenommene Analysen ergaben hohe Gehalte an Mineralen der Montmorillonitgruppe, daneben Quarz und geringe Gehalte an Feldspat (Brg. 23, bei 24,8 m; Brg. 28, bei 24,2 m). Entsprechende Bildungen wurden von KLÜPFEL (1953: 335) aus dem Vogelsberg unter der Bezeichnung „Rußgel“ bekanntgemacht und als Kontakterscheinung zwischen Basaltlava und Tertiärsediment gedeutet.

Innerhalb der im vorangegangenen beschriebenen limnisch-fluviatilen Schichtenfolgen des Pliozäns und des Komplexes Postbasaltische Miozän- und Congerienschichten kommen Farbhorizonte vor, die vielleicht als fossile Bodenbildungen, wahrscheinlicher als Einschwemmung von alten Landoberflächen her zu deuten sind.

Pliozäne Tone der Brg. 43 sowie 45–48 sind teilweise intensiv wein- bis violettrot geflammt oder gelbbraun gebändert. Die farblich so gekennzeichneten Partien der Tone unterscheiden sich von der sonstigen, farblich nicht auffälligen Ausbildung lediglich durch eine geringfügige Erhöhung des Eisengehaltes, wie Analysen ergaben (G. HENTSCHEL).

In den Postbasaltischen Miozänschichten tritt in den bearbeiteten Bohrungen keine Rotfärbung auf, doch war eine solche in gleichaltrigen Bildungen im Messe-Parkgelände verbreitet zu beobachten (s. u.). In Brg. 28 und 29 kommen stark eisenschüssige Lagen in Schluff oder Feinsand vor (Taf. 1).

In tonigen Lagen der Congerienschichten traten in mehreren der Bohrungen Rothorizonte auf, so in Brg. 36 und 34 (eine dunkel- bis ziegelrot geflammte über einer rostiggelb gebänderten bis

geflamten Zone). In den Brg. 15–18, 22, 25–28 und 34 tritt die Rotviolettfröbung deutlich horizontgebunden, nämlich 2,5–5,5 m unter der Basaltunterkante auf. Es ist möglich, daß es sich um eine fossile Bodenbildung handelt. Es wäre auch vorstellbar, den erhöhten Fe-Gehalt aus Verwitterungslösungen der hangenden Basaltdecke herzuleiten, doch spricht gegen letztere Annahme die geringe Durchlässigkeit der überwiegend tonigen Schichten.

Örtlich liegt in diesem Niveau auch ein eisenschüssiger Schluff (Brg. 23). In Brg. 15 wurde an der Basis der Congerienschichten ein stark eisenschüssiger Mittel- bis Grobsand erbohrt. Hier ist die Eisenausfällung durch die stauende Wirkung der tonigen Prososthenienschichten zu erklären.

Rothorizonte und Eisenausfällung wurden auch zwischen Heussallee und Messe-Parkgelände vielfach sowohl in den Postbasaltischen Miozän- als auch den Congerienschichten beobachtet (KÜMMERLE 1974). Auch dort lag einer der Rothorizonte auffallend oft rund 6 m unter Basalt. Im Untergrund des Verkehrsknotens Miquelallee wurde Eisenausfällung ebenfalls in diesem Niveau gehäuft angetroffen, wobei hier der Basalt selbst bereits zur Zeit der Aufschüttung der T5-Terrasse abgetragen war (KÜMMERLE 1971).

In den Congerienschichten der Brg. 16–18, jedoch auch innerhalb der Pliozänfolge der Brg. 48 sind in tonig-feinsandigen Lagen Sideritkonkretionen angereichert. Der Sphärosiderit verkittet die Sandkörner zu violett- bis gelbbraunen, aus mm-großen kugeligen Einzelaggregaten zusammengesetzten, unregelmäßig umgrenzten Gebilden mit einem Durchmesser bis 5 cm.

Das nächstältere tertiäre Schichtglied, die Prososthenienschichten, ist durch eine Erosionsdiskordanz von den Congerienschichten getrennt. Mit den Prososthenienschichten, die im Raum Bockenheim–Ginnheim–Rödelheim sehr gleichbleibend entwickelt sind (KÜMMERLE 1971, 1974), endet das brackisch-limnische Mainz-Frankfurter Kalktertiär. Das Ginnheimer Kohleflöz nahe der Oberkante der Prososthenienschichten ist mit örtlich über 2,4 m das stärkste Flöz des untersuchten Profils.

Die Mikroflora des Ginnheimer Flözes (Tab. 2) wurde durch VON DER BRELIE nach dem Untersuchungsbefund aus Proben der Brg. 13, 39, 41 und 42 in das Burdigal eingestuft. Die Floren der in diesem Zusammenhang bearbeiteten Proben zeigen eine faziell bedingte Vorherrschaft von *Inaperturopollenites dubius* sowie *Alnipollenites verus* und stimmen mit den Proben aus 6,60–6,95 m bzw. 8,20–8,50 m der Brg. 34 überein. Anderenorts zeigt das Ginnheimer Flöz die für das Burdigal typische Vorherrschaft von *Quercoidites henrici* und *Rhoipites pseudocingulum* (z. B. in der Brg. 26 am Verkehrsknoten Miquelallee, R 3475540, H 5555121, 7,6–11,6 m unter Ansatzpunkt, 107,2–111,2 m über NN).

Aus der Datierung des Ginnheimer Flözes geht hervor, daß auf Grund der Floren kein Altersunterschied der Braunkohle im Liegenden und Hangenden der Basaltdecke zu ermitteln ist.

Die Landschneckenmergel des ältesten Burdigal (STEPHAN-HARTL 1972) als nächstälteres Schichtglied sind im NW in der Niddaaue in einer örtlichen Aufwölbung angetroffen worden (Taf. 1). Weiterhin sind sie unter der Leipziger Straße, von der Markgrafenstraße nach SE aufsteigend, erbohrt. Die Ausbildung entspricht der im Gebiet Miquel-/Adickesallee (KÜMMERLE 1971) und Heussallee (KÜMMERLE 1974).

Die Brg. 1–3 enden in den wiederum nächstälteren Oberen Hydrobienschichten des Aquitans. Diese sind in den zentralen Stadtgebieten sehr verbreitet (BEST 1975, AMANN et al. 1976, KÜMMERLE 1978). In diesen Bereichen sind die jüngeren Schichtglieder der Abtragung zum Opfer gefallen.

## 3. Schwermineralspektren

Die prozentuale Zusammensetzung der Schwermineralspektren der wichtigsten genannten quartären und tertiären Schichtglieder des Profils Leipziger Straße ist in Tab. 1 zusammengestellt.

Tab. 1. Schwermineralverteilung in Korn-%

Probe	o	p	a	k	Anatas	Andalusit	Apatit	Augit	Biotit	Epidot/Zoisit	Granat	gr. Hornblende	br. Hornblende	Muskovit	Rutil	Sillimanit	Staurolith	Titanit	Turmalin	Zirkon	Olivin	Melanit	Schichtglied
1	66	-	-	9	2	-	29	21	28	-	-	-	-	1	-	-	-	4	6	-	-	-	Obere Niederterrasse des Mains
2	50	-	-	8	-	-	32	30	10	-	-	-	-	3	5	-	-	2	12	-	-	-	
3	44	-	-	6	3	-	27	18	18	-	-	-	-	1	11	-	-	6	13	-	-	-	
4	85	-	1	5	69	x	2	5	4	4	x	-	-	-	-	1	-	1	7	-	1	-	Obere Niederterrasse der Nidda
5	80	-	-	4	56	x	4	1	-	3	x	1	-	1	-	1	3	6	20	1	-	-	
6	80	1	-	2	71	x	-	1	-	4	-	1	-	1	-	2	1	6	8	2	1	-	
7	82	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	2	-	26	71	-	-	Pliozän
8	78	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	11	85	-	-	
9	68	2	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	3	-	12	-	23	60	-	-	-	Postbasaltische Miozänschichten
10	81	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	90	-	-	-	
11	73	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	5	-	20	72	-	-	-	
12	76	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	-	4	-	29	60	-	-	-	Congerien- Schichten
13	78	1	-	-	-	-	4	2	-	-	-	-	-	2	-	3	-	4	67	-	-	-	
14	70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	62	37	-	-	-	
15	80	2	-	-	-	-	3	2	-	-	-	-	-	1	-	4	-	23	65	-	-	-	
16	83	1	1	16	1	x	54	-	1	-	x	1	-	1	-	2	3	6	14	-	-	-	

x = vorhanden

Herkunft der Proben:

Pr. 1-3 Vergleichswerte aus der Oberen Niederterrasse oberhalb Frankfurt a. M.

Pr. 4	Brg. 38 bei 3,9 m	Pr. 11	Brg. 32 bei 7,6 m
Pr. 5	Brg. 39 bei 5,3 m	Pr. 12	Brg. 12 bei 17,6 m
Pr. 6	Brg. 34 3,0-5,0 m	Pr. 13	Brg. 37 bei 28,5 m
Pr. 7	Brg. 42 13,0-15,0 m	Pr. 14	Brg. 39 bei 17,5 m
Pr. 8	Brg. 46 22,9-24,0 m	Pr. 15	Brg. 39 bei 25,5 m
Pr. 9	Brg. 27 7,3-8,4 m	Pr. 16	Brg. 10 bei 24,1 m
Pr. 10	Brg. 27 13,0-13,2 m		

Wie die Geröllkomponenten der Kiese (s.o.), so unterscheiden sich auch die Schwermineralgehalte der Main- und Niddaablagerungen. In Sanden der Oberen



Niederterrasse des Mains finden sich hohe Gehalte an Epidot/Zoisit, Granat, grüner Hornblende, Sillimanit, geringe Anteile an Augit.

In Sanden der Oberen Niederterrasse der Nidda zeigen sich dagegen hohe Augitgehalte. Braune Hornblende, Andalusit, Staurolith, Titanit, Olivin und Melanit sind vorhanden. Die Gehalte an Epidot/Zoisit, Granat und grüner Hornblende sind dagegen gering.

Gegenüber den Pleistozänschichten zeigen die sandigen, kalkfreien Tertiärproben sehr verarmte Schwermineralspektren. Nur die widerstandsfähigsten Komponenten sind überhaupt vorhanden; die Schwermineralvergesellschaftung deutet auf eine scharfe Verwitterungsauslese hin. Im Pliozän überwiegen Zirkon und Turmalin und zeigen hohe Werte im Vergleich zum Pleistozän. Rutil und Staurolith sind ebenfalls vertreten, Epidot/Zoisit sind relativ selten.

Die Spektren der Postbasaltischen Miozän- und der Congerierschichten sind einander und denen des Pliozäns äußerst ähnlich. Das Verhältnis Turmalin zu Zirkon wechselt sehr stark, doch sind beide Werte immer auffallend hoch; eine Beobachtung, die für alle kalkfreien Tertiärsedimente im Rhein-Main-Gebiet gilt (SCHEER 1976).

Ganz anders ist das Spektrum der Kalksande mit zurücktretendem Quarzanteil aus den Landschneckenmergeln (Pr. 16). Hier sind Epidot/Zoisit außerordentlich häufig. Die Werte für Zirkon und Turmalin sind gegenüber den Proben aus den kalkfreien Sedimenten niedrig. Der hohe Gehalt an Apatit deutet auf geringen Verwitterungsgrad des Sedimentes hin.

#### 4. Lagerungsverhältnisse

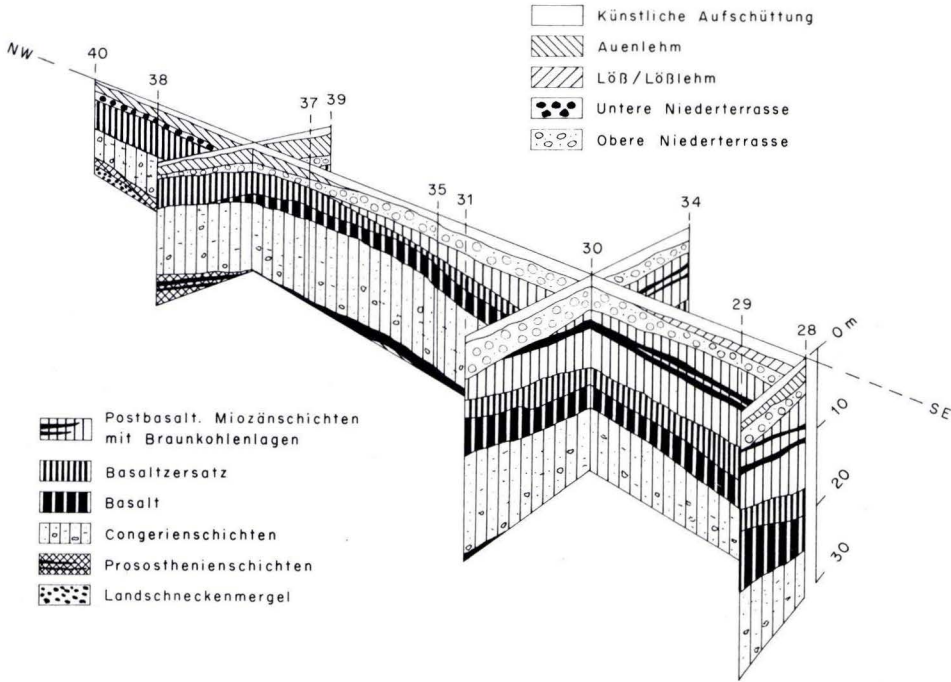
Wie in weiten Bereichen des Stadtgebietes Frankfurt ist auch im untersuchten Streckenabschnitt das generelle Einfallen der Tertiärschichten nach NW, schwankt aber auch zwischen NNW, N und NNE.

Zwischen Bockenheimer Warte und Juliusstraße lassen sich nur unbedeutende Schwankungen der Streichrichtung zwischen 85 und 110° ermitteln. Als Fallwinkel wurden im Bereich Markgrafenstraße und Landgrafen-/Weingartenstraße 8–12° nach NNW bzw. N–NNE errechnet. Zwischen Julius- und Basaltstraße schwankt die Streichrichtung stark, zwischen 95 und 150°, wobei im Bereich der Brg. 17–19 die Oberfläche der Landschneckenmergel mit rund 14° nach NE, die der Congerierschichten viel flacher und nach N einfällt. Im Gebiet Marburger Straße fällt dagegen die Oberfläche der Landschneckenmergel mit 8–10° nach NNW, die der Congerierschichten flach nach NNE ein. Dadurch ergeben sich örtlich große Differenzen in der Mächtigkeit der zwischengelagerten Prosostheniensichten.

Zwischen Basaltstraße und Kirchplatz herrschen ruhige Lagerungsverhältnisse mit Streichwerten von 115–145° und Fallwerten von 4–5° nach NNE bzw. NE (Abb. 1).

Zwischen Kirchplatz und Ochsengraben beträgt das Streichen 105–110°, und die Schichten fallen mit wenigen Graden nach NNE ein.

Im Pliozän W des Ochsengrabens herrscht bei raschem Schichtwechsel unregelmäßige Lagerung; insgesamt senkt sich das Pliozän nach dem Zentrum der Niddasenke hin ab. Seine Basis fällt mit 2–3° nach NW bis W, während sich die unterlagernden Congerien- und Prosostheniensichten flach nach NW herausheben, jenseits der Bahn jedoch nach NW absinken.



79-85

Abb.1. Räumliche Darstellung des Untergrundes im Bereich Kirchplatz in Frankfurt a.M.

Eine Störung zwischen Brg. 21 und 22 mit einem Verwurfsbetrag von rund 32 m trennt eine relativ gehobene Ostscholle von einer relativ abgesunkenen Westscholle. Dadurch ist der in Brg.15–19 oberflächennah anstehende Basalt in Höhe der Basaltstraße abgesenkt; das Ginnheimer Flöz, in Brg.21 zwischen 6,4 und 7,4 m erbohrt, wäre in Brg.22 erst bei rund 39 m zu erwarten.

Aus der Parallelisierung der Bohrungen (Taf.1) geht ferner hervor, daß vor Ablagerung der Congerenschichten/Basalt/Postbasaltische Miozänschichten eine Verstellung und flachwellige Verbiegung der älteren Schichtglieder erfolgt ist. Daher die unterschiedlich tief reichende Abtragung der Prososthenienschiefer; das Ginnheimer Flöz ist in Brg. 19 und Brg. 40 (in letzterer bis auf Reste) ausgeräumt.

Auch die diskordant auflagernde Folge Congerien- bis Postbasaltische Miozänschichten mit der Basaltdecke ist wellig verbogen. Die Störung im Bereich Brg.21/22 hat noch die Postbasaltischen Miozänschichten verstellt. Die Bruchtektonik gehört wohl in die Zeitspanne zwischen (höherem ?) Burdigal und Mittelpliozän und ist im Zusammenhang mit dem Einbruch des Niddagrabens zu sehen, in dessen Grenzbe-  
reich wir uns befinden. Allerdings lassen sich im untersuchten Profil keine eigentlichen Randbrüche zwischen pliozäner Grabenfüllung und Grabenrand (Burdigal) ermitteln, denn Landschneckenmergel und Prososthenienschiefer lagern ungestört. Es ist aus dem Profil (Taf. 1) vielmehr abzuleiten, daß das Pliozän die burdigalen Schichtglieder mit dem Basalt erosiv anschneidet. So erklärt sich auch die Aufarbeitung von

Basaltmaterial (Br. 42/44, s. o.). Die Diskordanz zwischen Burdigal und Mittelpliozän wird vor allem dadurch deutlich, daß das Mittelpliozän in benachbarten Stadtteilen bis in Landschneckenmergel (Rheingauallee – Hauptgüterbahnhof) und Hydrobienschichten (Gleisgelände Hauptbahnhof) einschneidet.

### 5. Beobachtungen zur Wasserführung

Da die Wasserstände in den Bohrlöchern in längerem zeitlichem Abstand, zwischen April und Juli, gemessen wurden, ist der Vergleich derselben über das ganze Profil hinweg nur mit Vorbehalt zu betrachten.

Die Grundwasseroberfläche liegt danach im Bereich der Niddatalaue bei 95 m über NN oder tiefer, vom Kirchplatz ab nach SE jedoch durchweg höher, bis rund 98 m über NN; im NW liegt sie 1–3 m, SE des Kirchplatzes 4–8 m unter Geländeoberfläche. Dabei ist im NW ein schwaches Gefälle nach NW, vom Basaltrücken nach SE ein solches nach SE anzunehmen.

Wesentliche Grundwasserleiter und -speicher mit hohen Fließgeschwindigkeiten sind die Niederterrassen; wo diese fehlen, etwa zwischen Basalt- und Markgrafensstraße, auch die gröberklastischen Anteile der Congerenschichten. Es wurde kein artesisch austretendes, jedoch örtlich gespanntes Grundwasser angetroffen, so im Bereich Marburger/Juliusstraße, in den hier eingemuldeten Congerenschichten, wo tonig-schluffig zersetzter Basalt nach oben hin abdichtet, oder in Br. 48, wo Auenlehm über wasserführendem Terrassenkies als vergleichsweise wenig wasserwegsame Deckschicht wirkt.

### 6. Ausgewählte Bohrprofile

**Br. 2.** Vor dem Haus Nr. 15 Leipziger Str., R 3474950, H 5553927, 100,95 m über NN

– 2,2 m	Schluff, Sand, Kies	Künstl. Aufschüttung
– 2,9 m	Schluff, grüngrau, braun, feinsandig, steif bis bröckelig, glimmerführend, kalkhaltig	Jungwürm, Hochflutbildung
– 3,5 m	Mittel- bis Grobsand, braun, schwach schluffig, Einzelgerölle bis 2 cm Ø	Alt- bis Mittelwürm, Obere Niederterrasse des Mains
– 7,2 m	Mittelsand bis Grobkies, blaßbraun, mitteldicht, bunte Gerölle bis 15 cm Ø	
– 9,3 m	Algenriffkalk, grau, teils grusig – kalksandig, teils hart und grobstückig	Burdigal, Landschneckenmergel
– 20,8 m	Mergelton, grau, steif bis halbfest, mit Lagen von Kalksand, schwarzgrau, fein- bis mittelkörnig, und Kalkschluff, grau; Dolomitsteinbänke, grau, hart, klüftig, bei 9,6–10,0, 11,2–11,4 und 16,6–16,8 m	
– 21,4 m	Algenriffkalk wie vor	
– 24,0 m	Mergelton wie vor	
– 24,25 m	Dolomitstein, grau, klüftig, stückig	Aquitain,
– 26,5 m	Mergelton, dunkelgrüngrau, steif bis halbfest, mit Kalkschluff- und -sandlagen, bei 26,3–26,4 m Bruchschill ( <i>Dreissena</i> )	Obere Hydrobienschichten

- 27,1 m Dolomitstein wie vor, mit Algenstrukturen
- 27,15 m Algenriffkalk wie vor
- 30,0 m Mergelton wie vor, halbfest

**Br. 8.** Ecke Leipziger Straße/Weingarten, R 3474812, H 5554070, 101,79 m über NN

- 1,6 m Sand, Steine künstl. Aufschüttung
- 3,5 m Fein- bis Mittelsand, hellbraun, oben stark schluffig, grobsandig, mitteldicht, Einzelgerölle Jungwürm,  
Hochflutbildung
- 4,3 m Schluff, stumpf-graubraun, wechselnd mit Fein- bis Mittelsand, gelbbraun, schluffig, steif
- 5,6 m Schluff, hellgrüngrau, Linsen von braunem Mittel- bis Grobsand mit Einzelgeröllen bis 5 cm Ø
- 6,0 m Grobsand bis Feinkies, braun, schwach schluffig, mitteldicht, bunte Gerölle bis 6 cm Ø Alt- bis Mittelwürm,  
Obere Niederterrasse  
des Mains
- 7,6 m Fein- bis Grobkies, rostbraun, mittel- bis grobsandig, Gerölle bis 20 cm Ø
- 9,0 m Mittel- bis Grobsand, blaßbraun, bunte Gerölle bis 10 cm Ø
- 9,5 m Grobsand bis Feinkies, blaßbraun, mittel- bis grobkiesig, Gerölle bis 12 cm Ø
- 16,5 m Mergelton, dunkelgrüngrau, schluffig, steif bis halbfest, schwarze Kalksandlagen Burdigal,  
Prosostheniensichten
- 16,7 m Kalksand, Kalkschluff, grau, graugrün, steif bis bröckelig
- 19,1 m Mergel, blaugrün, unten weißgrün, steif bis halbfest, mit grusigem Algenkalk Burdigal,  
Landschneckenmergel
- 19,2 m Mergelstein, weißgrün, hart
- 23,7 m Mergel, blaugrün, graugrün, steif, mit Kalkschluff und -sand, bröckelig, grau; Mergelstein bei 19,4, 21,1 und 23,3 m
- 27,3 m Algenriffkalk, grusig, z.T. hart, hellgrau, dunkelgrau, mit Kalksand- und Mergellagen
- 27,6 m Dolomitstein, grüngrau, hart
- 30,0 m Mergelton, dunkelgrüngrau, schluffig, steif bis halbfest, feine Ostrakodenschille und gelbliche Kalkschlufflagen

**Br. 18.** Vor dem Haus Nr. 82 Leipziger Straße, R 3474569, H 5554192, 104,05 m über NN

- 1,8 m Sand, Kies, Basaltschutt Künstl. Aufschüttung
- 8,5 m Basalt, grau, hart, feinporig, reichlich Blasenzüge, rostbraune Kluftbeläge basaltisches  
Burdigal
- 9,1 m Ton bis Schluff, grüngrau, rostbraun, schwarzgrau marmoriert, steif Burdigal,  
Congerienschichten
- 9,9 m wie vor, blaugrau, graugrün, feinsandig, steif bis halbfest, Sideritkonkretionen
- 10,5 m Fein- bis Mittelsand, blaugrau, braungelb, rostbraun, schluffig, bröckelig
- 14,0 m Ton, hellblaugrau, braungrün, steif, bis 11,4 m violettrot, ab 12,4 m braungelb gebändert und geflammt, Feinsandlinsen
- 18,0 m Ton, hellgraublau, hellgraue Feinsandlinsen, nach unten zunehmend

- 18,4 m Schluff bis Feinsand, grünlich-graublau  
 – 18,9 m Ton, graublau, braun gebändert, steif, unten stärker feinsandig  
 – 21,0 m Fein- bis Mittelsand, hellgrau, bröckelig  
 – 21,5 m Mittelsand, hellgrau, grobsandig, feinkiesig, Quarzgerölle bis 4 mm Ø, graublaue tonige Schlufflinsen  
 – 21,9 m Ton bis Schluff, hellgraublau, weißgraue Feinsandlinsen  
 – 22,0 m Ton, graublau, grünbraun, steif  
 – 24,8 m Ton, dunkelgrüngrau, schwarzbraun, schluffig, steif, mit Weichbraunkohle von 22,5–22,7, 23,1–24,1 und 24,3–24,8 m  
 – 29,4 m Mergelton, dunkelgrüngrau, schluffig, steif, bei 26,2–26,9 und 27,0–27,6 m heller und stärker schluffig, Gastropodenschille  
 – 30,0 m Algenriffkalk, hellgrau, grau, grusig, bröckelig, hart
- Burdigal,  
Prososthenienschichten
- Burdigal,  
Landschneckenmergel
- Brg. 22.** Ecke Leipziger/Basaltstraße, R 3474416, H 5554264, 102,81 m über NN  
 – 2,0 m Sand, Schluff, Steine  
 – 3,0 m Fein- bis Grobsand, oben tonig-schluffig, hellbraun, schwach feinkiesig, mit grauen schluffig-tonigen Linsen  
 – 4,0 m Mittelsand, braun, schluffig, fein- und grobsandig, feinkiesig, kalkhaltig  
 – 6,2 m Wechsel von Ton, hellgraugrün, hellgrünbraun, feinsandig, steif, und Feinsand, graugrün, hellgrau, rostfarben, schluffig  
 – 11,25 m Ton bis Schluff, dunkelbraun, ab 10,0 m dunkelgrüngrau, steif, Weichbraunkohle von 6,4–6,7, 7,1–7,6, 7,9–8,0, 9,9–10,0 und 10,8–11, 25 m  
 – 14,8 m Ton, grüngrau, schluffig, feinsandig, steif bis halbfest  
 – 15,65 m Schluff bis Feinsand, graugrün  
 – 15,8 m Ton, grüngrau, schluffig, steif  
 – 16,1 m Schluff bis Feinsand, graugrün, steif  
 – 17,0 m Ton, grüngrau, feinsandig, steif bis halbfest  
 – 22,0 m Basaltzersatz, blaugrau, grün, braun, tonig, grusig, steif bis halbfest  
 – 24,6 m Basalt, grau, hart, blasig, porös, klüftig  
 – 24,8 m Schluff, dunkelgraubraun, bröckelig („Rußgel“)  
 – 26,0 m Schluff, unten Feinsand, grüngrau, tonig, steif  
 – 30,0 m Ton, blaßblaugrün, braungelb, violettstichig gestreift, steif bis halbfest
- künstl. Aufschüttung  
Jungwürm,  
Hochflutbildungen
- Burdigal,  
Postbasaltische  
Miozänschichten
- basaltisches  
Burdigal
- Burdigal,  
Congerienschichten
- Brg. 28.** Vor dem Haus Nr. 25 Gremppstraße, R 3474257, H 5554361, 100,96 m über NN  
 – 1,0 m Schluff, Sand, Steine  
 – 3,1 m Schluff, Löß, feinsandig, steif  
 – 4,6 m Fein- bis Grobkies, hellgrau, hellbraun, schluffig, sandig, mitteldicht, Gerölle bis 15 cm Ø
- künstl. Aufschüttung  
Jungwürm  
Alt- bis Mittelwürm,  
Obere Niederterrasse  
der Nidda

– 5,5 m	Ton, grüngrau, feinsandig, wechselnd mit Feinsand, graugrün, braungelb	Burdigal, Postbasaltische
– 5,95 m	Ton, braungrün, rostbraun, blaugrau, wechselnd mit Schluff, braunschwarz, kohlig, mit Feinsandlinsen	Miozänschichten
– 7,0 m	Feinsand, hellgrau, und Ton bis Schluff, graugrün, in feinschichtigem Wechsel	
– 8,4 m	Ton bis Schluff, oben grüngrau, unten braunschwarz, steif bis halbfest	
– 8,9 m	Weichbraunkohle, schwarzbraun	
– 10,15 m	Ton, dunkelgrüngrau, graubraun, steif	
– 11,05 m	Weichbraunkohle wie vor	
– 12,4 m	Ton, grüngrau, steif, unten feinsandig	
– 16,5 m	Schluff bis Feinsand, hellgrau, gelbbraun, graugrün, grünbraun, ziegelrot, steif bis bröckelig, Brauneisenstein bei 15,2 und 16,0 m	
– 17,0 m	Ton, rostbraun, braungrün, unten grau, steif bis halbfest	
– 20,0 m	Basaltzersatz, graugrün, grünbraun, blaugrün, tonig, schluffig, grusig	basaltisches Burdigal
– 24,2 m	Basalt, grau, hart, feinporös, ab 23,5 m reich an Blaszügen	
– 24,4 m	Schluff, dunkelgrüngrau, grauschwarz, tonig, halbfest („Rußgel“)	Burdigal, Congerenschichten
– 30,0 m	Ton, grüngrau, blaugrau, rostbraun, bei 29,5 m violettrot gebändert, feinsandig, steif bis halbfest	

**Brg. 34.** Am St.-Elisabethen-Krankenhaus, Ecke Ginnheimer/Grempstraße, R 3474197, H 5554435  
99,76 m über NN

– 0,8 m	Sand, Kies, Steine	künstl. Aufschüttung
– 1,6 m	Schluff, gelbbraun, kalkhaltig, weich; Löß	Jungwürm
– 2,0 m	Fein- bis Grobkies, hellbraun, schluffig, sandig, kalkhaltig	Alt- bis Mittelwürm, Obere Niederterrasse der Nidda
– 2,5 m	Mittel- bis Grobkies, orange-hellbraun, stark sandig, schwach schluffig	
– 4,8 m	Fein- bis Grobkies, blaßbraun, hellgrau, stark grobsandig	
– 6,7 m	Ton, rostbraun, unten blaugrau, grüngrau, schluffig, steif	Burdigal, Postbasaltische Miozänschichten
– 7,4 m	Weichbraunkohle, braunschwarz	
– 8,2 m	Ton, dunkelgrüngrau, steif	
– 8,5 m	Weichbraunkohle wie vor	
– 11,2 m	Ton, graugrün, bläulichgrün, teilweise feinsandig, steif	
– 13,2 m	Schluff bis Feinsand, bläulichgrün, blaßgrün, gelbbraun, hellgrüngrau, tonig, steif; bei 12,5 m Sideritkonkretionen, bei 12,7 m Brauneisenstein	
– 14,8 m	Basaltzersatz, schwarzgrau, grünbraun, graugrün, tonig, teilweise halbfest	basaltisches Burdigal
– 23,2 m	Basalt, dunkelgrau, teils halbfest zersetzt, teils hart und stark klüftig	
– 23,3 m	Schluff, stumpf-graubraun, braunrot, bröckelig, oben mit Basaltstruktur („Rußgel“)	Burdigal, Congerenschichten

- 24,7 m Ton bis Schluff, graugrün, dunkelgrau, bläulichgrün, steif
- 25,5 m wie vor, feinsandig
- 26,2 m wie vor, kaum sandig, graublau, dunkel- und ziegelrot geflammt
- 30,0 m Ton, hellgraublau, grünbraun, rost- bis gelbbraun gebändert, wechselnd stark feinsandig, steif bis halbfest

**Brg. 38.** Im Hof Fritzlarer Straße 14, R 3474049, H 5554423, 98,48 m über NN

- 1,5 m Sand, Schluff, Steine, Ziegelreste künstl. Aufschüttung
- 2,6 m Schluff, grüngelb, graugrün, rostfleckig, teils tonig, teils sandig, kalkhaltig, steif Holozän, Auenlehm
- 4,2 m Fein- bis Grobkies, hellbraun, sandig, mitteldicht, Gerölle bis 5 cm Ø Alt- bis Mittelwürm, Obere Niederterrasse der Nidda
- 9,8 m Basaltzersatz, hellbraun, grün, schluffig, halbfest bis fest basaltisches Burdigal
- 10,1 m Schluff, stumpf-braungrau, tonig, steif bis bröckelig („Rußgel“) Burdigal, Congerienschichten
- 11,3 m Ton, blaugrau, grüngrau, nach unten zunehmend feinsandig, steif bis halbfest
- 11,6 m Feinsand, grau, oben und unten stark tonig
- 13,7 m Ton bis Schluff, blaugrau, stark feinsandig, steif
- 17,0 m Feinsand, hellgrüngrau, weißlichgrün, stark schluffig, teilweise tonig, meist steif
- 18,3 m Fein- bis Mittelsand, grünlich-weißgrau, unten graugrün, braun verfärbt, meist schluffig
- 19,9 m wie vor, grobsandig, feinkiesig, ab 19,5 m Quarzgeröllchen bis 5 mm Ø
- 23,1 m Ton bis Schluff, graugrün, lagig stark feinsandig, steif, teilweise halbfest
- 23,4 m Feinsand, schwärzlich- und bläulichgrün, schluffig, steif
- 23,7 m Fein- bis Mittelsand, bläulich-graugrün, bröckelig
- 23,9 m Schluff bis Feinsand, hellgraugrün, steif bis bröckelig
- 28,1 m Ton, bläulichgrün, grüngrau, schwarzbraun, schluffig, steif; Weichbraunkohle bei 24,7–25,6, 25,8–26,4, 26,5–26,7 und 27,0–27,5 m Burdigal, Prososthenienschichten
- 30,0 m Mergelton, dunkelgrüngrau, schluffig, steif bis halbfest; feine Kalkschlufflagen, hellgrau

**Brg. 45.** Friedrich-Wilhelm-von-Steuken-Straße, Abfahrt Breitenbachstraße, R 3473817, H 5554607, 97,03 m über NN

- 1,4 m Schluff, hellbraun, feinsandig, weich; Löß Rekultivierung
- 2,2 m Schluff, graubraun, dunkelbraun, humos Holozän,
- 2,6 m wie vor, graubraun, rostbraun, violettstichig, Auenlehm
- 3,0 m unten stark tonig, steif
- 3,0 m Mittelsand bis Feinkies, grobkiesig, graubraun, mitteldicht, Gerölle bis 5 cm Ø Jungwürm, Untere Niederterrasse der Nidda

– 4,7 m	Fein- bis Grobkies, graubraun, grobsandig, mitteldicht, Gerölle bis 12 cm Ø	
– 6,6 m	Ton, hellgrau, schluffig, feinsandig, steif, unten Fein- bis Grobsandlage	Mittelploziän
– 7,4 m	Schluff, hellgrau, tonig, feinsandig, steif	
– 10,2 m	Ton, hellblaugrau, blaßviolett, schluffig, lagig fein- bis mittelsandig, steif, oben Tonstein, grau, hart	
– 10,4 m	Schluff bis Feinsand, braungrau, steif	
– 12,2 m	Fein- bis Mittelsand, blaßbraun, hellgrau, und Schluff, dunkelbraun, kohlige Holzreste	
– 12,7 m	Fein- bis Grobsand, fein- bis mittelkiesig, hellgrau, mitteldicht, Gerölle bis 1 cm Ø	
– 13,6 m	Fein- bis Mittelsand, hellgrau, bräunlich, mit Linsen von Schluff, braungrau, steif, unten grobsandig	
– 14,0 m	Fein- bis Mittelkies, grüngrau, sandig, schluffig, Gerölle bis 7 mm Ø, unten kohlige Holzreste	
– 14,2 m	Schluff bis Feinsand, hellbraungrau, fein- bis mittelkiesig, Gerölle bis 15 mm Ø	
– 19,0 m	Fein- bis Mittelkies, hellgrau, mittel- bis grobsandig, Gerölle bis 25 mm Ø (s. Kap. 2), lagig Schluff und Feinsand, grau, bröckelig	
– 24,25 m	Ton, graugrün, schluffig, feinsandig, Linsen von Feinsand, rötlich-hellgrau	Burdigal, Congerienschichten
– 24,5 m	Schluff bis Feinsand, graugrün, bröckelig	
– 24,8 m	Schluff, bläulichgrün, schwarzbraun, kohlig	Burdigal,
– 25,55 m	Ton bis Schluff, dunkelgrüngrau, steif bis bröckelig, mit Pflanzenresten	Prososthenienschichten
– 26,1 m	Kalkschluff und -sand, graugrün, gelbgrau, bröckelig	
– 26,6 m	Ton, grün, steif, mit Lagen von Kalkschluff und -sand, hellgrau	Burdigal, Landschneckenmergel
– 26,7 m	Algenriffkalk, dunkel- und hellgrau, grusig	
– 28,55 m	Mergel, graugrün, tonig, steif, wechselnd mit Kalkschluff und -sand, graugrün	
– 28,9 m	Mergelstein bis Kalkstein, weißlichgrün, hart, splitterig	
– 29,0 m	Mergelkalk, weißlichgrün, halbfest	
– 29,15 m	Kalkschluff und -sand, grüngrau, steif bis bröckelig	
– 29,2 m	Mergelton, dunkelgrüngrau, schluffig, steif, mit Trockenriß (gefüllt mit Kalksand)	
– 30,0 m	Kalksand, dunkelgrau, grüngrau, bröckelig	



Tab. 2. Pollenspektren aus Proben der Bohrungen 34 und 42 sowie 26/Miquelallee (nach VON DER BRELIE)

Bohrung	34						42		26 Miquelallee	
	6,60 -6,65	6,90 -6,95	7,30 -7,35	7,90 -7,95	8,20 -8,25	8,45 -8,50	17,50 -17,70	18,00 -20,00	8,30 -8,40	10,00 -10,10
Labor-Nr. GLA NW	73941	73942	73943	73944	73945	73946	73951	73952	63860	63863
	Postbasaltische Miozän-Schichten						Ginnheimer Flöz			
<b>Pollenites</b>										
<i>Abietinaepollenites microalatus</i> (R. POT. 1931c) } <i>Pinuspollenites labdacus</i> (R. POT. 1931c) }	5	1	2	—	1	5%	2	12	3	4%
<i>Inaperturopollenites dubius</i> (R. POT. & VEN. 1934)	2	63	50	6	21	25	28	30	30	14
<i>Taxodiaceapollenites hiatus</i> (R. POT. 1931c)	—	4	1	—	—	2	—	3	1	—
<i>Sequoiapollenites polyformosus</i> THG. 1937	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cupuliferoidaepollenites quisqualis</i> (R. POT. 1934)	7	—	2	—	1	—	1	2	—	3
<i>Cupuliferoidaepollenites fallax</i> (R. POT. 1934)	9	3	1	1	—	2	1	—	—	2
<i>Quercoidites henrici</i> (R. POT. 1931a)	12	6	8	21	5	5	2	8	12	30
<i>Quercoidites microhenrici</i> (R. POT. 1931b)	2	2	1	—	—	—	—	—	—	—
<i>Tricolpopollenites asper</i> TH. & PF. 1953	—	1	—	—	—	1	—	—	—	3
<i>Fraxinopollenites confinis</i> (R. POT. 1934)	—	—	—	—	—	13	—	—	—	—
<i>Platanoidites gertrudae</i> (R. POT. 1931a)	—	—	—	—	1	4	—	1	—	1
<i>Cupuliferoipollenites pusillus</i> (R. POT. 1934) [einschl. <i>C. oviformis</i> (R. POT. 1934)]	—	7	2	5	4	2	—	3	—	—
<i>Ilexpollenites</i> sp. sp.	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Rhoipites pseudocingulum</i> (R. POT. 1931a)	2	3	18	38	6	—	—	2	14	10
<i>Tricolporopollenites villensis</i> TH. & PF. 1953	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>Cyrrillaceapollenites megaexactus</i> (R. POT. 1931b)	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—
<i>Cyrrillaceapollenites exactus</i> (R. POT. 1931b)	—	—	—	1	—	2	—	1	—	—
<i>Nyssapollenites</i> sp. sp.	—	—	—	4	1	—	—	—	—	—
<i>Tetracolporopollenites</i> sp. sp.	—	—	—	1	—	—	—	—	2	—
<i>Monoporopollenites gramineoides</i> MEYER 1956	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Betulaceoipollenites bituitus</i> (R. POT. 1931a)	1	—	—	1	—	1	—	—	1	1
<i>Trivestibulopollenites betuloides</i> Pf. i. TH. & PF. 1953	—	—	—	1	1	1	2	1	—	1
<i>Ostryoipollenites rhenanus</i> TH. i. R. POT., TH. & THG. 1950	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—
<i>Tripuripollenites corytoides</i> Pf. i. TH. & PF. 1953	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Engelhardtioipollenites punctatus</i> (R. POT. 1931a)	11	—	2	2	2	3	1	2	2	6
<i>Engelhardtioidites microcoryphaeus</i> (R. POT. 1931a)	—	1	1	—	1	2	2	5	—	1
<i>Triatriopollenites myricoides</i> (KREMP 1949)	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
<i>Intratripuripollenites instructus</i> (R. POT. 1931d)	2	1	—	—	5	1	1	5	—	2
<i>Subtripuripollenites simplex</i> (R. POT. 1931c)	2	2	—	—	5	8	—	—	2	8
Tripurates, unbestimmbar	1	1	—	—	—	—	—	1	—	1
<i>Alnipollenites verus</i> (R. POT. 1931c)	33	3	5	13	41	14	56	22	23	8
<i>Ulmipollenites undulosus</i> WOLFF 1934	6	1	4	1	3	6	4	2	10	4
<i>Polyatriopollenites stellatus</i> (R. POT. 1931b)	2	—	—	—	1	1	—	—	—	—
<i>Periporopollenites stigmosus</i> (R. POT. 1931a)	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1
<i>Ericipites</i> sp. sp.	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Summe der Pollenites =	100	100	100	100	100	100%	100	100	100	100%
<b>Sporites (bezogen auf die Summe der Pollenites = 100%)</b>										
<i>Sphagnusporites</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Laevigatisporites neddeni</i> R. POT. 1931	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
<i>Baculatisporites primarius</i> (WOLFF 1934)	—	1	—	—	1	—	—	—	—	9
<i>Polypodiaceoispores</i> sp.	3	—	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Laevigatisporites haardti</i> MEYER 1956	72	2	4	4	4	28	—	1	—	—
<i>Verrucatisporites alienus</i> (R. POT. 1931)	3	—	—	—	—	—	4	11	8	7
<i>Tetrapidites</i> KLAUS 1950	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—

## 7. Schriftenverzeichnis

- AMANN, P., BEST, G., & SCHNEIDER, W. (1976): Bodenmechanische und geologisch-sedimentpetrographische Ergebnisse einer 100 m tiefen Kernbohrung im Untermiozän von Frankfurt am Main. — Geol. Jb., **C16**: 23–68, 19 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- BEST, G. (1975): Feinstratigraphie der Hydrobien-Schichten (Untermiozän, Mainzer Becken). — Mainzer geowiss. Mitt., **4**: 75–183, 18 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Mainz.
- BRETH, H., & SOMMER, H. (1966): Die Tragfähigkeit und Entwässerung von Schluff.-Vortr. Baugrundtagung 1966 München: 1–17, 13 Abb.; Essen.
- BRINKMANN, R. (1968): Gefüge und Vulkanotektonik im Vogelsberg (Niederhessen). — Geol. Rdsch., **57**: 148–165, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H. (1978): Vulkanische Gesteine. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. Nr. 5620 Ortenberg: 88–137, 10 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- FIRBAS, F. (1952): Waldgeschichte Mitteleuropas. 2. Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. — 256 S., 18 Abb., 39 Tab.; Jena (Fischer).
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157–184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- KLÜPFEL, W. (1953): „Basaltgeologie“. Ein Beitrag zur Kenntnis der tertiären Basalte. — Z. dt. geol. Ges., **104**: 326–353, 2 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- KÜMMERLE, E. (1971): Zur Geologie der nordwestlichen Stadtgebiete von Frankfurt a. M. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 214–231, 5 Abb., Taf. 16; Wiesbaden.
- (1974): Geologische Ergebnisse neuerer Bohrungen in Frankfurt am Main. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 143–158, 1 Abb., Taf. 10; Wiesbaden.
- (1978): Die Tertiärschichten im Stadtgebiet von Frankfurt am Main. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 207–212, 1 Tab.; Stuttgart.
- SCHNEER, H.-D. (1976): Die pleistozänen Flußterrassen in der östlichen Mainebene. — Geol. Jb. Hessen, **104**: 61–86, 5 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. — Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **14**: 105–112, 3 Abb.; Berlin/Stuttgart.
- STEPHAN-HARTL, R. (1972): Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederräder Schleusenammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **64**: 1–97, 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 28.2.1979

## Periglaziale Ablagerungen und Hangentwicklung am Kapellen-Berg bei Hofheim am Taunus

Von  
ROLF WERNER \*

**Kurzfassung:** Die in einem über 1 km langen Weganschnitt aufgeschlossenen Unterhänge des Kapellen-Berges zwischen Lorsbach und Hofheim am Taunus lassen in ihrem Aufbau eine sehr differenzierte, vor allem für die Würm-Kaltzeit gut gliederbare Wechselfolge von Solifluktionsschutt, Erosionsdiskordanzen und Löß mit verschiedenen Bodenbildungen erkennen. Den zahlreichen Schuttbildungen kommt dabei keine starre stratigraphische Position zu. Ebenso wenig läßt sich eine zyklenhafte Abfolge der Formungsprozesse erkennen.

[Periglacial Sediments and Slope Development at the Kapellen-Berg near Hofheim, Southern Taunus Mountains]

**Abstract:** The lower slopes of the „Kapellen-Berg“ between Lorsbach and Hofheim in the Southern Taunus Mountains are built up of very differentiated series of solifluction deposits, loess with fossil soils and erosion discordances. Especially the sediment series which belong to the last coldperiod (Würm) consist of many different strata. In the whole profile solifluction deposits occur in different stratigraphic positions. But a regularly repeating periodic sequence or cycle of morphodynamic processes does not exist.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Problemstellung . . . . .	163
2. Lage und Situation des Aufschlußprofils „Heinrichsweg“ . . . . .	166
3. Die Schichtenfolge des Aufschlusses . . . . .	168
4. Die Hangentwicklung im Bereich des Aufschlusses . . . . .	174
5. Zusammenfassung . . . . .	176
6. Schriftenverzeichnis . . . . .	176

### 1. Einleitung und Problemstellung

Bei der pleistozänen Hangentwicklung im ehemals nicht vergletscherten Teil Mitteleuropas spielen, wie schon seit langem bekannt ist, periglaziale Formungsprozesse fluvialer, solifluidaler und äolischer Art die entscheidende Rolle. Dabei ist es vielfach gelungen, die Hangentwicklung sehr differenziert und detailliert zu rekonstruieren. Eindeutig und sicher ist dies jedoch nur dort möglich, wo durch fossile Bodenbildungen und vulkanische Einschaltungen stratigraphisch gut gliederbare Lößablagerungen den Aufbau der Hänge bestimmen. Überall dort aber, wo auf den

\* Dr. R. WERNER, Am Hohlack 13, 6000 Frankfurt a. M. 50.

Hängen über dem anstehenden Gestein nur eine wenig gegliederte Folge von Solifluktionsschuttdecken oder andere Ablagerungen vorherrschen, in denen sich fossile, vor allem interstadiale Böden nicht so gut ausbilden bzw. abzeichnen konnten wie im Löß, oder wo eventuell vorhandene Interglazial- und Interstadialböden wieder abgetragen wurden, gestaltet sich die Untersuchung und vor allem die Datierung der Hangentwicklung schwierig.

Da in Hangbereichen das Fehlen gut datierbarer Straten der Regelfall ist, ist es lange Zeit auch im Rhein-Main-Gebiet nicht gelungen, die hier ähnlich wie in anderen Teilen Mitteleuropas auftretende, in der Regel dreigliedrige Solifluktionsschuttdeckenfolge (Deckschutt – Mittelschutt – Basisschutt sensu SEMMEL 1968; 1973: 298) über den jungtundrenzeitlichen Deckschutt hinaus stratigraphisch näher zu fassen, zumal für den Mittel- und Basisschutt schon von SEMMEL (1968) in manchen hessischen Profilen unterschiedliches Alter nachgewiesen werden konnte und beide dort z.T. auch mehrfach übereinander auftraten (vgl. u. a. auch ROHDENBURG 1968). Zuletzt konnte jedoch von SEMMEL (1974: 40–41, Abb.3-D) auch im Rhein-Main-Gebiet beim Umbau des Schießstandes von Hofheim am Taunus ein Profil gefunden werden, in dem die typische Schuttdeckenfolge gemeinsam mit zwischengeschalteten Lößlagen und fossilen Böden auftritt, so daß, wie in anderen Gebieten schon vorher, eine genauere stratigraphische Einordnung vorgenommen werden konnte.

Nur einige hundert Meter N des von SEMMEL (1974) beschriebenen Profils konnte nun in den Jahren 1974–1975 im Anschluß an die Kartierungsarbeiten am Bl. 5816 Königstein im Taunus der Geomorphologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:25000 (WERNER 1977) ein Aufschluß aufgenommen werden, der es aufgrund seiner Größe und seines Schichtenbildes ermöglicht, die von SEMMEL (1974) angegebene



Abb.1. Überblick über einen Teil des Aufschlußprofils „Heinrichsweg“. Deutlich erkennbar sind einzelne Lößschichten sowie die Zerschneidung des Hanges durch Runsen.

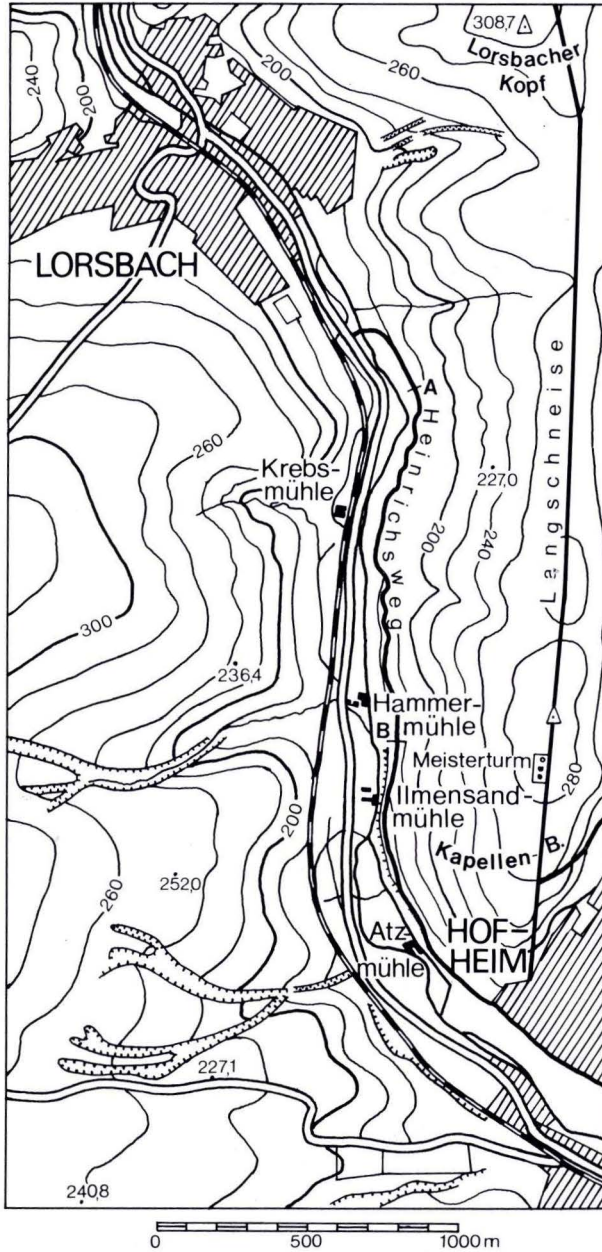


Abb.2. Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. Die Endpunkte des Aufschlußprofils entlang des „Heinrichsweges“ sind mit A und B gekennzeichnet.

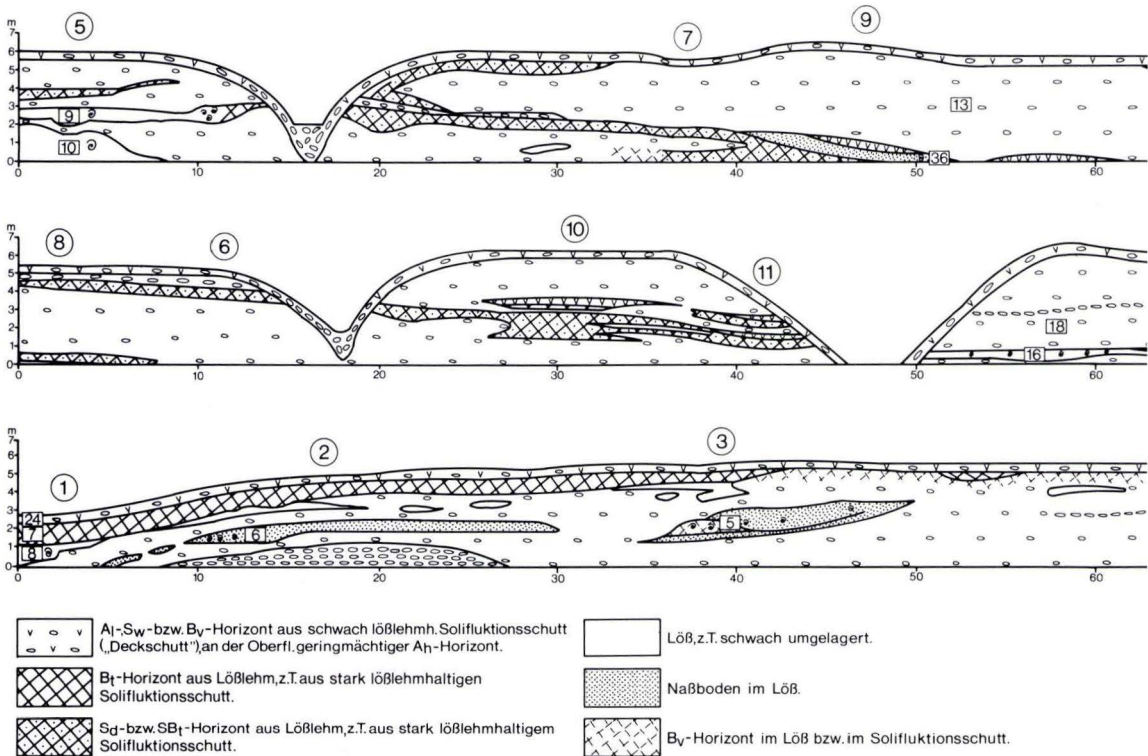


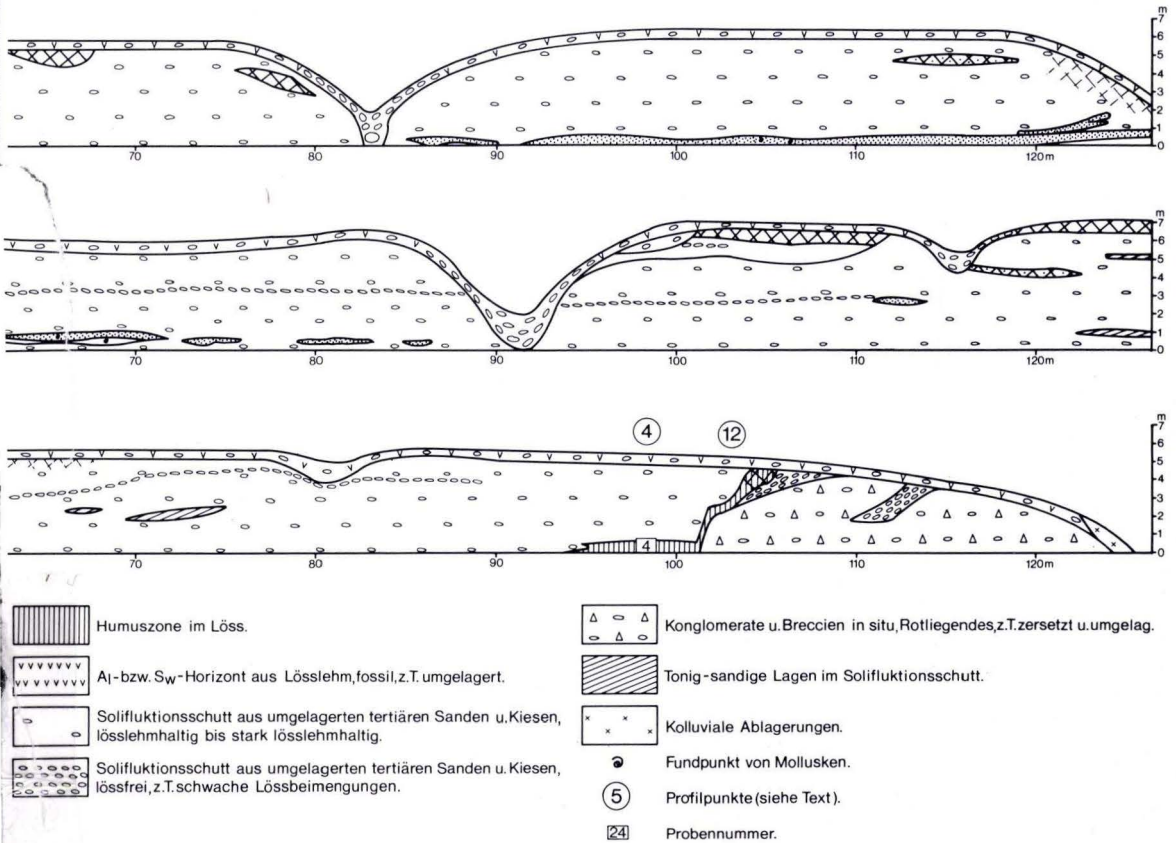
Abb. 3. Ausgewählte Abschnitte aus dem Aufschlußprofil

ne Schuttdeckenfolge zu bestätigen, stratigraphisch z. T. noch detaillierter zu gliedern und die pleistozäne Hangentwicklung relativ differenziert zu rekonstruieren<sup>1</sup>.

## 2. Lage und Situation des Aufschlußprofils „Heinrichsweg“

Bei dem hier zur Diskussion stehenden Aufschluß handelt es sich um einen durchgehend mehrere Meter hohen, von Runsen und kleinen Tälchen unterbrochenen Weganschnitt von weit über 1 km Länge, der durch die Verbreiterung einer Forststraße, des „Heinrichsweges“, entstanden ist (Abb. 1). Das Aufschlußprofil zieht sich quer zur Hangneigung in ca. 155–160 m über NN einige Meter hoch über der Talaua des Schwarz-Baches an den bis über 30° steilen Unterhängen des Kapellen-Berges (296 m über NN) auf Bl. 5816 Königstein im Taunus von Lorsbach nach S in Richtung Hofheim hin (Abb. 2).

<sup>1</sup> Herrn Prof. Dr. A. SEMMEL, Geogr. Inst. der J.-W.-Goethe-Universität in Frankfurt am Main, sei an dieser Stelle für Diskussionen und gemeinsame Geländebegehungen herzlichst gedankt.



„Heinrichsweg“ zwischen Lorsbach und Hofheim am Taunus.

Entsprechend dem geologischen Aufbau des Kapellen-Berges (KÜMMERLE 1969, KÜMMERLE & THEWS 1975, WERNER 1975, 1977, 1978), der etwa bis in die Höhe des „Heinrichsweges“ einen Sockel aus Breccien bzw. Konglomeraten des Rotliegenden besitzt und sich in seinen mittleren und oberen Teilen aus den oligozänen bis z. T. wohl noch miozänen „Hofheimer Kiesen“ aufbaut, besteht auch der Hauptteil der in dem hier beschriebenen Aufschluß vorkommenden Schichten aus überwiegend solifluidal umgelagerten tertiären Kiesen, Sanden und Tonen sowie Rotliegend-Komponenten. Den Solifluktionsschuttdecken ist im Bereich des Aufschlusses aber nicht nur, wie dies auf den Ober- und Mittelhängen des Kapellen-Berges der Fall ist, äolisch angelieferter Löß beigemischt, sondern es finden sich trotz erheblicher Diskordanzen auch durchgehend erhaltene Lagen von fast reinem Löß und Lößlehm, z.T. auch mit fossilen Bodenbildungen und mit einzelnen Vorkommen von Mollusken.

Auf Abb. 3 sind 3 typische und besonders aussagekräftige Abschnitte des Aufschlußprofils dargestellt. Die darin sichtbar werdende Stratigraphie und Hangentwicklung soll in den beiden folgenden Kapiteln näher erläutert werden.

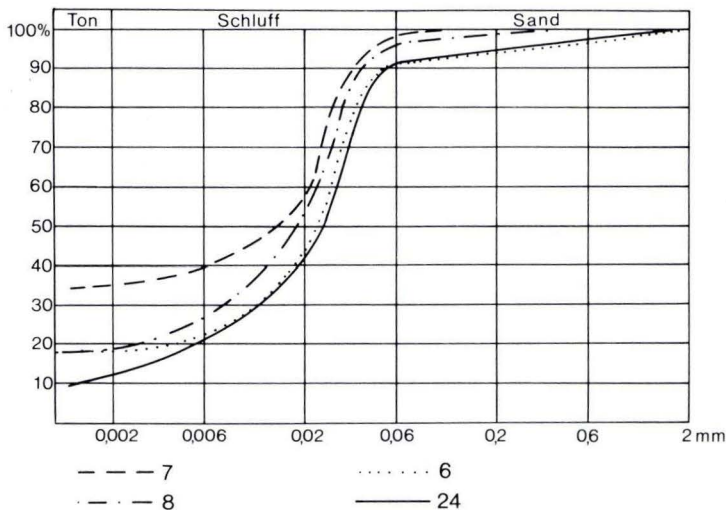


Abb. 4. Korngrößenverteilung (Summenkurven) in Proben aus der rezenten Parabraunerde und dem Jungwürmlöß im Bereich der Profilpunkte ① und ②.  
 Pr. 24: A<sub>1</sub>-Horizont aus Deckschutt, lehmiger Schluff;  
 Pr. 7: B<sub>v</sub>-Horizont aus Lößlehm, schluffig-toniger Lehm;  
 Pr. 8: Jungwürmlöß, kalkhaltig (17,1%), stark lehmiger Schluff;  
 Pr. 6: Jungwürmlöß mit Naßboden, kalkhaltig (16,0%), stark lehmiger Schluff.

### 3. Die Schichtenfolge des Aufschlusses

Das jüngste Schichtglied des Aufschlusses ist der durch seine Lage an der Oberfläche und seine äolische Komponente (Minerale des Laacher Bimstufes) leicht erkennbare, fahlhellbraune, jungtundrenzeitliche Deckschutt (sensu SEMMEL 1964; 1968) bzw. das Decksediment (sensu BARGON et al. 1971). Diese periglaziale Solifluktionsschuttdecke ist – wie unter Wald bei annähernder holozäner Formungsruhe fast überall – in gleichmäßiger Mächtigkeit von 30–50 cm im gesamten Aufschlußbereich ausgebildet und wird nur im Bereich der Runsen mächtiger. Der Steingehalt des Deckschuttes schwankt jedoch sehr stark, was in der Regel davon abhängig ist, ob im Liegenden oder hangaufwärts fast steinfreier Löß oder Lößlehm folgt oder aber stark steiniger Solifluktionsschutt. Das liegende Substrat ist auch dafür verantwortlich, daß der Deckschutt über Lößlehm bodenkundlich als A<sub>1</sub>-Horizont einer (zweischichtigen) Parabraunerde, ein anderes Mal über Solifluktionsschutt aber als B<sub>v</sub>-Horizont einer (ebenfalls zweischichtigen) Braunerde anzusprechen ist (vgl. zu diesem Problem u. a. auch BARGON et al. 1971).

Unter dem Deckschutt folgt in längeren Abschnitten des Aufschlusses (Abb. 3, Profilpunkt ①) fast steinfreier Löß, in dessen oberem Teil der B<sub>v</sub>-Horizont einer Parabraunerde ausgebildet ist, dessen unterer Teil aber noch unverwittert und kalkhaltig (über 17% CaCO<sub>3</sub>) ist bzw. einen C<sub>c</sub>-Horizont besitzt. Die sowohl durch die Schichtenfolge Deckschutt–Löß als auch durch die Parabraunerdebildung differenzierte Korngrößenzusammensetzung in diesem Profilabschnitt stellt die Abb. 4 dar.





Abb.5. Aufschlußprofil „Heinrichsweg“ im Bereich des Profilpunktes ②. Unter der an ihrer dunkleren Färbung erkennbaren (zweischichtigen) Parabraunerde aus Deckschutt über Lößlehm und einem Solifluktionsschutt vom Typ des Mittelschuttes markiert der Spaten die Lößlage, aus der Pr.6 entnommen wurde. Darunter ist – teilweise verschüttet – eine weitere Solifluktionsschutt-Lage erkennbar.

Die Lößablagerung ist im Bereich des Profilpunktes ① wohl in das späte Jungwürm zu stellen, eine Zeit, für die von SEMMEL (1968) im Rhein-Main-Gebiet verbreitet stärkere Lößanwehung nachgewiesen werden konnte. Dies ergibt sich nicht nur aus der Lage im Profil direkt im Liegenden des Deckschuttes, sondern auch aus der in Pr. 8 enthaltenen, als hochkaltzeitlich anzusprechenden Fauna (Tab.1) und aus der Tatsache, daß an deren Stellen in der Nähe des Aufschlusses in diesem Profilbereich der Eltviller Tuff des Jungwürms (SEMMEL 1967) gefunden wurde (Abb.10).

Unter der Lößlage, z. T. auch in sie hineinziehend, folgt in der weiteren Fortsetzung des Aufschlusses zum Profilpunkt ② hin hellbrauner, lößlehmhaltiger Solifluktionsschutt, der als Mittelschutt sensu SEMMEL (1968: 97) anzusprechen ist (zur Korngrößenzusammensetzung vgl. Abb. 6, Pr. 13, 18). Er ist im Bereich des Profilpunktes ② nochmals untergliedert durch eine stellenweise aussetzende Lößlage (Abb.4, Pr. 6; Abb.5). Diese und damit auch zumindest der obere Teil des Solifluktionsschuttes gehört wohl in jedem Fall ebenfalls noch in das Jungwürm, da in ihr einer der typischen

Tab. 1. Die Molluskenfauna in den Lössschichten des Aufschlußprofils "Heinrichsweg"

	Molluskenspektrum in %											Gesamtzahl der ausgezählten Individuen pro 25 - 40 kg Probenmenge	Deutung und Bemerkungen	
	Arianta arbustorum	Columella columella	Pupilla sterri	Pupilla loessica	Pupilla muscorum	Vallonia costata	Vallonia pulchella	Vertigo pygmaea	Cochlicopa lubrica	Perpolita radiatula	Trichia hispida			Succinea oblonga
Probe 8	-	-	6,5	13,1	21,7	-	-	-	-	-	4,4	54,3	46	Hochkaltzeitliche Fauna.
Probe 6	-	0,1	3,1	0,8	32,8	-	-	-	-	-	19,1	44,1	1 973	Hochkaltzeitliche Fauna.
Probe 5	-	-	0,1	-	31,6	-	-	-	-	-	30,8	37,5	2 884	Hangender Teil. Kaltzeitliche Fauna.
Probe 5	-	0,3	0,1	-	36,3	-	-	-	-	-	24,0	39,3	1 912	Liegender Teil. Hochkaltzeitliche Fauna.
Probe 9	-	-	-	-	45,9	6,0	-	-	-	-	5,7	42,4	614	V. costata weist auf Schwankung innerhalb der kaltzeitlichen Lössablagerung hin.
Probe 36	-	-	0,2	0,7	34,9	32,9	-	0,2	-	-	3,9	27,2	584	V. costata und V. pygmaea weisen auf Schwankung innerhalb der kaltzeitlichen Lössablagerung hin.
Probe 16	<0,1	0,2	0,7	<0,1	29,7	<0,1	-	-	-	-	6,1	63,2	3 540	Hochkaltzeitliche Fauna. A. arbustorum und V. costata wohl aus hangaufwärts anstehenden Schichten umgelagert.
Probe 10	-	-	12,0	-	49,2	-	-	-	-	-	5,7	33,1	317	Kaltzeitliche Fauna.
Probe 4	0,7	0,2	0,2	-	33,4	44,7	2,6	0,5	0,1	0,6	13,5	3,5	1 060	V. pulchella und V. costata weisen auf Übergang von der Warmzeit zur Kaltzeit hin. C. columella deutet auf bereits erfolgten Kälteeinbruch hin.

Die aufgeführten Proben sind in der stratigraphischen Reihenfolge aufgeführt, wobei lediglich die Einordnung der Proben 16 und 10 unsicher ist. Die Deutung und die Bemerkungen lehnen sich an REMY (briefl. Mitt. v. 2.4.1975) an. Zur weiteren Auswertung vgl. auch REMY (1969; 1973).

Für eine gemeinsame Geländebegehung und die Untersuchung der Molluskenfaunen sei Herrn Prof. Dr. H. REMY, Institut für Paläontologie der Rhein. Friedrich-Wilhelms-Universität in Bonn, an dieser Stelle herzlichst gedankt.

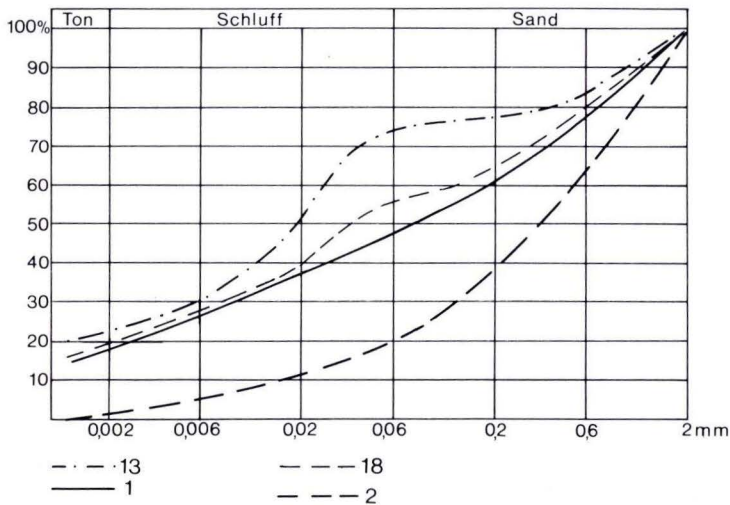


Abb. 6. Korngrößenverteilung (Summenkurven) in Proben von Solifluktionsschutt, verwittertem Rotliegenden und Hofheimer Kies in situ.

Pr. 13: Solifluktionsschutt mit umgelagertem Hofheimer Kies, löblehmhaltig, schwach kiesiger schluffiger Lehm;

Pr. 18: Solifluktionsschutt mit umgelagertem Hofheimer Kies, schwach löblehmhaltig, kiesiger sandiger Lehm;

Pr. 2: Hofheimer Kies, in situ, kiesiger schluffiger Sand;

Pr. 1: Breccien des Rotliegenden, in situ, verwittert, steiniger sandiger Lehm.

Jungwürm-Naßböden ausgebildet ist und auch hier die Fauna noch hochkaltzeitlich ist (Tab. 1, Pr. 6).

Der untere Teil des Solifluktionsschuttes dürfte dagegen zu seinem Großteil schon dem Mittelwürm zugehörig sein. Dies ergibt sich aus dem Profilaufbau im Bereich des Profilverpunktes ③, wo im Liegenden des durch einen Naßboden gegliederten Jungwürmlösses in schwach steinigem, umgelagertem Löß der das Mittelwürm abschließende Lohner Boden des „Wiesbadener Interstadials“ (sensu SEMMEL 1974: 26) ausgebildet ist. Das Gefüge des Lohner Bodens ist zwar hier etwas zu grobplattig und die in ihm enthaltene Molluskenfauna hochkaltzeitlich (Tab. 1, Pr. 5), jedoch sind die braune bis hellbraune, rostgefleckte Farbe, die schwarzbraunen Sesquioxid-Beläge auf den Bodenaggregaten sowie eine rotschlierige Zone im oberen Teil durchaus typisch ausgeprägt.

Unter dem Lohner Boden folgt wieder löblehmhaltiger Solifluktionsschutt vom Typ des Mittelschuttes in großer Mächtigkeit. Er enthält unterschiedliche Anteile an Löblehm und ist durch hellgraue, tonig-sandige Schwemmlagen sowie durch infolge Ausspülung von Feinmaterial entstandene Steinlagen gegliedert. Der Solifluktionsschutt wird im Bereich des Profilverpunktes ④ nach unten durch eine Lößlage abgeschlossen, in der eine Altwürm-Humuszone ausgebildet ist. Die Humuszone als steppenartige Bodenbildung eines Interstadials dokumentiert durch ihren Molluskenfaunengehalt (Tab. 1, Pr. 4) den Übergang vom Eem-Interglazial zum Altwürm, was

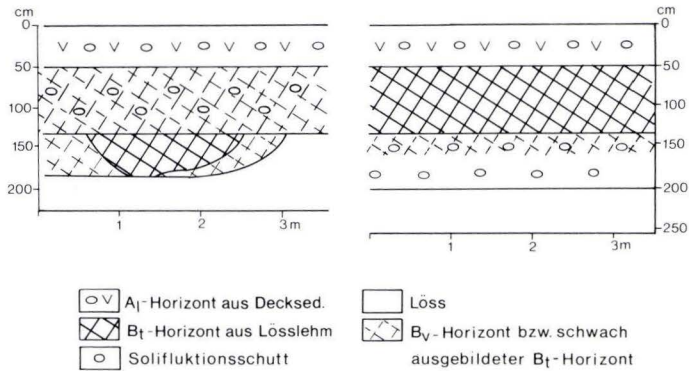


Abb. 7. Substratspezifisch differenzierte Parabraunerde-Bildung im Aufschluß „Heinrichsweg“. Linkes Profil: Unter dem Deckschutt bzw. Decksediment mit dem  $A_1$ -Horizont folgt ein Solifluktionsschutt, in dem der  $B_t$ -Horizont nur schwach ausgebildet ist. Die  $B_t$ -Bildung greift an einer Stelle durch den Solifluktionsschutt hindurch und erfaßt eine Lössschicht im Liegenden.

Rechtes Profil: Unter dem Deckschutt bzw. Decksediment mit dem  $A_1$ -Horizont folgt eine Lössschicht, in der der  $B_t$ -Horizont ausgebildet ist. Die unter dem darunter folgenden Solifluktionsschutt sich anschließende weitere Lössschicht ist von der rezenten Parabraunerde-Bildung nicht mehr betroffen.

auch der Tatsache entspricht, daß in ihr zwar wenige, aber gut erhaltene Pollen gefunden wurden, die auf wärmeliebende Pflanzenarten hindeuten (z. B. *Viscum*).

Die zwischen den Profilpunkten ① und ④ erkennbare, stratigraphisch gut gliederbare, wenn auch verglichen mit der kompletten Würmlößstratigraphie von großen Diskordanzen durchsetzte Schichtenfolge der Würm-Kaltzeit wird nach unten abgeschlossen von lößfreiem Basisschutt (sensu SEMMEL 1968: 96–97; vgl. auch Abb. 6, Pr. 2) oder liegt direkt dem anstehenden tertiären Kies bzw. Rotliegenden auf. An anderen Stellen dagegen, an denen jedoch die Würm-Kaltzeit nur durch größere Diskordanzen vertreten wird, läßt sich die Schichtenfolge über die letzte Kaltzeit hinaus zurückverfolgen. Besondere Bedeutung kommt dabei dem Boden der letzten Warmzeit zu, der nach allen aus dem Rhein-Main-Gebiet bisher bekannten Befunden als Parabraunerde bzw. als Pseudogley ausgebildet war.

So treten in dem Aufschluß eine ganze Reihe von fossilen  $SB_t$ - oder  $S_d$ -Horizonten auf. Einige von ihnen, so z. B. bei den Profilpunkten ⑤ und ⑥, sind sicherlich auf eine von der heutigen Oberfläche durchgreifende Bodenbildung zurückzuführen. Dies konnte an manchen Stellen direkt beobachtet werden, so z. B. im linken Profil der Abb. 7 im Vergleich zum Normalfall, der im rechten Profil der gleichen Abbildung dargestellt ist.

Bei den meisten anderen Vorkommen handelt es sich dagegen um echte fossile, interglaziale Bodenbildungen, was nicht nur daran erkennbar ist, daß die entsprechenden Horizonte in relativ großer Tiefe unter der Oberfläche auftreten (z. B. im Bereich der Profilpunkte ⑦ und ⑧), sondern auch daran, daß im oberen Teil noch kalkhaltige Lößlagen auftreten (z. B. bei Profilpunkt ⑨). Schließlich gibt es in dem Aufschluß sogar fossile Pseudogley-Parabraunerden, bei denen über dem  $SB_t$ -Horizont auch noch der fossile  $S_wA_1$ -Horizont erhalten ist, wenn auch zu vermuten ist, daß er nicht

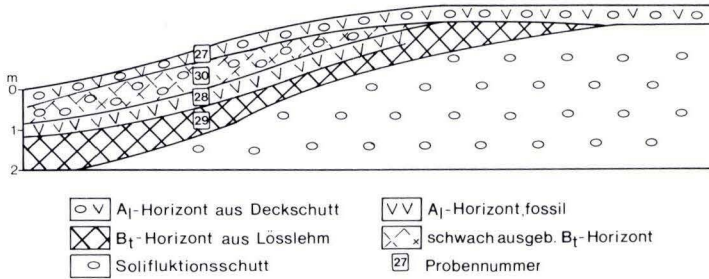


Abb.8. Profilabschnitt mit rezenter und fossiler Parabraunerde im Aufschluß „Heinrichsweg“.

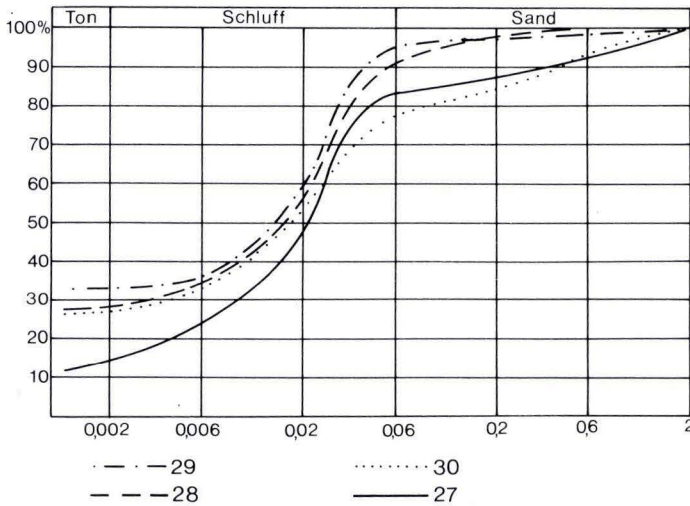


Abb.9. Korngrößenverteilung (Summenkurven) in den Proben aus der rezenter und der fossilen Parabraunerde der Abb.8.

- Pr.27: A<sub>1</sub>-Horizont, rezenter, lehmiger Schluff;  
 Pr.30: B<sub>t</sub>-Horizont, rezenter, schwach toniger Lehm;  
 Pr.28: A<sub>1</sub>-Horizont, fossil, schluffiger Lehm;  
 Pr.29: B<sub>t</sub>-Horizont, fossil, schluffig-toniger Lehm.

mehr in situ liegt, sondern zu Beginn der folgenden Kaltzeit umgelagert wurde, ähnlich wie die von SEMMEL (1968: 55) im Hangenden des letztinterglazialen Bodens mehrfach beobachtete graue Schlufflage. Außer an den Profilpunkten ⑩ und ⑪ – bei Profilpunkt ⑪ (durch Verlagerung?) sogar doppelt – war eine solche fossile Pseudogley-Parabraunerde mit S<sub>w</sub>A<sub>1</sub>-Horizont vor allem an einer anderen Stelle des Aufschlusses erkennbar, die auf Abb.8 gesondert dargestellt ist. Die Korngrößenanalysen zu der dort erkennbaren Schichten- bzw. Horizontfolge finden sich in Abb.9.

Auch im Liegenden der fossilen letztinterglazialen Bodenhorizonte folgt in dem Aufschluß über dem anstehenden Tertiär bzw. Rotliegenden sowohl noch lößlehmhaltiger Solifluktionsschutt (Typ Mittelschutt) als auch lößfreier Solifluktionsschutt (Typ

Basisschutt). Aufgrund der Aufschlußverhältnisse konnte hier im einzelnen z. T. keine Differenzierung durchgeführt werden. Lößlagen oder andere stratigraphische Leit-horizonte traten in diesem Abschnitt des Profils nicht mehr auf.

#### 4. Die Hangentwicklung im Bereich des Aufschlusses

Der Aufschluß „Heinrichsweg“ erlaubt es mit seiner über 1 km langen Profilwand, Aussagen über die Hangentwicklung im Bereich der westlichen Unterhänge des Kapellen-Berges zu machen. Die Ausbildung dieser sehr steilen Hänge ist dabei im Zusammenhang mit der Eintiefung des recht engen Schwarzbach-Tales zu sehen, das sich im Laufe des Pleistozäns um über 100 m in die schon weitgehend talartig angelegten jüngsttertiären Flächenterrassen einschnitt, die die Dachverebnungen des Kapellen-Berges bilden (WERNER 1977: 85–89). Wie Terrassenreste im Zuge des Schwarzbach-Tales anzeigen, ging die Eintiefung wie in allen deutschen Mittelgebirgen etappenweise vor sich, wobei ein mittelpleistozäner Terrassenrest in einem Steinbruch am nördlichen Ortsausgang von Lorsbach (R 345841, H 555392) in nur 5 m über der Talauie beweist, daß die Eintiefung schon vor dem Beginn des Jungpleistozäns sehr weit fortgeschritten war. Dem entspricht auch die Tatsache, daß im Aufschluß „Heinrichsweg“ die fossilen letztinterglazialen SB<sub>1</sub>-Horizonte ebenfalls nur wenige Meter über der Talauie liegen und die Hangentwicklung somit auch auf den Unterhängen bis in die vorletzte Kaltzeit hinein zurückverfolgt werden kann. Dabei ist es von entscheidender Bedeutung, daß trotz der doch recht starken Hangneigung (z. T. über 30°), der dichten Zerschneidung durch Runsen und dem Auftreten von oft großen Diskordanzen die Unterhanglage bewirkte, daß im jüngeren Pleistozän Akkumulationsprofile gebildet wurden, bei denen in vielen Fällen schon seit der letzten Warmzeit die Abtragung in den Hintergrund trat und zu vielen Zeiten nicht nur Solifluktionsschutt akkumuliert wurde, sondern sogar äolische Lößablagerung stattfinden konnte.

Neben den bereits in Kap. 3 angesprochenen Hauptformungsprozessen der flächenhaften Abspülung, der Solifluktion und der Lößanwehung lassen sich an einigen Stellen des Aufschlusses auch andere Formungsprozesse nachweisen. Am auffallendsten ist dabei (bei Profilmittelpunkt ②) eine Rutschung, die aufgrund des ungestört durchziehenden Deckschuttes noch im Laufe der letzten Kaltzeit stattgefunden und die Altwürm-Humuszzone betroffen hat. Diese ist in einer etwas ausgedünnten Zone um ca. 3 m in der Höhe versetzt worden und in diesem Bereich von Scherspalten durchzogen, die nachträglich wieder mit CaCO<sub>3</sub> ausgefüllt wurden. Im obersten Teil ist die Humuszzone hier von der rezenten Bodenbildung überprägt.

Der andere Formungsprozeß, der im Aufschlußbereich zusätzliche Bedeutung besitzt, ist die Ausbildung von mehr oder weniger großen Runsen durch lineare Abspülung (Abb. 1). Die Runsenbildung ist mit Sicherheit auch noch in die letzte Kaltzeit einzuordnen, da der Deckschutt ungestört in die Runsen hineinzieht. In der Tiefenlinie der Runsen hat dabei sogar eine Akkumulation von Deckschutt-Material stattgefunden, der hier besonders große Blöcke transportiert hat. Insgesamt sind die Runsen jedoch eine relativ junge Erscheinung, da viele Schichten noch nicht in die Hohlformen hineinziehen, sondern von dieser angeschnitten werden. Man könnte

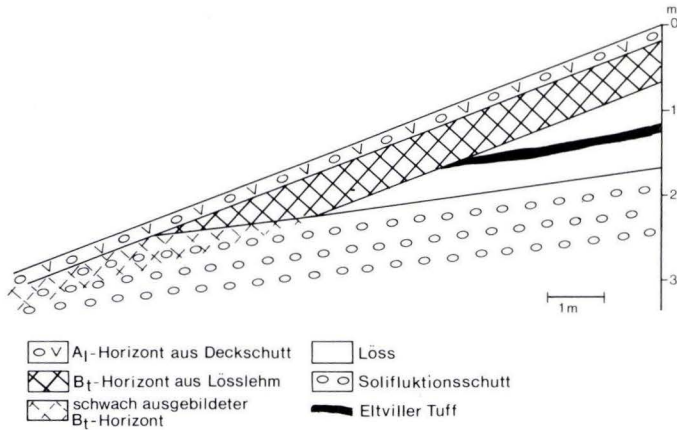


Abb. 10. Hangprofil in einer Profilgrube oberhalb des Aufschlusses „Heinrichsweg“.

daraus schließen, daß gegen Ende der Würm-Kaltzeit eine Intensivierung der Abtragung stattfand, möglicherweise im frühen Jungwürm, wie es von SEMMEL (1968: 123) für die Dellen und Dellentälchen angeführt wird. Aber auch in der ausgehenden Würm-Kaltzeit muß noch mit einer intensivierten Hangüberformung gerechnet werden, da an einer anderen Stelle etwas hangaufwärts des großen Aufschlusses in einer Profilgrube (Abb. 10) nachgewiesen werden konnte, daß der Deckschutt ein größeres Gefälle aufweist, als dies noch im Jungwürm zur Zeit der Entstehung des Eltviller Tuffes der Fall war.

Was die holozäne Formung der Unterhänge des Kapellen-Berges betrifft, so läßt sich in dem hier beschriebenen Aufschluß der seit der Untersuchung von BÜDEL (1944: 492–493) auch für den Taunus immer wieder bestätigte Befund (z. B. SEMMEL 1974: 42, WERNER 1977: 133) erneuern, daß unter Wald eine annähernde Formungsruhe, zumindest im Hinblick auf die flächenhafte Abtragung, herrscht. Dies beweist der fast im ganzen Aufschlußbereich noch erhaltene Deckschutt, in dem auch überall der Klimaxboden ausgebildet ist. Die Runsen jedoch scheinen auch gegenwärtig noch episodisch weitergebildet zu werden, was ebenfalls zu den allgemein anerkannten Vorstellungen über die Formungsvorgänge unter Wald paßt. Das in die letzte Kaltzeit zurückreichende Alter der Anlage der Runsen und ihre in den vorliegenden Fällen z. T. doch recht geringfügige holozäne Überformung sind dabei zwar bemerkenswert, jedoch wurde schon häufiger beobachtet (z. B. SEMMEL 1968: 122), daß aktive holozäne Runsen älteren pleistozänen, meist mehr muldenförmigen Vorläufern folgen. So besitzen auch die Runsen in den hier betrachteten Hangbereichen des Kapellen-Berges ein zwar schmales und steilwandiges, aber doch als muldenförmig anzusprechendes Querprofil, wie es offenbar für im Pleistozän entstandene Formen typisch zu sein scheint. Rein holozäne Runsen sind dagegen stärker kerbförmig bzw. hohlwegartig ausgebildet. Solche Formen stellen mit bis zu 10 m Tiefe im übrigen Vortaunus die Regel dar (WERNER 1977: 134–135) und finden sich in besonders deutlicher Ausbildung auf der dem hier beschriebenen Aufschluß unmittelbar gegenüberliegen-

den Seite des Schwarzbach-Tales. Für die dortigen Formen wurde auch schon von SEMMEL (1969: 81) eine aktive Bildung nachgewiesen, nicht zuletzt durch das seitliche Herabstürzen von Bäumen infolge seitlicher Unterschneidung. Diese zuletzt erwähnten Runsen besitzen im Unterschied zu den Formen an den Unterhängen des Kapellen-Berges aber auch ein sehr viel größeres Einzugsgebiet, das außerdem zu einem entscheidenden Anteil nicht nur von Wald, sondern auch von Wiesen, Ackerflächen und Brachland eingenommen wird.

### 5. Zusammenfassung

Der Aufschluß entlang des „Heinrichsweges“ zwischen Lorsbach und Hofheim am Taunus läßt erkennen, daß die Unterhänge des Kapellen-Berges geformt sind durch einen häufigen und im einzelnen sehr differenzierten Wechsel von flächenhafter Abspülung, Solifluktion und Lössanwehung, z.T. auch durch Rutschungen und das Einschneiden von Runsen. Teilweise kamen die Formungsprozesse auch ganz zum Erliegen und es fand Bodenbildung statt. Der Solifluktionsschutt stellt dabei keine einheitliche Bildung dar und läßt sich auch nicht nur dreiteilen. Vielmehr fand zu sehr verschiedenen Zeiten während der Würm-Kaltzeit und auch in älteren Kaltzeiten Solifluktion statt, wobei der lößlehmhaltige Typ (Mittelschutt sensu SEMMEL 1968) am häufigsten vertreten ist und ganz unterschiedliches Alter aufweist. Eine Gliederung der Schuttbildung in Zyklen, wie dies z.B. ROHDENBURG (1971: 235–238) durchführt, erscheint daher ebensowenig sinnvoll wie eine allzu enge stratigraphische Einordnung von Solifluktionsschuttdecken. Die kleinräumig oft sehr unterschiedlichen paläoökologischen Gegebenheiten spielen offenbar – wie alleine schon die sehr große Differenzierung innerhalb dieses einen Aufschlusses zeigt – bei allen Formungsprozessen und deren zeitlichem Ablauf eine entscheidende Rolle.

### 6. Schriftenverzeichnis

- BARGON, E., & FICKEL, W., & PLASS, W., & REICHMANN, H., & SEMMEL, A., & ZAKOSEK, H. (1971): Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 361–372; Wiesbaden.
- BÜDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. – Geol. Rdsch., **34**: 482–519; Stuttgart.
- KÜMMERLE, E. (1969): Tertiär. Lagerungsverhältnisse. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5916 Hochheim a. Main, 3. Aufl.: 22–51, 100–105; Wiesbaden.
- & THEWS, J.-D. (1975): Zur Geologie des Stadtgebietes von Hofheim am Taunus. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 265–277, 1 Abb.; Wiesbaden.
- REMY, H. (1969): Würmzeitliche Molluskenfaunen aus Lössserien des Rheingaus und des nördlichen Rheinhessens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 98–116, 7 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- (1973): Palaeozoological Research. In: State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 333–339; Öhringen/Württ.
- ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa – Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. – Göttinger bodenkdl. Ber., **6**: 3–107; Göttingen.
- (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie anhand eines Systems von Modellvorstellungen am Beispiel des fluvialen Abtragungsreliefs. – 350 S., 39 Abb., 2 Tab., 2 Bilder; Gießen.



- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 275–285, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lößten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 104–108, 1 Abb.; Wiesbaden.
  - (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankfurter geogr. H., **45**: 133 S., 35 Abb.; Frankfurt a.M.
  - (1969): Quartär. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5916 Hochheim a. Main, 3. Aufl.: 51–99; Wiesbaden.
  - (1973): Periglacial Sediments and their Stratigraphy. In: State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 293–305; Öhringen/Württ.
  - (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. In: Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main. Forsch., **78**: 9–56, 5 Abb.; Frankfurt a.M.
- WERNER, R. (1975): Zur jungtertiären Reliefentwicklung und zur Frage tertiärer Talverschüttungen im Eppsteiner Horst (Vordertaunus). — Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **23**: 62–74, 3 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- (1977): Geomorphologische Kartierung 1:25000 — erläutert am Beispiel des Blattes 5816 Königstein im Taunus. — Rhein-Main. Forsch., **86**: 164 S., 18 Abb.; Frankfurt a.M.
  - (1978): Die tertiären Sedimente auf Blatt 5816 Königstein im Taunus und ihre Beziehungen zur Reliefentwicklung. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 217–253, 5 Abb., 9 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 24.10.1978

## Holozäne Reliefentwicklung im mittleren Rheingau (Hessen)

Von

CHRISTEL AMAYO\*

**Kurzfassung:** Für den Bereich des mittleren Rheingaus wurden die vorliegenden geologischen und bodenkundlichen Untersuchungen hinsichtlich holozäner Reliefentwicklung ausgewertet. Dabei ließen sich drei markante Erosions- und zwei Akkumulationsbereiche ermitteln. Die stärkste Erosion beträgt max. > 6 m, die größten Akkumulationsbeträge erreichen ~ 4 m. Der Hauptabtrag ist durch den Weinbau ausgelöst worden.

**Abstract:** The present investigations in geology and soil science concerning holocene relief development have been analyzed in the region of the middle Rheingau (Hesse). At the same time three characteristic areas of erosion and accumulation could be established. The most intense erosion runs to > 6 m, the maximum of accumulation obtains about 4 m. The main part of erosion has been caused by viniculture.

### Inhaltsverzeichnis

1. Vorbemerkungen . . . . .	179
2. Die Untersuchung von Erosionsstufen und Akkumulationsbereichen. . . . .	180
2.1. Die Abgrenzung der Erosionsstufen I–III . . . . .	181
2.1.1. Die Erosionsstufe I . . . . .	181
2.1.2. Die Erosionsstufe II. . . . .	183
2.1.3. Die Erosionsstufe III . . . . .	185
2.2. Die Verbreitung der Akkumulation im Untersuchungsgebiet . . . . .	187
2.2.1. Die Kolluvien . . . . .	187
2.2.2. Die Auenbereiche . . . . .	188
3. Darstellung und Rekonstruktion der holozänen Reliefentwicklung anhand von vier Profilschnitten . . . . .	188
4. Diskussion der Untersuchungsergebnisse. . . . .	189
5. Schriftenverzeichnis . . . . .	191

### 1. Vorbemerkungen

Dieser Beitrag ist die gekürzte Fassung einer Diplomarbeit, die dem Geographischen Institut der Universität Bonn vorgelegt wurde.

Das Untersuchungsgebiet ist ein Teil des mittleren Rheingaus mit angrenzenden Taunushöhen, rechtsrheinisch gelegen zwischen Winkel und Niederwalluf [TK 25, Bl. 5914 Eltville (Rhein)], der – im Pleistozän eisfrei – gegen Ende der Würmkaltzeit

\* C. AMAYO, Dipl.-Geogr., Geographisches Institut der Universität Bonn, Franziskanerstr. 2 (am Stockentor), 5300 Bonn.

flächenhaft von Löß überdeckt wurde. In der vorliegenden Arbeit soll versucht werden, die holozäne Reliefentwicklung an diesem ausgewählten Beispiel darzustellen und ihre Abhängigkeit von verschiedenen Faktoren zu bestimmen. Eine seit dem Neolithikum geschlossene Besiedlung des Gebietes und die seit der Römer-, und noch verstärkt in der karolingischen Zeit, immer intensivere Landnutzung, vor allem Weinbau, weisen auf die besondere Rolle des Menschen für die holozäne Reliefentwicklung hin. Wie groß dieser anthropogene Einfluß ist, welche Veränderungen er hervorruft, und welche Rolle die natürlichen Faktoren bei dieser Entwicklung spielen und gespielt haben, das ist ein Teil der Fragestellung dieser Arbeit. Weiterhin soll versucht werden, auf der Grundlage der bekannten Lößmächtigkeit und dem Entwicklungszustand der Böden holozäne Aufschüttungs- und Abtragungsgebiete voneinander zu trennen und bei den zuletzt genannten eine Aufteilung in drei Erosionsstufen, je nach Abtragsstärke, vorzunehmen. Ziel ist es, die daraus gewonnenen Erkenntnisse durch eine flächenhafte Übertragung auf einen Ausschnitt der oben genannten Karte (SW-Quadrant, 1:10000) zum Ausdruck zu bringen und noch zusätzlich durch vier für das Gebiet typische Profilschnitte zu charakterisieren (Taf. 1).

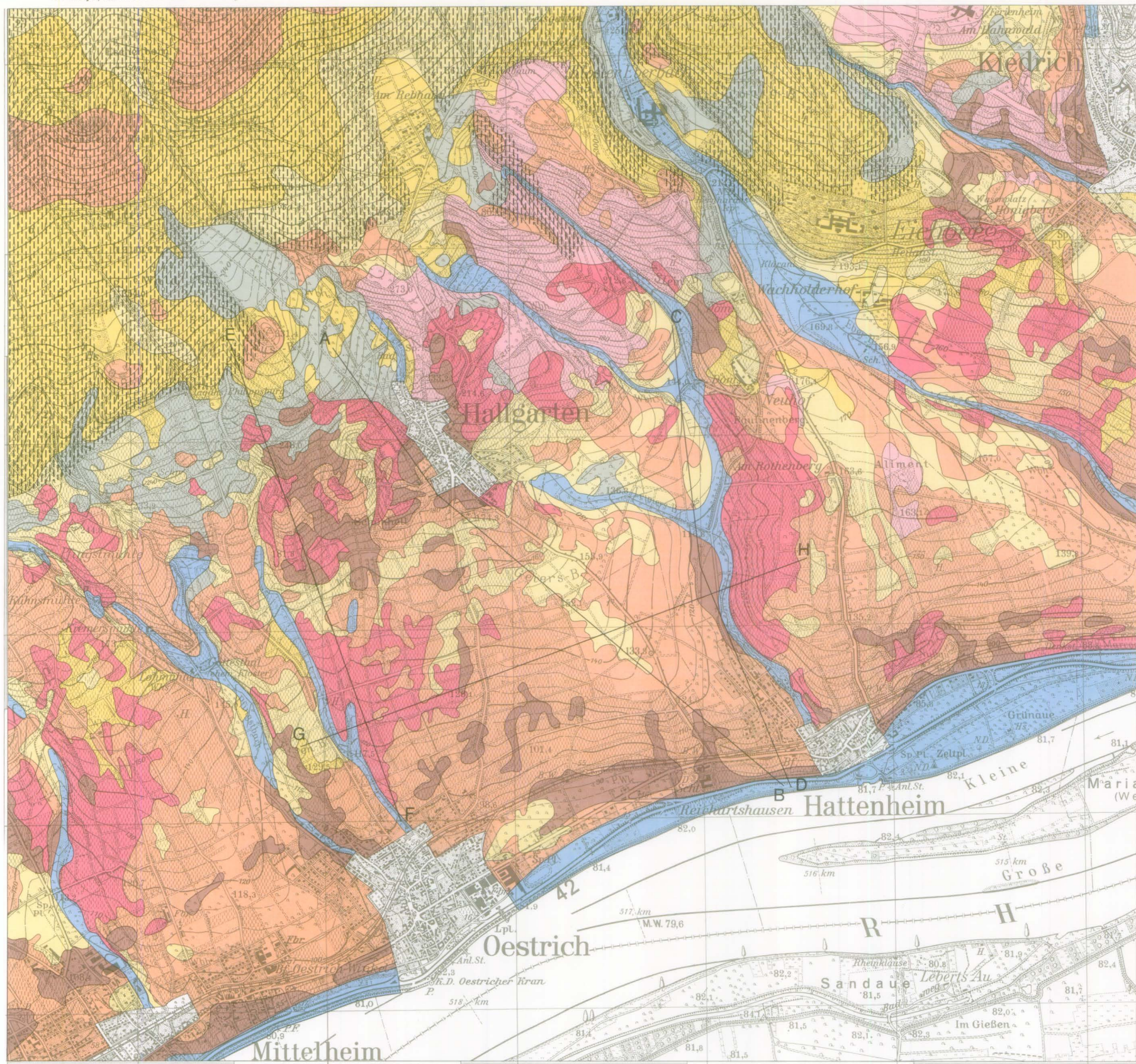
Der Begriff der „Erosion“ ist im gesamten Text im Sinne des amerikanischen „soil erosion“ zu verstehen.

Die textliche und zeichnerische Darstellung beruht ausschließlich auf eigenen Untersuchungen.

## 2. Die Untersuchung von Erosionsstufen und Akkumulationsbereichen

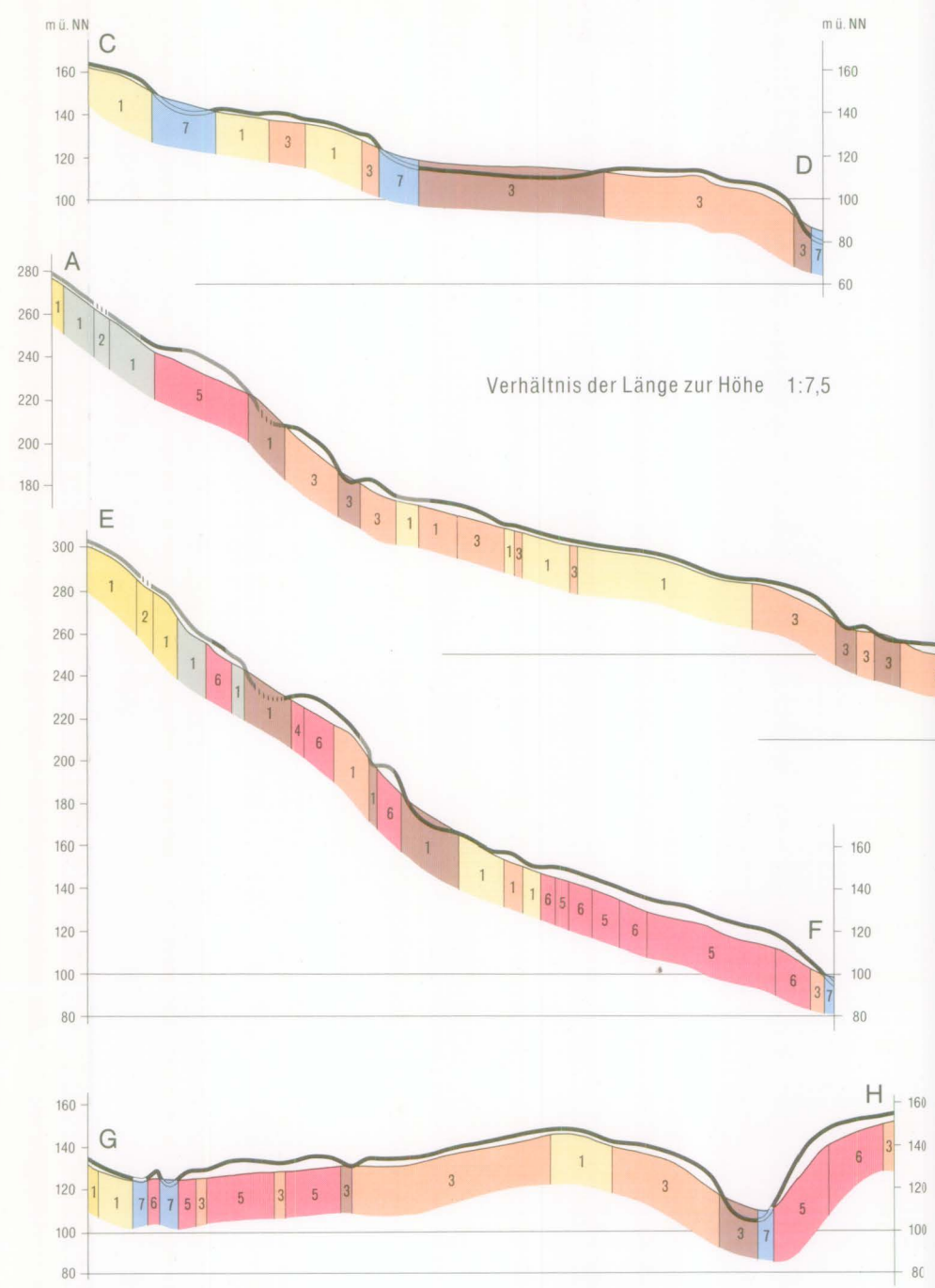
Durch die im Untersuchungsgebiet gewonnenen Bodenprofile, unter Berücksichtigung zahlreicher weiterer Bodenprofilbeschreibungen und Analysendaten (SCHRADER 1974, ZAKOSEK & STÖHR 1966, KURON u.a. 1956a) sowie der ursprünglichen Lößmächtigkeit, kann heute, bedingt durch die holozäne Reliefentwicklung, eine Untergliederung in zwei Akkumulations- und drei Erosionsbereiche vorgenommen werden. Doch wird hier schon darauf hingewiesen, daß die angewandten Methoden nur dazu ausreichen, die Erosions- und Akkumulationsbeträge in Metern auszudrücken. Dies reicht jedoch vollständig aus, um genügend Unterteilungen in Erosionsstufen, und sogar Unterstufen, vornehmen zu können. Um genauere Aussagen machen zu können und detailliertere Ergebnisse zu erzielen, müssen verfeinerte Untersuchungsmethoden angewendet werden, wie sie z. B. von KURON u. a. (1956a) auf dem Gelände des Steinheimer Hofes bei Eltville in Form von Nährstoffanalysen und Korngrößenzusammensetzung zur Trennung der Erosions- und Akkumulationsbereiche durchgeführt wurden. Dies ist jedoch nur bei sehr kleinflächigen Untersuchungsgebieten, wie eben dem Steinheimer Hof, möglich, bei einer Karte im Maßstab 1:10000 aber aus Gründen der Zeit, Rentabilität und Kosten kaum durchführbar.

Die im folgenden vorgenommene Gliederung in Erosions- und Akkumulationsgebiete kann zwar als repräsentativ für den gesamten Rheingaubereich auf Bl. Eltville (Rhein) gelten, doch beschränken sich die detaillierteren Angaben und Beschreibungen über Verteilung und Verbreitung der einzelnen Bereiche ausschließlich auf das engere Untersuchungsgebiet.



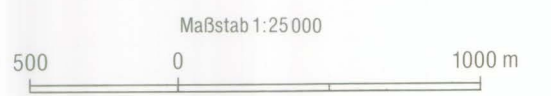
Geol. Jb. Hessen, 107, 1979

### Holozäne Reliefentwicklung im mittleren Rheingau (Bl. 5914 Eltville, SW-Teil)



- Legende zur Karte:
- Akkumulationsgebiete**
- Auenbereiche (Aufschüttung bis 6 dm)
  - Kolluvien (Aufschüttung bis 2 dm)
- Erosionsgebiete**
- Erosionsstufe I (Abtrag >1 m)**
- Übergangsstellung
  - sehr gering
  - gering
- Erosionsstufe II (Abtrag 1 bis 4 m)**
- mäßig
- Erosionsstufe III (Abtrag 4 bis 6 m)**
- stark
  - sehr stark
- rezent unter natürlichen Abtragsbedingungen (geschlossene Bewaldung)

- Legende zu den Profilen:
- |                  |                 |                     |
|------------------|-----------------|---------------------|
| <b>Bodentyp:</b> | 1 Parabraunerde | 5 Rendzina          |
|                  | 2 Pseudogley    | 6 Pelosol           |
|                  | 3 Pararendzina  | 7 Auenböden u. Gley |
|                  | 4 Braunerde     |                     |
- Vermutliche Bodentypen an der Geländeoberfläche im Präboreal und Boreal (vor der Erosion):**
- Tschernosem
  - Parabraunerde
  - Pseudogley
  - Auenböden



A B Lage der Profile

## 2.1. Die Abgrenzung der Erosionsstufen I—III

Gegenüber der Unterteilung in zwei Akkumulationsbereiche, den verschiedenen Hangkolluvien einerseits und den Gebieten der Flußauen andererseits, ist die Gliederung der Erosionsbereiche bedeutend schwieriger, da eine Reihe von Faktoren gleichzeitig berücksichtigt werden muß und die Übergänge oft recht fließend sind. Die drei unterschiedenen Erosionsbereiche werden als Erosionsstufen I—III bezeichnet, wobei Stufe I geringe, Stufe II mäßige und Stufe III starke bis stärkste Erosion bedeutet. Die Stufen I und III sind weiterhin jeweils zweigeteilt, mit einem schwächeren und einem stärkeren Abtragungsgrad innerhalb der betreffenden Erosionsstufen.

### 2.1.1. Die Erosionsstufe I

Die Erosionsstufe I (E. I) mit ihrer Unterteilung in sehr geringe (E. Ig) und geringe (E. Is) Erosion als Unterstufen umfaßt ausschließlich Böden mit vollständig erhaltenem ABC-Profil, also Böden, die sich entweder ungestört bis zu ihrer Klimaxform entwickelt haben oder wenigstens ein vollständiges ABC-Profil ausbilden konnten. Das bedeutet, daß sich der Bodenabtrag während des Holozäns oder wenigstens im weitaus größten Zeitraum in so geringen Grenzen gehalten haben muß, daß die Bodenentwicklung mit dem Abtrag Schritt halten konnte.

Im Untersuchungsgebiet wird die Erosionsstufe I ausschließlich aus Parabraunerden unterschiedlicher Ausprägung, z. T. mit Übergängen zu Pseudogleyen und Podsolen, gebildet. Neben der Ausbildung eines vollständigen ABC-Profiles weisen auch die Podsolierungstendenz sowie die weitgehend entkalkten oberen Bodenhorizonte auf einen langen, verhältnismäßig ungestörten Entwicklungsprozeß hin. Unterhalb etwa der 260-m-Höhenlinie ist das Ausgangsmaterial der Böden ausschließlich Löß; in den oberen Bereichen, überwiegend unter Waldbedeckung, tritt der Löß nur noch als Lößschleier auf und wird im C-Horizont von Solifluktionsschutt über Schiefer- oder Phyllitersatz abgelöst. Dies ist jedoch kein Beweis für etwaige stärkere Erosion, denn die ursprüngliche Lößmächtigkeit (4–6 m in unteren bis mittleren Lagen der Mittelterrasse) nahm vom Rhein ausgehend bis zu den Taunushöhen immer mehr ab, keilt wenig N des Taunusquarzitkammes im allgemeinen ganz aus und erreicht oberhalb 260 m in der Regel die Mächtigkeit von 1 m nicht.

Deutlich zu erkennen ist dies an der unterschiedlichen Mächtigkeit des Lösses als Ausgangsmaterial der zur E. I zählenden Parabraunerden in den tieferen und höheren Lagen. In jedem Fall handelt es sich um gut entwickelte Böden mit nur geringem Abtrag. Doch während der Löß in tieferen Lagen unterhalb der Bodenhorizontausbildung noch durchschnittlich 2–3 m Mächtigkeit aufweist, wird die Mächtigkeit mit zunehmender Höhe immer geringer. Oberhalb 260 m ist der Löß bereits in den unteren Bodenhorizonten mit zunehmendem Solifluktionsschuttanteil des Untergrundes durchsetzt. Da sich diese gut entwickelten Böden keinesfalls mit stärkeren zeitlichen und räumlichen Abtragsschwankungen in Einklang bringen lassen, kann die unterschiedliche Lößmächtigkeit der tieferen und höheren Lagen nur mit einer höhenwärts abnehmenden Lößdecke erklärt werden. Demnach ist der gesamte Bodenabtrag im Untersuchungsgebiet innerhalb der Erosionsstufe I mit wenigen Dezimetern bis max. 1 m anzunehmen.

Bei der Unterteilung der E. I fällt die oft recht unterschiedliche Verbreitung der E. Ig und E. Is auf. Die E. Ig befindet sich außerhalb der geschlossenen Waldgebiete überwiegend in nur schwach geneigtem Gelände: in sanft geneigten Plateaulagen, Hangverflachungen und in unmittelbarer Nähe der Auenbereiche der Rheinzuflüsse, mit einer Häufung in Höhen zwischen 140 und 180 m. E Reichartshausen fehlt sie bis zu einer Höhe von 130 m völlig. Die größten zusammenhängenden Gebiete liegen im südlichen Gottesthal, am Geiersberg, SE Hallgarten, NeuhoF und Eichberg. Alle diese bisher genannten Flächen der Erosionsstufe Ig setzen sich ausschließlich aus tiefgründigen Parabraunerden mit Löß als Ausgangsmaterial zusammen, die vielfach keiner weinbaulichen Nutzung mehr unterliegen, sondern mehr ackerbaulich genutzt werden oder sogar mit Buschwerk bedeckt sind.

Unter Waldbedeckung findet sich die E. Ig in mäßig geneigtem Gelände mit einem größten geschlossenen Vorkommen zwischen Siebenborn und Geisgarten. Es handelt sich ausschließlich um die hier flachgründigeren Parabraunerden, z. T. mit Pseudogleymerkmalen und Podsolierungstendenz, die im Lößschleier über zersetztem paläozoischem Material gebildet wurden. Es ist mit Sicherheit anzunehmen, daß der Wald als Faktor für den gehemmten Bodenabtrag die Ursache dafür ist, daß die E. Ig dort noch im mäßig geneigten Gelände auftritt, während sie auf entsprechenden Flächen im acker- und weinbaulich genutzten Gebiet fehlt.

Die Erosionsstufe Is tritt unterhalb der 200-m-Höhenlinie nur sehr kleinflächig im schwach geneigten Gelände bei Lohmühle, im Gottesthal, bei NeuhoF und Eichberg auf; zwischen Oestrich und Hattenheim fehlt sie ganz. Hingegen nimmt sie den weitaus größten Teil der unter Waldbedeckung stehenden Flächen ein. Diese werden überwiegend von mittelgründigen Parabraunerden mit Podsolierungstendenz aus lößhaltigem Decksediment und zersetztem paläozoischem Ausgangsmaterial eingenommen, die sich in enger Vergesellschaftung mit Pseudogleyen befinden. Das Gelände ist mäßig geneigt, teilweise aber bereits etwas stärker als das der E. Ig.

Etwas problematisch ist die Zuordnung der von ZAKOSEK (1963) und ZAKOSEK & STÖHR (1966) mit Lk<sub>s1</sub> und Lk<sub>s3</sub> bezeichneten Böden. Es handelt sich um eine z. T. pseudovergleyte und weitgehend unter schwachem Bodenabtrag befindliche Parabraunerde, die kleinflächig und geringmächtig aber auch den Charakter eines holozänen Kolluviums aufweist. Das Ausgangsmaterial besteht überwiegend aus pleistozänem Solifluktionsschutt. Im NE-Teil des Untersuchungsgebietes treten diese Böden in der Nähe von Eberbach und Grünbach auf, oft in unmittelbarem Anschluß an deren Auen, mit einer Häufung an den ostexponierten Talhängen. In den Bereichen N zwischen Pfingstmühle und Hallgarten nehmen sie bei mäßiger Hangneigung eine Art Grenzlage zwischen dem höhergelegenen, der E. I zuzurechnenden Waldgebiet und den sich nach unten anschließenden, stärker abgetragenen Flächen ein. In enger Verzahnung mit beiden Gebieten und als Bindeglied zwischen diesen erscheint eine Einbeziehung in die Wertung der drei Erosionsstufen als zu verfälschend und eine Sonderstellung, die bei der Kartenübertragung auch farblich zum Ausdruck kommt, gerechtfertigt. Überwiegend dürfte der holozäne Bodenabtrag dieser Gebiete in etwa dem der E. I entsprechen.

Insgesamt ist die Entwicklung der E. I in den waldfreien Bereichen im Gegensatz zu den Gebieten unter Waldbedeckung als regressiv zu beurteilen.

### 2.1.2. Die Erosionsstufe II

Der charakteristische Bodentyp für die Erosionsstufe II ist die Pararendzina, doch treten auch noch verschiedene Formen der Parabraunerde, hier allerdings bereits mit Erosionsmerkmalen in den oberen Horizonten, auf. Das Überwiegen des AC-Profiles gegenüber dem ABC-Profil der Klimaxform deutet die Zunahme der unentwickelten Hangböden an. Die Bodenentwicklung hat mit dem Bodenabtrag also nicht mehr Schritt halten können. Ein weiterer Beweis hierfür ist der bereits in den oberen Horizonten mäßige Kalkgehalt im Gegensatz zu der im C-Horizont befindlichen Entkalkungsgrenze der Böden der E. I.

Auch das Ausgangsmaterial der Böden ist nicht mehr einheitlich Löß, wie bei der E. I in Höhenlagen unterhalb 260 m. Die Lößmächtigkeit der E. II schwankt zwischen max. wenig über 2 m und 6 dm. Sinkt die Lößmächtigkeit unter 80–100 cm ab, so variiert das Ausgangsgestein der Böden je nach Höhenlage sehr stark. In den unteren Bereichen bis etwa zur 220-m-Höhenlinie überwiegen quartäres Terrassenmaterial sowie tertiäre Meeressande, Tone und Mergel; höhenwärts schließen sich dann devonische Schiefer, Quarzite und Phyllite an.

Insgesamt dürfte der holozäne Bodenabtrag der E. II mit 1–4 m anzunehmen sein. Die obere Grenze von 4 m erklärt sich zum einen aus den Durchschnittswerten der ursprünglichen Lößmächtigkeit (4–6 m), zum anderen aus dem auffallenden Bodentypenwechsel bei mehr als 4 m Abtrag. Weiterhin weisen alle Böden der E. II noch eine Lößdecke von wenigstens 6 dm auf, die unter Berücksichtigung der ursprünglichen Lößmächtigkeit bei einem Abtrag von mehr als 4 m zumindest in den westexponierten und stärker geneigten Lagen nicht mehr vorhanden ist.

Vielleicht mag auch diese Differenz von 3 m ohne weitere Unterteilung als zu groß gewählt erscheinen, doch wurde durch folgende Kriterien gegen eine zusätzliche Unterteilung entschieden: Zum einen fehlt der Übergang in einen weiteren, für eine Erosionsstufe charakteristischen Bodentyp, wie dies z. B. die Parabraunerde für die E. I ist, die Pararendzina für die E. II, Rendzina und Pelosol für die E. III sind. Zum anderen ist die Lößmächtigkeit, die in den unteren Bereichen größer ist als in den höheren Lagen, keinesfalls ein sicheres Zeichen dafür, daß der Bodenabtrag mit wachsender Höhe zunimmt. Denn die ursprüngliche Lößmächtigkeit von max. 4–6 m im unteren bis mittleren Mittelterrassenniveau ging bis auf 1 m und weniger in den höheren Lagen zurück. Es ist sogar eher zu vermuten, daß der Bodenabtrag in den unteren Bereichen stärker ist als in den oberen. Als Beweis hierfür kann einmal die Dominanz der Pararendzinen gerade in diesen Gebieten angesehen werden, während in den höheren Bereichen, vor allem oberhalb 140 m, erodierte Formen der Parabraunerde überwiegen. Hinzu kommt, daß in den ersteren die ursprüngliche Lößmächtigkeit von 4–6 m oder wenig darüber abgetragen und auch eine früher einsetzende weinbauliche Nutzung dieser unteren Lagen anzunehmen ist.

Bei einer Kartenübertragung würde auch eine weitere, farblich andersartig gekennzeichnete Unterteilung das Gesamtbild durch zu viele Einzelheiten sehr stören. Und gerade dieser für das waldfreie Gebiet durchschnittliche holozäne Bodenabtrag der E. II sollte in seiner großen zusammenhängenden Verbreitung einheitlich dargestellt werden, um so deutlicher auf die von der Norm abweichenden Flächen hinzuweisen.

Die Verbreitung der E. II im Untersuchungsgebiet zeigt eine deutliche Zweiteilung bezüglich ihres Vorkommens im waldfreien und im waldbedeckten Gebiet. Im waldfreien Gelände dominiert sie sehr stark und nimmt in etwa so viel Fläche ein wie die Erosionsstufen I und III sowie die Kolluvien und die Auenbereiche der Rheinzufüsse zusammen. Oberhalb der Rheinaue des gesamten Untersuchungsgebietes erstreckt sich ein geschlossenes Vorkommen der E. II im westlichen Bereich (Linie Pfungstmühle – Hallgarten) bis in etwa 200 m Höhe. Im E-Teil (Linie Hallgarten – Eichberg) ist eine obere Grenze der geschlossenen Verbreitung nur sehr schwer zu ziehen, da die höheren Bereiche der E. II stark mit den angrenzenden Erosionsstufen verzahnt sind. Doch dürfte sie im allgemeinen 20–50 m tiefer liegen als im W-Teil. Von der oberen Grenze ausgehend, nimmt der Flächenanteil der E. II zum Rhein hin rasch zu, und in den tiefsten Bereichen verhindern oft nur noch die Auenbereiche der Rheinzufüsse und die mit diesen vergesellschafteten Kolluvien eine geschlossene Verbindung dieser Erosionsstufe zwischen Winkel und Erbach.

Das Auftreten der E. II ist an keine Hangneigung gebunden, und auch das Vorherrschen einer bestimmten Hangneigungsstärke fehlt. Die E. II befindet sich sowohl in ganz sanft geneigten Plateaulagen als auch im flach, mäßig und stark geneigten Gelände. Bei näherer Untersuchung fällt auf, daß die häufig stark zergliederten Vorkommen der E. I, vor allem in den flach geneigten Plateaulagen am Geiersberg und SE Neuhoef, mitten in den geschlossenen Flächen der E. II liegen und oft allseitig von diesen begrenzt werden. Die Vermutung liegt nahe, daß es sich bei diesen Bereichen der E. I um Restflächen eines ehemals größeren, zusammenhängenden Gebietes handelt, die sich jetzt in starker regressiver Entwicklung befinden. In absehbarer Zeit werden sie wahrscheinlich ganz innerhalb der E. II-Flächen aufgegangen sein.

Oberhalb der 200-m-Höhenlinie im W-Teil des Untersuchungsgebietes und der 150-m-Höhenlinie in den östlichen Bereichen tritt die E. II vor allem zugunsten der stark zunehmenden Vorkommen der E. I deutlich zurück. Nur zwischen Hallgarten und Kloster Eberbach besteht bis etwa 300 m Höhe ein zusammenhängendes Vorkommen der E. III; Kriterien für diese in ungewöhnlich hoher Lage auftretende starke Erosion werden noch im folgenden Kapitel behandelt werden.

Im geschlossenen Waldgebiet schließlich ist die E. II auf Kammlagen und stark geneigte Flächen beschränkt. Der Löß ist, wenn überhaupt, nur noch als Schleier vorhanden und übt auf die Bodenbildung und -entwicklung wenig Einfluß aus. Bei den Böden handelt es sich ausschließlich um mittel- bis flachgründige Parabraunerden (z. T. mit geringen Pseudogleymerkmalen) und Ranker über paläozoischem Ausgangsmaterial, bei dem der Taunusquarzit überwiegt. Trotz der vorherrschenden Flachgründigkeit ist bei den Böden sowohl eine Podsolierungstendenz wie auch eine relativ mächtige Rohhumusaufgabe, vor allem unter Fichtenbestockung, zu beobachten. Beides sind Zeichen für einen langsamen Bodenabtrag. In der Tat ist nach ZAKOSEK & STÖHR (1966) die Entwicklungsreihe, „Parabraunerde – Pseudogley – Erosion – Podsolierung“ dieser Böden im Holozän festzustellen, wobei das Stadium stärkerer Erosion bereits wieder überschritten ist. ZAKOSEK datiert mit Hilfe der  $C^{14}$ -Methode und Hügelgräberuntersuchungen den Beginn der Parabraunerdeentwicklung ins Präboreal bis Boreal und die Bildung der Pseudogleymerkmale ins feuchtere



Atlantikum. Ein stärkerer Bodenabtrag setzte erst mit der waldfeindlichen neolithischen Besiedlung ein und dürfte sich seit der Wiederbewaldung im Mittelalter reduziert haben, was ja auch durch Podsolierung und Rohhumusaufgabe angezeigt wird. Rezent sind also diese Gebiete eher der E.I zuzurechnen, jedoch auf das gesamte Holozän bezogen entspricht der Bodenabtrag dem der E. II.

Die rezente Entwicklung der E. II dürfte im wein- und ackerbaulich genutzten Gebiet als progressiv, unter Waldbedeckung als regressiv anzusehen sein.

### 2.1.3. Die Erosionsstufe III

Die Erosionsstufe III wird in zwei Unterstufen mit geringer (E. IIIg) oder stärker (E. IIIs) ausgeprägtem Abtrag unterteilt, um somit die Gebiete stärksten Abtrags hervorzuheben. Im Gegensatz zur E. II mit einer Lößbeteiligung in allen Böden, spielt der Löß nur noch bei der E. IIIg eine gewisse Rolle. Bei der E. IIIs hingegen fehlt er auf weiten Flächen oft völlig und kann deshalb nicht mehr als gemeinsames Merkmal für die Böden der E. III gewertet werden. Es ist nicht möglich, für die E. III insgesamt einen einzigen charakteristischen Bodentyp anzugeben; vielmehr weisen beide Unterstufen einen oder sogar mehrere für sie charakteristische Bodentypen auf.

Die E. IIIg wird ausschließlich aus mittel- bis flachgründigen Parabraunerden mit Tonschiefer oder Phyllit im Untergrund gebildet. Die noch vorhandene Lößmächtigkeit beträgt max., aber selten 6 dm, meist schwankt sie um 3 dm. Bei der E. IIIs überwiegen Rendzinen und Pelosole als charakteristische Bodentypen, doch treten auch kleinflächig Braunerden auf. Diese sind allerdings in ihrem Auftreten an tertiären Meeressand als Ausgangsmaterial gebunden und haben keinen so langen Entwicklungsprozeß mitgemacht, wie es normalerweise bei Braunerden der Fall ist. Rendzina und Pelosol sind aus Kalken und Tonmergeln, bzw. kalkfreien oder kalkarmen Tonen entstanden. Die Rendzina weist dabei einen hohen Kalkgehalt bis an die Oberfläche auf, ein Zeichen für sehr starken rezenten Bodenabtrag, denn in humiden Klimaten wird der Kalk rasch ausgewaschen und ist erst in tieferen Horizonten zu finden (siehe E. I). In der E. IIIs ist der Löß nur noch in wenigen, kaum nennenswerten Spuren vorhanden oder sogar völlig verschwunden, und die tertiären Ablagerungen reichen bis zur Oberfläche. Der gesamte holozäne Bodenabtrag beträgt demnach wenigstens 4–6 m, max. aber > 6 m.

Die beiden Unterstufen unterscheiden sich nicht nur in ihren charakteristischen Bodentypen voneinander, sondern auch in ihrer Höhenlage und Verbreitung. Die E. IIIg fehlt unterhalb 155 m sowie W Hallgarten ganz und ist im wesentlichen auf zwei größere Vorkommen bei Kiedrich und N Hallgarten beschränkt. Vor allem das zuletzt genannte nimmt einen großen Bereich mit 180 m Höhendifferenz ein und reicht bei Unkenbaum bis wenig über die 340-m-Höhenlinie. Auffällig ist, daß sowohl W Hallgarten wie auch E zwischen Eberbach und Grunbach in gleicher Höhenlage, überwiegend unter Waldbedeckung, bei weitem die Vorkommen der E. I überwiegen, und diese Fläche der E. IIIg sich wie ein Keil dazwischenschiebt.

Eine Hauptursache für den starken Bodenabtrag in diesem Gebiet ist zweifellos in der intensiven weinbaulichen Nutzung zu suchen, die hier – ebenso wie bei Kiedrich – an einigen Stellen die 300-m-Höhenlinie überschreitet, während in den anderen

Bereichen des Untersuchungsgebietes die obere Weinbaugrenze gut 60 m tiefer liegt. Jedoch fallen auch landwirtschaftliche und verbuschte Flächen in diesen Bereich der E. IIIg. Weiterhin weist das Gebiet zwischen Hallgarten und Kloster Eberbach eine vor allem durch die Zuflüsse des Leimersbaches verursachte, besonders kräftige Reliefzerschneidung mit stark geneigten Hängen auf, was bei den anderen vergleichbaren Flächen der gleichen Höhenlage nicht der Fall ist. Beides, und vielleicht auch noch die mit wachsender Höhe zunehmende jährliche Niederschlagsmenge, dürfte die starke Bodenerosion in einem Großteil dieses Gebietes hinreichend erklären.

Auffällig bleibt nur die Stellung der verbuschten Flächen (S Unkenbaum ist sogar kleinflächig Laubwald anzutreffen) innerhalb der E. IIIg, denn in allen anderen Bereichen des Untersuchungsgebietes wird auf verbuschten oder waldbedeckten Flächen max. die E. II erreicht. Möglicherweise ist eine ähnliche Entwicklung wie bei den waldbedeckten Gebieten der E. II in Kammlage anzunehmen. Demzufolge müßten ehemals acker- und vor allem weinbaulich genutzte Flächen wegen Unrentabilität u. ä. aufgegeben worden sein und sich später in Busch- und Waldland verwandelt haben, wo heute ein geringerer Bodenabtrag besteht, als auf benachbarten Wirtschaftsflächen. Für das gesamte Holozän können aber wohl Beträge der E. IIIg angesetzt werden. Das Brachfallen von Wirtschaftsflächen erscheint zumindest für den Weinbau recht wahrscheinlich, da vor allem die oberen Bereiche dieser E. IIIg-Flächen Grenzstandorte darstellen, deren Beträge im langjährigen Mittel durch Klima- und Bodenfaktoren starken Schwankungen unterliegen.

Die E. IIIs nimmt ausschließlich wein- und ackerbaulich genutzte Flächen ein und weist in ihrer Verteilung überwiegend zwei Häufigkeitsmaxima auf. Das erste nimmt dabei fast ausschließlich und sehr ausgeprägt die west- und südwestexponierten Hänge der Rheinzufüsse N Mittelheim, Oestrich und Hattenheim in einer Höhenlage zwischen 110 und 160 m ein; in tieferen Lagen findet sich die E. IIIs kleinflächig nur NE Hattenheim. Die auffällige Dominanz der E. IIIs in W- und SW-Exposition in dieser Höhenlage hängt in erster Linie mit dem Weinbau zusammen, der hier in günstiger Exposition und verhältnismäßig tiefer Lage seine ältesten und bis heute dauerhaft genutzten Standorte haben dürfte. Das Vorherrschen einer bestimmten Hangneigung wie bei der E. IIIg ist nicht zu beobachten. Der starke Bodenabtrag greift hier im Gegensatz zur E. IIIg sogar weithin auf nur schwach hängiges Gelände oder sogar ganz sanft geneigte Plateaulagen über (N Mittelheim und Oestrich); dies ist ein sicheres Zeichen für die Tätigkeit des Menschen als Ursache der starken Bodenerosion. Denn bei natürlicher Vegetationsbedeckung würde der Abtrag die Werte der E. I nicht überschreiten.

Ein zweites, nicht so stark ausgeprägtes Häufigkeitsmaximum der E. IIIs findet sich überwiegend zwischen 180 und 240 m Höhe bei mäßiger bis steiler Hangneigung in etwa auf der Linie Pfungstmühle – Steinberg. Auch hier ist, zumindest in den W-Teilen, ein leichtes Vorherrschen der W- und SW-Exposition zu beobachten. Zwischen Hallgarten und Steinberg befinden sich die Geländeanteile der E. IIIs in enger Verzahnung mit denen der E. IIIg, so daß die beiden Unterstufen hier die größte zusammenhängende Fläche der E. III im Untersuchungsgebiet bilden.

Nur die W des Eberbaches gelegenen Bereiche der E. IIIs liegen außerhalb der beiden Häufigkeitsmaxima. Bei recht gleichmäßiger und unzusammenhängender Verteilung

zwischen 120 und 250 m Höhe und überwiegend mäßiger Hangneigung ist allerdings auch hier eine starke Tendenz zur W- und SW-Exposition zu beobachten.

Insgesamt kann die Entwicklung der E.III auf den wein- und ackerbaulich genutzten Flächen ebenso als progressiv angenommen werden wie die der E.II. Unter Waldbedeckung hingegen spielt die E.III überhaupt keine Rolle; die hier sehr geringen, noch heute ihr zufallenden Flächenanteile dürften eher auf frühere, waldfreie Phasen des Holozäns zurückgehen.

## 2.2. Die Verbreitung der Akkumulation im Untersuchungsgebiet

Den Erosionsflächen entsprechen natürlich andererseits Bereiche mit mehr oder weniger starker Akkumulation, denn das abgetragene Material muß auch wieder abgelagert werden, sofern es nicht durch Bäche oder Flüsse aus dem Untersuchungsgebiet heraus transportiert worden ist. Im Verhältnis zu den Abtragungsflächen sind die Akkumulationsbereiche allerdings viel kleiner; sie befinden sich in Geländeverflachungen wie Mulden, Zwischenhanglagen und Hangfußlagen in Form von Kolluvien, ebenso in den Auenbereichen des Rheins und seiner Zuflüsse als semiterrestrische Böden.

### 2.2.1. Die Kolluvien

Die Kolluvien treten, mit Ausnahme der Niederterrasse und der waldbedeckten Gebiete, in allen dazwischenliegenden Höhenlagen auf. Jedoch befindet sich der weitaus größte Teil unterhalb 130 m Höhe, vor allem im Grenzbereich zwischen unterer Mittel- und Niederterrasse (N zwischen Winkel und Reichartshausen) und in Verzahnung mit den Auenbereichen der Rheinzufüsse. Bei den zuletzt genannten überwiegt das Vorkommen auf den ostexponierten Talhängen. Ein zweiter Verbreitungsschwerpunkt liegt zwischen 160 und 240 m Höhe SW Hallgarten und Kiedrich.

Die charakteristischen Bodentypen der Kolluvien sind Pararendzinen mit teilweise hohem sekundärem Kalkgehalt und Parabraunerden unterschiedlicher Ausprägung und Mächtigkeit. Je nach Höhenlage und in Zusammenhang mit den in diesen Gebieten vorherrschenden Bodentypen dominieren auch bei den Kolluvien in den oberen Bereichen Parabraunerden, in den unteren Pararendzinen. Das Ausgangsmaterial der Böden besteht überwiegend aus solifluidal oder kolluvial umgelagertem Löß, z. T. aber auch aus Terrassen- oder Meeressand, Ton und Schiefer. Die holozänen Abschlammungen bestehen aus Lößhanglehm (ZAKOSEK & STÖHR 1966). Sie können, vor allem in tieferen Lagen, mehrere Meter Mächtigkeit (max. 4 m) erreichen, während bei den vorherrschend durch Parabraunerden repräsentierten Kolluvien der höher gelegenen Gebiete das pleistozäne Solifluktionsmaterial mit ~ 2 m Mächtigkeit das Ausgangsgestein bildet, überlagert von weniger mächtigem holozänem Material. Dieser auffällige Unterschied deutet auf eine unterschiedliche Entstehung und Entwicklung der Kolluvien hin, wobei vor allem auch die Abhängigkeit von der Höhenlage interessante Rückschlüsse zuläßt.

Die höher gelegenen Gebiete dürften noch bis ins Würm-Spätglazial hinein stark durch die Solifluktion geprägt worden sein. Hauptlieferant dieses Solifluktionsmaterials war das Taunusgebirge, dessen Einfluß vom Gebirgsrand zu den tieferen

Bereichen hin rasch abnahm, so daß in den dort gelegenen Kolluvien der Anteil des Solifluktionsmaterials bedeutend geringer ist. In den tieferen Lagen schuf die früher einsetzende und intensivere Landnutzung weite, zusammenhängende Abtragsflächen, die genügend Material für die Bildung mehrerer Meter mächtiger Kolluvien lieferten. Die höher gelegenen Bereiche hingegen wurden erst später, und wohl auch dann zuerst noch lückenhaft, von der landwirtschaftlichen und weinbaulichen Nutzung eingenommen. Demzufolge sind die Kolluvien der oberen Bereiche als jünger anzusehen, da die für die Bildung der Kolluvien erforderlichen Abtragsflächen erst später entstanden.

Insgesamt kann die Entwicklung der Kolluvien im Holozän seit der zunehmenden Besiedlungsdichte im Neolithikum als progressiv angesehen werden.

### 2.2.2. Die Auenbereiche

Der zweite Akkumulationsbereich nimmt die Talauen des Rheins und seiner Zuflüsse ein, und zwar in Form von Gleyen und Auenböden sowie Übergangsformen zwischen beiden in unterschiedlicher Ausbildung und Mächtigkeit. Die Rheinaue, linksrheinisch bis fast 2 km breit, erreicht am rechten Prallhangufer nur E Hattenheim > 400 m Breite; sonst schwankt sie zwischen 100 und 200 m Breite. Bei den Böden handelt es sich überwiegend um Auenböden oder um Übergangsformen dieser zum Gley, sehr kleinflächig auch um echten Gley. Sie sind alle kalkhaltig und bestehen aus max. über 6 dm mächtigem holozänem Schwemmléhm über Feinsand, Sand oder Kies. Beim Gley treten auch noch tonige Bestandteile hinzu. Heute befindet sich die Genese der Gley- und Auenböden aufgrund verschiedenartiger Meliorationsmaßnahmen des Menschen (Rheinregulierung Mitte des vorigen Jahrhunderts, Dränung, Übererdung – um nur einige zu nennen) in stetigem Wandel (ZAKOSEK & STÖHR 1966), doch hat sich dadurch der Charakter des Akkumulationsgebietes noch nicht verändert.

Die Talauen der Rheinzuflüsse weisen meist nur eine Breite von weit unter 100 m auf; nur die Eberbachaue erreicht auf längeren Strecken mehr als 100 m, bei Wachoderhof sogar mehr als 250 m Breite. Die Gley- und Auenböden bestehen überwiegend aus mächtigen kalkfreien holozänen Lehmen.

Insgesamt gesehen dürfte seit Beginn des Holozäns in den Talauen des Rheins und seiner Zuflüsse eine langsame, aber ständige Akkumulation stattgefunden haben. Doch sind vor allem seit den letzten 1500–2000 Jahren, hervorgerufen durch die starke wirtschaftliche Nutzung des Untersuchungsgebietes, sowohl jahreszeitliche-, wie auch durch Rodungsperioden und Wüstungserscheinungen über mehrere Jahre oder sogar Jahrzehnte andauernde Akkumulationsschwankungen aufgetreten.

## 3. Darstellung und Rekonstruktion der holozänen Reliefentwicklung anhand von vier Profilschnitten

(Taf. 1)

Die Auswahl von vier Profilschnitten im Untersuchungsgebiet fällt recht schwer, da sich eine große Zahl von Möglichkeiten anbietet. Neben den charakteristischen Durchschnittswerten der holozänen Reliefentwicklung ist vor allem die besondere

Berücksichtigung der Hangexposition bei der Auswahl entscheidend. Die gleichzeitige Kennzeichnung der Bodentypen durch Kennziffern soll die engen Zusammenhänge und die Abhängigkeit zwischen den Bodentypen und den einzelnen Erosionsstufen deutlich machen.

Die präboreale bis boreale Oberfläche wird durch eine gerasterte Linie dargestellt, wobei die verschiedenen Raster die zu dieser Zeit auftretenden Bodentypen markieren. Dies gibt auch die Möglichkeit eines Vergleichs der Bodentypen mit der Reliefentwicklung seit dem Präboreal. Die Rekonstruktion des präborealen Reliefs kann aufgrund der Abgrenzung zwischen den einzelnen Erosionsstufen und den Akkumulationsbereichen geschehen, doch sollte sie nicht als exakte Wiedergabe der präborealen Oberfläche aufgefaßt werden, sondern mehr als eine Art Hilfslinie für den Vergleich mit der rezenten Oberfläche. Denn zum einen können nur Aufschüttungs- und Abtragungsschwankungen zwischen den einzelnen Abstufungen zum Ausdruck kommen, die sicher vorhandenen Schwankungen innerhalb der Stufen sind jedoch kaum zu erfassen und eine Darstellung demzufolge hypothetisch. Zum anderen führt auch die 7,5fache Überhöhung zu einer starken Überschätzung der tatsächlichen Hangneigung und zu, ebenfalls durch den überhöhten Maßstab bedingten, stark übertrieben wirkenden Abtrags- oder Aufschüttungsmengen und den sich daraus ergebenden Reliefveränderungen. Doch ist eine Überhöhung unbedingt notwendig, denn ohne sie wären die Abtragungsschwankungen bei einer Darstellung der präborealen Oberfläche mit Hilfe einer gerasterten Linie nicht mehr zu erkennen.

#### 4. Diskussion der Untersuchungsergebnisse

Die zeichnerische Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse von Karte und Profilschnitten repräsentiert nur die Durchschnittswerte der holozänen Reliefentwicklung im mittleren Rheingau. Demzufolge wird eine Karte, die nur einen kurzen Zeitraum des Holozäns oder sogar nur einen bestimmten Zeitpunkt charakterisieren soll, mehr oder weniger starke Abweichungen von den Durchschnittswerten aufweisen. Bei dem Versuch mehrere Zeitabschnitte anhand von Karte oder Profilschnitten darzustellen würden wenigstens ebensoviele unterschiedliche Phasen der Reliefentwicklung zu erkennen sein, deren Ursachen ausschließlich in den anthropogenen Eingriffen in den Naturhaushalt zu suchen sind.

Die Abhängigkeit dieser Entwicklungsphasen von Nutzungsart, -intensität und -dauer läßt eine recht genaue Einteilung und Charakterisierung der Entstehung des holozänen Reliefs zu. Diese Abhängigkeit zeigt sich besonders deutlich bei näherer Betrachtung von Alter, Ausbildung und Mächtigkeit der Kolluvien. Vor allem die geringere Mächtigkeit des aufgeschütteten Materials in den höheren Lagen weist auf die zeitliche Verzögerung bei der wirtschaftlichen Erschließung des Untersuchungsgebietes hin. Diese ging von der Rheinaue aus nach N und NW bei gleichzeitiger Abnahme der Anbauintensität und der Flächennutzung mit zunehmender Höhe. Das bedeutet: Je höher die Lage, um so jünger ist das Durchschnittsalter der Abtragungs- und Aufschüttungsbereiche.

Insgesamt gesehen kann man in den Bereichen unterhalb der 240- bis 260-m-Linie durchschnittlich ein großflächigeres Auftreten und eine klarere Abfolge der einzelnen

Erosionsstufen feststellen als in den durch eine stärkere und oft recht kleinflächige Durchmischung gekennzeichneten höheren Lagen im heutigen Grenzbereich der Waldbedeckung oder wenig unterhalb davon. Ursache hierfür ist die über lange Zeiträume hinweg gleichmäßig intensive Nutzung dieser tiefer gelegenen Teile des Untersuchungsgebietes, die demzufolge, bei ebenso gleichmäßig und intensiv verlaufender Reliefentwicklung, den größten holozänen Bodenabtrag aufweisen. Dies erklärt auch das Auftreten von ausgedehnten Flächen der stärksten Erosionsstufe vor allem in den klimatisch und weinbaulich günstigen süd-, südost- und südwestexponierten Hängen, z.T. noch unterstützt durch die Talasymmetrie der Nebentäler und stärkere Hangneigung.

Im Gegensatz zu dieser kontinuierlichen Wirtschafts- und Reliefentwicklung unterhalb der 240- bis 260-m-Linie steht die Entwicklung der höheren Lagen bis in den Bereich der heutigen, wirtschaftsbedingten Waldgrenze. Die nur lückenhafte, zeitlich rasch wechselnde und unterschiedlich intensive Flächennutzung bewirkten in diesem Grenzbereich eine oft recht kleinräumige Durchmischung von Flächen, die im Laufe der Zeit stark wechselnden Abtragsbedingungen unterlagen, deren unterschiedlichen Entwicklungsstadien die Durchschnittswerte von Karte und Profilschnitten nicht gerecht werden können. Ähnliches gilt für die zwar großflächiger eingeteilten Bereiche des heute waldbedeckten Gebietes, wo aber Rodungsperioden, Wüstungsvorgänge und spätere Wiederbewaldung eine ebenso wechselvolle Entwicklung verursachten.

Berücksichtigt man den Einfluß der natürlichen Faktoren auf die holozäne Reliefentwicklung, so kommt nur der unterschiedlichen Oberflächengestaltung des Untersuchungsgebietes und der Wetterexposition einiger Hänge eine größere Bedeutung zu. Bei geschlossener Bewaldung unter natürlichen Bedingungen während des gesamten Holozäns hätte der Bodenabtrag jedoch an keiner Stelle die Werte der E.I überschritten, und sowohl Verbreitung wie Mächtigkeit der Kolluvien wären dementsprechend viel geringer. Der Löß als Ausgangsmaterial der Böden erhält seine Erosionsanfälligkeit erst nach Entfernung der natürlichen Vegetationsdecke unter wirtschaftlicher Nutzung.

Im Untersuchungsgebiet lassen sich heute zwei, nach Art und Intensität der Nutzung sehr unterschiedliche Wirtschaftsbereiche unterscheiden: Zum einen der überwiegende Weinanbau bis in etwa 300 m Höhe oder wenig darüber, zum anderen die sich höhenwärts anschließenden forstwirtschaftlichen Flächen. Bei gleichbleibender Nutzung werden sich zukünftig, parallel zu den zwei Wirtschaftsbereichen, auch zwei in Abtrag und Aufschüttung unterschiedliche Gebiete der Reliefentwicklung ausbilden. In den tieferen Lagen werden die noch heute vorhandenen Restflächen der E.I ganz verschwinden und von der E.II abgelöst. Diese wiederum werden in den wetterexponierten W- und in den am intensivsten genutzten S-Lagen von den sich immer stärker ausbreitenden Flächen der E.III verdrängt. Ausdehnung und Mächtigkeit der Kolluvien nehmen zu, der gegensätzliche Charakter der west- und ostexponierten Talhänge der Rheinnebtäler verstärkt sich. Durch weitere Fluß- und Bachregulierungen, -eindämmungen u.a. wird das Wachstum der Alluvionen gebremst.

In den forstwirtschaftlich genutzten Bereichen des Untersuchungsgebietes wird die Reliefentwicklung bedeutend ausgeglichener und langsamer verlaufen. Der Bodenab-

trag dürfte durchschnittlich 3- bis 6mal geringere Werte erreichen und auf großen Flächen kaum Schwankungen aufweisen, so daß bis auf sehr kleinflächige, besonders stark geneigte Hänge und Kammlagen überall die E.I vorherrscht.

#### 5. Schriftenverzeichnis

- EHRENBERG, K. H., u.a. (1968a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5913 Presberg, 201 S., 22 Abb., 9 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.  
– (1968b): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5913 Presberg; Wiesbaden.
- KURON, H., u.a. (1956a): Der Steinheimer Hof bei Eltville im Rheingau. – Mitt. Inst. Raumforsch., H. 29; Bonn.  
– (1956b): Messungen von oberflächlichem Abfluß und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden Deutschlands. – Schr.-R. Kurat. Kulturbauwesen, H. 5.
- MICHELS, F. (1972a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5914 Eltville am Rhein, 3. Aufl., 4\* + 79 S., 2 Abb.; Wiesbaden.  
– (1972b): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5914 Eltville a. Rhein; Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1973): Untersuchungen über die Dynamik des Wasserhaushaltes von Weinbergsböden mit Hilfe der Neutronensonde. – Diss.; Universität Bonn.  
– (1974): Die Neutronensonde: Methodische Untersuchungen und praktische Anwendung auf Weinbergsböden im Rheingau. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 304–321, 10 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H. (1963): Bodenkarte von Hessen 1:25000, Bl. 5914 Eltville; Wiesbaden.  
– (1964): Bodenkarte von Hessen 1:25000, Bl. 5913 Presberg; Wiesbaden.  
– (1967): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25000, Bl. 5913 Presberg, 59 S., 16 Tab., 16 Textprof.; Wiesbaden.  
– & STÖHR, W. (1966): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25000, Bl. 5914 Eltville, 138 S., 54 Tab., 53 Textprof.; Wiesbaden.  
– u.a. (1967): Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **50**, 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas; Wiesbaden.  
– – (1972): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5000, Bl. Gottesthal; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 16. 1. 1978

# Hydrothermale Minerale im Basalt von Ortenberg (Vogelsberg)

Von

GERHARD HENTSCHEL\*

**Kurzfassung:** Der Basalt von Ortenberg enthält stellenweise Blasenräume, in denen die Minerale Analcim, Phillipsit, Apophyllit, Calcit, Thomsonit, Natrolith, Thaumasil, Montmorillonit und Pyrit nachgewiesen werden konnten.

**Abstract:** The basalt of Ortenberg, Vogelsberg (Hesse), locally contains vesicles in which the minerals analcite, phillipsite, apophyllite, calcite, thomsonite, natrolite, thaumasite, montmorillonite, and pyrite could be identified.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	193
2. Mineralbeschreibung . . . . .	193
3. Schriftenverzeichnis . . . . .	196

### 1. Einleitung

Das Vorkommen eines basaltischen Schlotkomplexes ist am Gausberg N Ortenberg (TK 25, Bl. 5620 Ortenberg) durch einen großen Steinbruch weitgehend aufgeschlossen. Auch makroskopisch sind 2 Gesteinstypen zu unterscheiden, ein mittel- bis grobkörniger Olivinbasalt und ein porphyrischer, glasreicher Basanit, die sich gegenseitig vielfältigst durchdringen (EHRENBERG 1978a, b). Untergeordnet kommen auch Pyroklastite vor.

Der Olivinbasalt ist meistens kompakt, enthält aber an einigen Stellen mehr oder weniger zahlreiche, verschieden große Blasen, die teilweise oder vollständig mit einer Reihe verschiedenartiger Minerale gefüllt sind. Auch in den nur selten vorkommenden Blasen des Basanits und in blasigen Fragmenten der Pyroklastite wurden einige der weiter unten aufgeführten Minerale beobachtet.

Durch das Auftreten von Apophyllit und Thaumasil unterscheidet sich die hydrothermale Mineralparagenese des Basaltes von Ortenberg von ähnlichen Vorkommen im Vogelsberg und soll daher beschrieben werden.

### 2. Mineralbeschreibung

Bei aller Vielfalt der beobachteten Mineralvergesellschaftungen weist ein Großteil der Proben jedoch ein gemeinsames Merkmal auf: Die Blasenwände sind von einer

\* Dr. G. HENTSCHEL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.



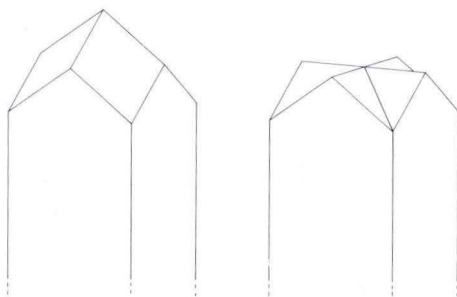


Abb. 1 (links). Pseudotetragonales Phillipsit-Prisma (a-Achse aufgerichtet) begrenzt durch (110).

Abb. 2 (rechts). Pseudotetragonales Phillipsit-Prisma (a-Achse aufgerichtet) begrenzt durch (100).

geschlossenen Phillipsit-Schicht überzogen, die als Unterlage für die späteren Bildungen dient. Im folgenden werden die einzelnen Minerale in der angenommenen Reihenfolge ihrer Entstehung beschrieben.

**Analcim.** Verhältnismäßig selten bildet Analcim eine geschlossene Schicht, die direkt auf der Blasenwand aufsitzt. Sie besteht aus farblosen, klaren Ikositetraedern bis 0,5 mm Größe, die eng miteinander verwachsen sind. Die analcimführenden Blasen enthalten als jüngere Bildungen meistens nur Montmorillonit-Sphärolithe, manchmal auch noch zusätzlich Phillipsit-Kristalle.

**Phillipsit.** In den meisten Blasen des Olivinbasaltes ist als erste Bildungsphase eine Phillipsit-Schicht zu beobachten. Die Kristalle sind gewöhnlich sehr klein und dicht aneinandergewachsen, dadurch sind jeweils nur wenige Flächen frei ausgebildet. In einigen Hohlräumen kommen bis 2 mm große, besser entwickelte Kristalle vor.

Es sind stets durch mehrfache Verzwilligung pseudotetragonale Prismen ohne einspringende Winkel, die durch Flächen der Lage (110) begrenzt werden (Abb. 1). Auf den (110)-Flächen ist eine Streifung parallel zu den Kanten deutlich sichtbar. Die Kristalle sind farblos und erscheinen im allgemeinen getrübt.

In Blasen von Pyroklastit-Fragmenten ist eine etwas andere Ausbildung der Phillipsit-Kristalle zu erkennen, indem die scheinbar tetragonalen Prismen von (100) begrenzt werden (Abb. 2).

**Apophyllit** kommt am Gaulsberg stellenweise reichlich vor. Häufig sind die Kristalle vereinzelt aufgewachsen und konnten sich daher ideal entwickeln. Sie sind farblos, klar und erreichen bis 6 mm Größe.

Es wurden nur 3 Formen beobachtet, die Basis (001), das Prisma (110) und die Pyramide (101). Diese Flächen sind von Kristall zu Kristall unterschiedlich groß ausgebildet, daher kann der Habitus würfelig (Abb. 3), kubooktaedrisch (Abb. 4), dipyramidal (Abb. 5) oder auch tafelig (Abb. 6) sein.

Manchmal werden die verbleibenden Hohlräume von lockeren Montmorillonit-Massen ausgefüllt, in denen auch schwebend gebildete Apophyllit-Kristalle gefunden wurden.

**Calcit** ist beinahe von Blase zu Blase unterschiedlich entwickelt. Die Blasen des Olivinbasaltes enthalten oft vereinzelt, wohlausgebildete Calcit-Kristalle, die ge-

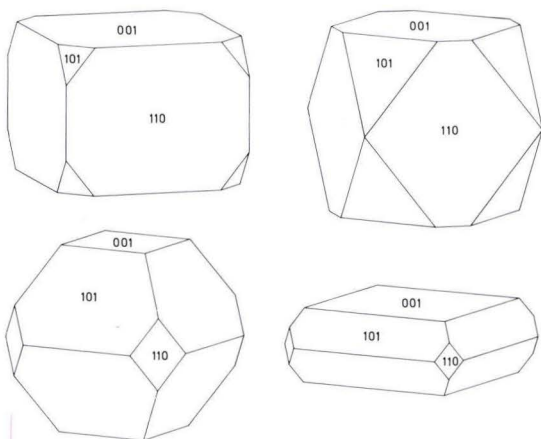


Abb.3 (links oben). Apophyllit-Kristall, würfelförmiger Habitus.

Abb.4 (rechts oben). Kubooktaedrischer Apophyllit-Kristall.

Abb.5 (links unten). Apophyllit-Kristall mit vorherrschenden Pyramidenflächen.

Abb.6 (rechts unten). Tafelig ausgebildeter Apophyllit-Kristall.

wöhnlich auf einer Phillipsit-Unterlage aufgewachsen sind. Es sind steile Rhomboeder oder Kombinationen von einem steilen Rhomboeder mit einem 2. Rhomboeder und meistens auch mit dem Prisma, weniger häufig mit einem steilen Skalenoeder. Selten tritt auch die Basis auf.

Auf Klüften und auch in manchen Blasen fehlt die Phillipsit-Unterlage und skalenoedrisch entwickelte Calcit-Kristalle sitzen direkt auf der Blasenwand; sie sind von Natrolith überwachsen, der z. T. geschlossene Kristallrasen bildet.

Auch in Blasen von Pyroklastit-Fragmenten kommt häufig rundlich ausgebildeter Calcit vor, an dem nur Andeutungen von Rhomboederflächen zu erkennen sind.

Die Calcit-Kristalle sind gewöhnlich farblos, klar und bis einige Millimeter groß. Ihre Oberfläche ist häufig rau.

Thomsonit wurde am Gaulsberg nur in Form weißer, dicht verwachsener, fasriger Aggregate beobachtet. In den nur teilweise gefüllten Blasen des Olivinbasaltes sind Natrolith-Kristalle in Richtung der Thomsonit-Fasern weitergewachsen.

In den seltenen Blasen des Basanits bildet mit Natrolith verwachsener Thomsonit eine äußere Schicht um Montmorillonit-Füllungen.

Natrolith. Wie üblich kommt Natrolith in farblosen, klaren pseudotetragonalen Prismen vor, die durch die flache Pyramide (111) begrenzt werden. Die Kristalle sind langprismatisch bis haarförmig entwickelt und erreichen bis 5 mm Länge.

Oft sitzen einzelne Büschel besonders gut entwickelter Natrolith-Kristalle in Hohlräumen, die mit Phillipsit ausgekleidet sind. In anderen Blasen bildet Natrolith Kristallrasen, die direkt auf der Blasenwand sitzen oder aber ältere Bildungen überwachsen haben.

Thaumasit. Winzige weiße Fasern, die in zahlreichen Blasen enthalten sind, konnten als Thaumasit identifiziert werden. Sie sitzen als letzte Bildungen einzeln oder filzartig auf Kristallen von Phillipsit, Natrolith oder Calcit.

Montmorillonit. Mit dieser Bezeichnung werden nicht genau bestimmte (trioctaedrische) Glieder der Montmorillonit-Saponit-Gruppe gemeint, die auch in Ortenberg recht häufig vorkommen. Es sind weiße oder hell gefärbte, dichte Massen, die entweder den Innenraum von Blasen ausfüllen, Kluftfüllungen bilden oder als sehr kleine Sphärolithe vereinzelt auf anderen Mineralen sitzen. Manchmal sind sie mit Thaumasit verwachsen.

Pyrit wurde nur in wenigen Blasen in Form winziger, würfeligter Kristalle beobachtet, die auf Phillipsit aufgewachsen sind.

### 3. Schriftenverzeichnis

- EHRENBERG, K.-H. (1978a): Exkursion A in den südlichen Vogelsberg am 30. März 1978. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 9–30, 9 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- (1978b): Vulkanische Gesteine. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5620 Ortenberg: 88–137, 10 Abb., 3 Tab., Taf. 2; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 2.1.1979

## Zur Kenntnis der Sekundärminerale im Richelsdorfer Gebirge (Hessen)

Von

GERHARD HENTSCHEL\*

Kurzfassung: Sekundärminerale des permischen Kupferschiefers und der „Rücken“ im Richelsdorfer Gebirge wurden untersucht. Es konnten 3 Gruppen unterschieden werden:

1. Minerale in der Nähe von Primärerzen sind hauptsächlich Arsenate und Karbonate von Übergangselementen wie Tirolit, Cornubit, Erythrin, Azurit, Malachit und andere; Sulfate treten nur selten auf.

2. Mineralbildungen auf Halden werden durch die Kupfersulfate Serpierit, Brochantit und Posnjakit charakterisiert, zu denen sich Karbonate und als Arsenate Erythrin und Strashimirit gesellen.

3. Ausblühungen in alten Grubenbauen enthalten als typische Minerale Pikropharmakolith und Pharmakolith. Sie können von weiteren Erdalkaliarsenaten wie Sainfeldit, Guerininit, Raenthalit, Rößlerit und Weilit begleitet werden.

Abstract: Secondary minerals of the Permian Kupferschiefer and its mineralized faults in the Richelsdorfer Gebirge (Hesse) were investigated. They could be arranged to 3 groups:

1. Minerals in the vicinity of primary ores are mainly transition metal arsenates and carbonates as tirolite, cornubite, erythrite, azurite, malachite and others; sulfates occur only rarely.

2. Mineralization on dumps is characterized by the copper sulfates serpierite, brochantite, and posnjakite, associated by carbonates and the arsenates erythrite and strashimirite.

3. Efflorescences in old mines contain picropharmacolite and pharmacolite as typical minerals. They can be accompanied by other earth alkaline arsenates as sainfeldite, guerinite, raenthalite, roesslerite, and weilite.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	198
2. Abgrenzung von Bildungsbereichen . . . . .	198
2.1. Sekundärminerale auf Gangstücken und vererzten Sedimentgesteinsproben . . . . .	199
2.2. Neubildungen auf Haldenmaterial . . . . .	199
2.3. Pikropharmakolith-Paragenese . . . . .	199
3. Mineralbeschreibung . . . . .	200
3.1. Oxide . . . . .	200
3.2. Karbonate . . . . .	200
3.3. Sulfate . . . . .	201
3.4. Arsenate . . . . .	201
4. Ungelöste Probleme . . . . .	204
5. Schriftenverzeichnis . . . . .	204

\* Dr. G. HENTSCHEL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

## 1. Einleitung

Seit dem Mittelalter wurde im Richelsdorfer Gebirge Bergbau zunächst auf Kupfer, später auf Kobalt und zuletzt auf Schwerspat betrieben, der erst 1967 zum Erliegen kam (STOPPEL & GUNDLACH 1978). Die primären Erzparagenesen des Kupferschiefers und seines unmittelbar Liegenden und Hangenden sowie der Erzlinen der Schwerspatgänge („Rücken“) sind schon früher eingehend untersucht worden (MESSER 1955). Dagegen fanden die Sekundärminerale dieser Vorkommen bisher nur wenig Interesse. Einige ungewöhnlich Minerale, die auf neueren Fundstücken identifiziert werden konnten, gaben die Anregung zu dieser noch ausstehenden Bestandsaufnahme.

Für die Untersuchung standen zahlreiche Proben aus der Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zur Verfügung, die z.T. noch in der Zeit des aktiven Bergbaus entnommen worden sind. Wesentliches Probenmaterial kam aus Privathand; den Herren KOLLE und SIMON, Cornberg, danke ich bestens für eine größere Anzahl überlassener Stufen sowie für weitere Belegstücke, die zu Untersuchungszwecken zeitweilig zur Verfügung gestellt wurden.

Die unter Tage gesammelten Proben stammen aus den inzwischen aufgelassenen Grubenanlagen Schnepfenbusch und Wolfsberg, aus dem Bereich des Reichenberg-Schachtes und aus einigen älteren Stollen des ehemaligen Kupferschieferbergbaus. Einige Proben wurden im Sandsteinbruch Cornberg, eine größere Anzahl Stücke auf den Halden bei Iba, Bauhaus, Süß und Braunhausen gesammelt.

## 2. Abgrenzung von Bildungsbereichen

Den Untersuchungen von MESSER (1955) ist zu entnehmen, daß der Kupferschiefer im Richelsdorfer Gebirge hauptsächlich sulfidische Erzminerale führt. Die gangförmigen Lagerstätten enthalten außer Sulfiden als wesentliche Bestandteile auch Arsenide.

Gelangen die primären Erzminerale in den Bereich zirkulierender, sauerstoffhaltiger Wässer, so werden sie oxidiert und ihre Bestandteile teilweise gelöst und wegtransportiert. Beim Zusammentreffen und Vermischen mit anderen Lösungen (z. B. Calciumhydrogenkarbonat), durch Reaktion mit festen Stoffen oder durch Verdunsten des Lösungsmittels können die Löslichkeitsprodukte überschritten und neue Verbindungen abgeschieden werden. Solche Vorgänge haben sowohl in den unverritzten Vorkommen als auch in den vom Bergbau erfaßten Teilen der Lagerstätten stattgefunden. Auch in dem auf Halde geschütteten Material sind entsprechende Mineralneubildungen beobachtet worden (HODENBERG & KÜHN 1978).

Die zahlreichen in den Primärerzen enthaltenen Komponenten sind für die Fülle verschiedenartiger Sekundärminerale verantwortlich. Zu dieser Vielfalt trägt vor allem die Anwesenheit von Arsen bei, wie aus der großen Zahl neugebildeter Arsenate hervorgeht. Gestützt wird diese Beobachtung auch durch Beschreibungen anderer As-führender Sekundärmineral-Vorkommen z. B. im Schwarzwald (WALENTA 1972). Dagegen sind die Oxidationszonen rein sulfidischer Erzlagerstätten verhältnismäßig artenarm.

Der Versuch einer Gliederung der zahlreichen Sekundärminerale wird dadurch erschwert, daß sie auf einer großen Anzahl von Proben scheinbar unabhängig vom Gestein der Unterlage auftreten. Dennoch lassen sich gewisse Gemeinsamkeiten erkennen, die eine Unterteilung ermöglicht haben. Sie beruht bei den unter Tage gesammelten Proben z. T. auf der Entfernung, die die Komponenten zwischen Lösung

und Abscheidung zurückgelegt hatten. Stücke, die noch Reste von primären Erzmineralen erkennen lassen oder aus der Umgebung von Primärerzen stammen, enthalten als Sekundärminerale hauptsächlich Arsenate und Karbonate von Übergangselementen, untergeordnet auch Sulfate. Dagegen bestehen Krusten, die alle möglichen tauben Gesteine überziehen und meistens keinerlei stoffliche Beziehung zur Unterlage erkennen lassen, zum größten Teil aus Erdalkaliarsenaten (kurz als „Pikropharmakolith-Paragenese“ bezeichnet). Ihre Komponenten haben sehr wahrscheinlich größere Entfernungen in gelöster Form zurückgelegt.

Die innerhalb des Haldenmaterials entstandenen Sekundärminerale lassen sich aufgrund der sulfatbetonten Paragenese auch stofflich von den anderen Gruppen abgrenzen.

### 2.1. Sekundärminerale auf Gangstücken und vererzten Sedimentgesteinsproben

Entsprechend der Durchlässigkeit haben die oxidierenden Wässer oft auch die vererzten Sedimentgesteine erfaßt, vor allem die Sandsteine und Konglomerate des Grauliegenden. In solchen Gesteinen sind die primären Erzminerale von grünen Umwandlungsprodukten umgeben, die aus ungeordneten, nicht bestimmbar Substanzen bestehen. Porenräume dieser Gesteine enthalten stellenweise Erythrin, Malachit und Tirolit.

Der größte Teil der Sekundärminerale hat sich jedoch in Hohlräumen bzw. auf Klüften gebildet, die sowohl in den Gangfüllungen vorhanden sind, als auch den Kupferschiefer, das Grauliegende und den Zechsteinkalk durchsetzen. Darin kommen insgesamt vor: Erythrin, Annabergit, Tirolit, Adamin, Olivenit, Cornubit, Azurit, Malachit, Calcit, Aragonit, Dolomit, Siderit, Gips, Serpierit, Brochantit, Posnjakit, Jarosit, Metavoltin, Goethit und Heterogenit.

### 2.2. Neubildungen auf Haldenmaterial

Unter dem meist tauben Material der Halden sind als Seltenheit Stücke zu finden, die durch bunte Überzüge auffallen. Sie dürften nach der Ablagerung noch geringe Mengen primärer Erzminerale enthalten haben, die erst später zersetzt worden sind. Die gelösten Stoffe wurden auf der Oberfläche der Stücke überwiegend als Sulfate abgesetzt. Außer den schon von HODENBERG & KÜHN (1978) beschriebenen Mineralen Gips, Serpierit und Posnjakit konnten noch Brochantit, Erythrin, Strashimirit, Malachit, Calcit, Aragonit, Hydrozinkit und Arsenolith nachgewiesen werden.

### 2.3. Pikropharmakolith-Paragenese

An manchen Stellen verlassener Grubenbaue ist der Boden und der Versatz leuchtend rosa und weiß überkrustet. Dort konnten mit gelösten Stoffen beladene Wässer langsam verdunsten, wobei ein Teil der mitgeführten Substanzen auskristallisierte. Charakteristische Minerale dieser Beläge sind Pikropharmakolith und Pharmakolith, die schon im vorigen Jahrhundert aus dem Richelsdorfer Gebirge beschrieben

worden waren. Sie können von Erythrin, Hörnesit, Sainfeldit, Guerinit, Rauenthalit, Rößlerit, Weilit, Gips und Calcit begleitet werden. Ähnliche Paragenesen teils recht seltener Minerale kennt man aus dem Erzgebirge, aus den Vogesen (PIERROT 1964) und aus dem Schwarzwald (WALENTA 1972).

### 3. Mineralbeschreibung

Die Mehrzahl der Sekundärminerale bildet entweder nur dünne mikrokristalline Krusten und Beläge oder winzige Kristalle und Kristallgruppen. Kristalle von mehreren Millimetern Größe sind ausgesprochene Seltenheiten. Daher waren Röntgenaufnahmen mit der Debye-Scherrer-Kamera die Grundlage der Identifizierung, die durch einige mikroskopische Untersuchungen ergänzt wurden.

Im folgenden werden die einzelnen Minerale innerhalb ihrer systematischen Klassen etwa in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit beschrieben.

#### 3.1. Oxide

Quarz,  $\text{SiO}_2$ . Auf Kluftflächen sitzende kleine Quarz-Kristalle sollen hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden.

Goethit,  $\alpha\text{-FeOOH}$ , kommt in Form brauner Massen („Limonit“) ebenfalls in klüftigem Material vor.

Heterogenit,  $\text{CoOOH}$ , wird von MESSER (1955) als Sekundärmineral erwähnt. Für dieses Mineral wurden zunächst schwarze, weiche Massen mit niedriger Oberfläche gehalten, die Kluftwände oder früher gebildete Calcit-Kristalle überziehen. Die Untersuchung mit dem Röntgendiffraktometer ergab jedoch keine erkennbaren Reflexe, so daß ihre Zuordnung fraglich bleibt.

Arsenolith,  $\text{As}_2\text{O}_3$ . Als Seltenheit wurden auf einem Haldenstück blaßgrüne, fettig erscheinende Krusten beobachtet, die sich als Arsenolith identifizieren ließen.

#### 3.2. Karbonate

Calcit,  $\text{CaCO}_3$ , wurde in allen Bildungsbereichen aufgefunden. Er kommt meistens unscheinbar, z. T. auch mit anderen Mineralen vermengt in Form von Krusten oder vielfach verwachsenen Kristallen vor. Besser ausgebildete Kristalle sind seltener zu finden, es sind steile oder isometrische Rhomboeder, oft mit gekrümmten Flächen.

Aragonit,  $\text{CaCO}_3$ , bildet auf Klüften farblose, klare Prismen, die manchmal garbenförmig verwachsen sind. Auf Haldenmaterial wurde Aragonit in Form weißer, niedriger Krusten beobachtet.

Azurit,  $\text{Cu}_3[\text{OH}/\text{CO}_3]_2$ , bildet gewöhnlich winzige, tiefblaue, glänzende Kristalle auf Klüften. Deutlich heller blaue, matte Kristalle haben sich ebenfalls als Azurit erwiesen.

Malachit,  $\text{Cu}_2[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$ , kommt in Form feiner grüner Nadeln, als Sphärolithe oder niedrige Krusten im Kluftmaterial, in Poren des Graulich-Konglomerates und auf Haldenstücken vor.

Dolomit,  $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ . Gelbe Körner und Krusten auf Kluftstücken sind als Dolomit bestimmt worden.

Siderit,  $\text{FeCO}_3$ . Nur einmal belegt sind kleine, rote Siderit-Rhomboeder aus einer Kluft im Kupferschiefer.

Hydrozinkit,  $\text{Zn}_5[(\text{OH})_3/\text{CO}_3]_2$ . Feine, bläulichweiße Krusten auf einem Kupferschieferstück aus der Grube Schnepfenbusch wurden als Hydrozinkit identifiziert.

### 3.3. Sulfate

Gips,  $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ , zählt zu den häufigsten Sekundärmineralen im Richelsdorfer Gebirge, das in allen erfaßten Bereichen anzutreffen ist. Seine Ausbildung ist verschiedenartig, am häufigsten sind subparallele oder radialstrahlige Aggregate aus farblosen, klaren Prismen oder Nadeln. Vereinzelt aufsitzende Kristalle sind oft modellartig ausgebildet. Außerdem kommen auch parallelfasrige Kluftfüllungen und feinkörnige Aggregate vor.

Serpierit,  $\text{Ca}(\text{Cu},\text{Zn})_4[(\text{OH})_3/\text{SO}_4]_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ . Neubildungen von Serpierit, Posnjakit und Gips auf der Halde von Iba sind kürzlich von HODENBERG & KÜHN (1978) beschrieben worden. Auf etwas anders aussehenden Stücken von diesem Fundort ist Serpierit mit Gips, Brochantit, Strashimirit und Erythrin vergesellschaftet. Schließlich konnte dieses Mineral auch auf Klüften einiger unter Tage gesammelter Proben neben Gips, Brochantit, Jarosit, Malachit und Aragonit nachgewiesen werden.

Serpierit bildet gewöhnlich dünne, hellblaue, gestreckte Blättchen, die als wirres Haufwerk Teile der Gesteinsunterlage bedecken. Weniger häufig sind blaßblaue oder weiße, feinfasrige Krusten.

Brochantit,  $\text{Cu}_4[(\text{OH})_6/\text{SO}_4]$ , konnte auf Haldenmaterial häufiger, auf Klüften unter Tage gesammelter Proben nur selten beobachtet werden. Es sind stets dunkelgrüne, isometrische oder prismatische Kristalle, die manchmal krustenförmig verwachsen sind.

Posnjakit,  $\text{Cu}_4[(\text{OH})_6/\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$ . Nach Untersuchungen von HODENBERG & KÜHN (1978) ist blättchenförmiger Posnjakit auf Haldenmaterial von Iba mit Gips und Serpierit epitaktisch verwachsen. Als Seltenheit sind in einem alten Stollen hellblaue Nadenbüschel von Posnjakit gefunden worden, die auf Kupferschiefer aufgewachsen sind.

Baryt,  $\text{Ba}[\text{SO}_4]$ . Sekundär gebildeter Baryt ist manchmal in Form farbloser, klarer, rechteckig begrenzter Tafeln auf Klüften zu finden.

Jarosit,  $\text{KFe}_3^+[(\text{OH})_6/(\text{SO}_4)_2]$ . Gelbe, pulvrige Beläge auf feinen Klüften einiger Kupferschieferstücke aus der Grube Schnepfenbusch konnten eindeutig als Jarosit bestimmt werden. Daneben kommen auf diesen Proben Gips, Brochantit, Serpierit und Malachit vor.

Metavoltin,  $\text{K}_5\text{Fe}_3^+[\text{OH}/(\text{SO}_4)_3]_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ . Als Seltenheit wurden winzige, kanariengelbe Pusteln von Metavoltin gefunden, die auf knollig verwachsenem Markasit aus einem Schwerspatgang sitzen.

### 3.4. Arsenate

Erythrin,  $\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ , ist in allen Paragenesen ein weit verbreitetes Mineral, das an seiner charakteristischen lilaroten Farbe leicht erkannt wird. Auf



Klüften kommen mitunter modellartig ausgebildete, klare, flache Prismen vor, die bis > 1 mm lang und fächerartig gruppiert sind. Häufiger sind eng verwachsene, radialstrahlige Aggregate, die einzeln sitzen oder als geschlossene Krusten Teile von Klüftflächen oder auch Haldenmaterial überziehen.

In dem durch Pikropharmakolith gekennzeichneten Bildungsbereich enthält jede Probe Erythrin oder Mischkristalle der Reihe Erythrin – Hörnesit. Es sind gewöhnlich eng verwachsene, radialfasrige Aggregate, die meistens heller rot gefärbt sind als die vorher beschriebenen.

Hörnesit,  $Mg_3[AsO_4]_2 \cdot 8 H_2O$ . Zwischen den isotypen Mineralen Erythrin, Annabergit und Hörnesit besteht wahrscheinlich vollständige Mischbarkeit. Die Gitterkonstanten der Endglieder sind annähernd gleich groß, daher lassen sich diese Minerale durch einfache Debye-Scherrer-Aufnahmen nicht unterscheiden. Die Lichtbrechungswerte von Hörnesit sind jedoch deutlich niedriger als die von Erythrin und Annabergit.

Farblose, radialstrahlig verwachsene Nadeln auf Pikropharmakolith führenden Stücken ergaben Lichtbrechungswerte  $\leq 1,595$  und sind daher als Hörnesit zu bezeichnen. Die Lichtbrechungen von blaßrosa bis hellrot gefärbten Nadelaggregaten liegen dagegen im Bereich zwischen den Werten von Hörnesit und Erythrin bzw. Annabergit, wodurch intermediäre Mischkristalle dieser Reihe angezeigt werden.

Annabergit,  $Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8 H_2O$ , wird schon von MESSER (1955) als Sekundärmineral des Richelsdorfer Gebirges erwähnt. Grün gefärbte Krusten, in denen zunächst Annabergit vermutet worden war, sind auf zahlreichen Proben vorhanden. Die meisten von ihnen erwiesen sich jedoch als andere Minerale oder konnten nicht identifiziert werden. Nur hellgrüne Klüftfüllungen und Krusten in Co-Ni-Erzgängen ergaben dem Annabergit entsprechende Werte.

Tirolit,  $Ca_2Cu_9[(OH)_{10}/(AsO_4)_4] \cdot 10 H_2O$ , bildet blättrige, subparallel verwachsene Aggregate und Rosetten von charakteristischer blaugrüner Farbe auf Klüften im Kupferschiefer und im Grauliegenden.

Strashimirit,  $Cu_4[OH/AsO_4]_2 \cdot 2,5 H_2O$ , kommt auf Haldenmaterial von Iba und Süß in Form hellgrüner, nieriger Krusten vor. Begleitminerale können Brochantit, Serpierit, Gips, Erythrin, Aragonit und ein nicht bestimmbares hellblaues Mineral sein.

Adamin,  $Zn_2[OH/AsO_4]$ . Grüne Nadeln, Sphärolithe und unregelmäßig verwachsene Krusten von Adamin sind in Hohlräumen von Klüftmaterial enthalten.

Olivinit,  $Cu_2[OH/AsO_4]$ , bildet auf Klüften olivgrüne Aggregate oder Kristallrasen aus feinen, olivgrau gefärbten Nadelchen.

Cornubit,  $Cu_5[(OH)_2/AsO_4]_2$ . Kleine, intensiv grüne Körner mit muscheligen, glänzendem Bruch wurden als Cornubit identifiziert. Sie sind vereinzelt in einer Gangbrechie eingewachsen und mit Azurit, Calcit und Aragonit vergesellschaftet.

Pikropharmakolith,  $Ca_4MgH_2[AsO_4]_4 \cdot 11 H_2O$ , wurde schon Anfang des vorigen Jahrhunderts von STROMEYER (1819) in Material aus dem Richelsdorfer Gebirge als neue Mineralart entdeckt. Bis in die jüngste Zeit wurde Pikropharmakolith immer wieder mit Pharmakolith und anderen Calciumarsenaten verwechselt (PIERROT 1961). Erst seit der Anwendung von Röntgenmethoden ist die Unterscheidung problemlos geworden.

Pikropharmakolith ist der häufigste Bestandteil der Ausblühungen in alten Grubenbauen. Es sind stets radial zusammengesetzte Aggregate aus mehr oder weniger feinen Nadeln. Sie sind farblos oder weiß, manchmal auch rosa gefärbt. Der Durchmesser der Büschel kann mehr als 1 cm betragen. Dickere Nadeln lassen einen rechteckigen Querschnitt erkennen und werden von einem Pinakoid schräg begrenzt.

Weniger häufig sind kugelige Aggregate mit fast geschlossener Oberfläche, aus der manchmal vereinzelt, lange, feine Nadeln herausragen.

Pharmakolith,  $\text{CaH}[\text{AsO}_4] \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ , kommt seltener als Pikropharmakolith und meistens auch in wesentlich kleineren Kristallen vor. Es sind gewöhnlich farblose, klare, flache Prismen, die garbenförmig oder zu geschlossenen Krusten verwachsen sind. Seltener bildet Pharmakolith einzelne, annähernd quadratische Prismen von mehreren Millimetern Länge.

Sainfeldit,  $\text{Ca}_5\text{H}_2[\text{AsO}_4]_4 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ , wurde zusammen mit Rauenthalit erst 1964 von PIERROT als neues Mineral beschrieben. Außer von den Originalfundorten Jachymov und Sainte-Marie-aux-Mines ist Sainfeldit inzwischen auch aus Marokko (PIERROT & SCHUBNEL 1972) und aus dem Schwarzwald (WALENTA 1972) bekanntgeworden. In dem Probenmaterial aus dem Richelsdorfer Gebirge wurde dieses Mineral auf zahlreichen Stücken beobachtet.

Sainfeldit bildet klare, prismatische Kristalle, die mehr oder weniger intensiv rosa bis lilarot gefärbt und meistens zu flachen, radialstrahligen Aggregaten verwachsen sind. Wahrscheinlich ist auch in den Richelsdorfer Sainfelditen ein Teil des Ca durch Co ersetzt, wodurch die intensive Färbung verursacht wird. Co-Einbau ist auch von Sainfelditen anderer Vorkommen bekannt.

Guerinit,  $\text{Ca}_5\text{H}_2[\text{AsO}_4]_4 \cdot 9 \text{H}_2\text{O}$ , wurde von NEFEDOV (1961) auf Stücken von Schneeberg und Richelsdorf, die sich in der Sammlung der Universität Leningrad befinden, als neues Mineral erkannt und beschrieben. In dem für die vorliegende Beschreibung durchgesehenen Probenmaterial gehört es zu den weniger häufigen Mineralen.

Guerinit ist an den weißen, seidenglänzenden, subparallel verwachsenen, blättrigen Aggregaten leicht zu erkennen. Spaltblättchen zeigen perlmuttartigen Glanz, ihr Umriß kann rechteckig mit abgestumpften Ecken, keilförmig oder trapezförmig sein.

Rauenthalit,  $\text{Ca}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ , ist bisher nur von Sainte-Marie-aux-Mines (PIERROT 1964) und der Grube Anton im Heubachtal (WALENTA 1972) beschrieben worden. Auch im Richelsdorfer Gebirge zählt dieses Mineral zu den Seltenheiten.

Rauenthalit kommt in winzigen, farblosen, klaren Nadeln vor, die zu niedrigen Krusten oder manchmal auch zu radialstrahligen Aggregaten verwachsen sind und den von PIERROT (1964, Fig. 4 u. 5) abgebildeten Original Exemplaren gleichen. Äußerlich identisch damit ist ein anderes Mineral, das anfangs für Rauenthalit gehalten wurde. Sein Röntgendiagramm unterscheidet sich aber deutlich und stimmt mit keiner bisher bekannten Phase überein.

Röbllerit,  $\text{MgH}[\text{AsO}_4] \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ , wurde im vorigen Jahrhundert als Sekundärmineral aus den Kupferletten von Bieber im Spessart entdeckt (BLUM 1861). In dem untersuchten Material aus dem Richelsdorfer Gebirge ist Röbllerit eines der seltensten Minerale, das nur auf einer Probe nachgewiesen werden konnte. Röbllerit bildet dicke,

farblose, klare Krusten und Kristalle ohne scharfe Kanten, die wie angelöst erscheinen.

Weilit,  $\text{CaH}[\text{AsO}_4]$ , wurde nur auf einer vor einigen Jahren gesammelten Probe in Form dünner weißer Krusten auf Pharmakolith beobachtet. Vielleicht hat sich auch dieser Weilit, wie es WALENTA (1972) von anderen Exemplaren annimmt, erst während der Lagerung in trockenen Sammlungsräumen gebildet.

#### 4. Ungelöste Probleme

Ziel der vorliegenden Beschreibung war es, eine Übersicht der im Richelsdorfer Gebirge auftretenden Sekundärminerale zu gewinnen. Im Laufe der Untersuchung wurden zahlreiche Einzelprobleme erkannt, die eine gründliche Bearbeitung erfordern würden, denen aber in diesem Rahmen nicht nachgegangen werden konnte.

Dazu zählen Mischkristallbildungen, die durch Abweichungen der d-Werte oder der optischen Eigenschaften einiger Minerale angedeutet wurden. Für einige von ihnen sind kristallchemische Untersuchungen bisher noch von keiner Seite durchgeführt worden.

Weitere Aufgaben sind mit einigen Mineralen verbunden, deren Röntgendiagramme nicht eindeutig zugeordnet werden konnten. Bei einem Teil mag es sich um nicht erkannte Verwachsungen mehrerer Mineralarten handeln. Einige der nicht zu deutenden Diagramme wurden jedoch reproduzierbar von verschiedenen Proben erhalten, so daß in ihnen unbekannte Phasen vermutet werden. Einige dieser Mineralbildungen wurden bereits im Text kurz erwähnt. Das Röntgendiagramm eines weiteren Minerals ist identisch mit den Daten, die WALENTA (1972) für ein nicht genau bestimmtes, wasserhaltiges Calciumarsenat vorläufig mitgeteilt hatte. Es kommt in millimetergroßen, klaren, flachtafeligen Kristallen von lila Farbe vor, die mit Pikropharmakolith und anderen Mineralen dieser Paragenese vergesellschaftet sind.

Die Bearbeitung der aufgezeigten Probleme wird sicher noch zu einigen interessanten Ergebnissen führen.

#### 5. Schriftenverzeichnis

- BLUM, R. (1861): Rösslerit, ein neues Mineral. — Jber. wetterauer Ges. ges. Naturkde. Hanau, 1858—1860: 32—36; Hanau.
- HODENBERG, R. v., & KÜHN, R. (1978): Rezente Bildungen von Serpierit und Posnjakit auf dem Kupferschiefer von Iba. — Aufschluß, **29**: 321—324, 2 Abb.; Heidelberg.
- MESSER, E. (1955): Kupferschiefer, Sanderz und Kobaltrücken im Richelsdorfer Gebirge (Hessen). — Hess. Lagerstättenarch., **3**, 125 S., 39 Abb., 19 Tab., 29 Taf.; Wiesbaden.
- NEFEDOV, E. I. (1961): Guerinite, a new mineral. — Mat. Vses. Nauchno-Issled. Geol. Inst., **45**: 113—115. (Ref. Amer. Mineral., **47**: 416—417; 1962).
- PIERROT, R. (1961): Nouvelles données sur la picropharmacolite. — Bull. Soc. franç. Minér. Crist., **84**: 391—396, 2 Abb., 4 Tab.; Paris.
- (1964): Contribution à la minéralogie des arsénates calciques et calcomagnésiens naturels. — Bull. Soc. franç. Minér. Crist., **87**: 169—211, 25 Abb., 33 Tab.; Paris.
- & SCHUBNEL, H.-J. (1972): L'irthemite, un nouvel arséniate hydraté de calcium et magnésium. — Bull. Soc. franç. Minér. Crist., **95**: 365—370, 5 Abb., 2 Taf.; Paris.

- STOPPEL, D., & GUNDLACH, H. (1978): Zur Geologie und Bergbaugeschichte der Schwerspat- und Kobalterzvorkommen im Unterwerra-Grauwackengebirge und Richelsdorfer Gebirge. Aufschluß, Sb. **28**: 261–285, 23 Abb.; Heidelberg.
- STROMEYER, F. (1819): Chemische Untersuchung der natürlichen Boraxsäure der Insel Vulcano, des Eisenpecherzes aus Sachsen, des Picro-Pharmacoliths aus Riegelsdorf in Hessen, und des Polyhalits aus Ischel in Oesterreich, eines neuen fossilen Salzes. — Ann. Phys., **61**: 177–189; Leipzig.
- WALENTA, K. (1972): Die Sekundärminerale der Co-Ni-Ag-Bi-U-Erzgänge im Gebiet von Wittichen im mittleren Schwarzwald. — Aufschluß, **23**: 279–329, 32 Abb.; Heidelberg.

Manuskript eingegangen am 5.2.1979

Herrn Prof. WALENTA, Stuttgart, danke ich für die nach Drucklegung erhaltene Mitteilung, daß das von ihm 1972 vorläufig beschriebene Calciumarsenat nach neueren Funden in Sainte-Marie-aux-Mines inzwischen weiter bearbeitet und vollständig charakterisiert werden konnte. Es wurde als *Ferrarisit*,  $\text{Ca}_5\text{H}_2(\text{AsO}_4)_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ , bereits von der IMA-Kommission für neue Minerale und neue Mineralnamen anerkannt, die Erstbeschreibung von BARI, PERMINGEAT, PIERROT & WALENTA ist im Druck.

Wie auf S. 204 kurz beschrieben wurde, kommt Ferrarisit im Richelsdorfer Gebirge in tafeligen Kristallen von lila Farbe vor; außerdem entsprechen kleine, farblose, klare Aggregate aus gestreckten Kristallen der teilweise entwässerten Form des Ferrarisits.

## Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes zwischen Fulda und der Spessart-Rhön-Schwelle

Von

MANFRED LAEMMLEN, HELMUT PRINZ und HARRY ROTH\*

**Kurzfassung:** Aus dem Zechsteinbecken zwischen Fulda und der Rhön-Schwelle werden außer den allgemein bekannten Formen des tiefen Salinarkarstes hauptsächlich kleinflächige, fossile Einbruchsschlote beschrieben, deren Entstehung auf Subrosionsvorgänge im Anhydritgestein zurückgeführt wird. Durch Gegenüberstellung dieser Subrosionsformen mit den in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft durch Tiefbohrungen erkundeten geologischen Verhältnissen im Buntsandstein- und Zechsteinuntergrund werden Gesetzmäßigkeiten im Auftreten der Einbruchsschlote erkannt. Sie stellen demnach Indikatoren für den Übergangsbereich zwischen Chlorid- und Sulfatfazies im Zechsteinbecken dar. Mit ihrem gehäuften Auftreten markieren sie nämlich einerseits den ehemaligen Rand der Salzverbreitung, andererseits aber auch Schwellenregionen innerhalb des Beckens, die durch stark reduzierte Salzabscheidung gekennzeichnet sind.

Da die Einbruchsschlote bereits nahe dem heutigen Salzhang in größerer Anzahl auftreten, liegt der Schluß nahe, daß dieser in seiner Lage auf weiten Strecken von der ursprünglichen Begrenzung der Salzlagerstätte nicht allzusehr abweicht. Die ehemalige Ausdehnung der Salzlagerstätte dürfte also insgesamt kleiner gewesen sein, als bisher angenommen. Eine stärkere Untergrunddifferenzierung ist nicht nur im Salinarbecken, sondern auch im Übergangsbereich zwischen Chlorid- und Sulfatfazies anzunehmen. Dies ergibt sich aus der Existenz von Vorseuken in Form kleinerer Halitbecken mit reduzierter, aber wohl nicht unbeträchtlicher Salinarmächtigkeit.

**Abstract:** Features of saliniferous karst are described from the Upper Permian (Zechstein) basin between Fulda and the Rhön-ridge. Apart from deep saliniferous karst, which is already well known, special attention is paid to fossil collapse-pipes which are explained by subrosion of anhydrite. By comparing the geological conditions in the Buntsandstein- (Lower Triassic) and Zechstein- (Upper Permian) subdivisions, which were explored by drill-holes in the immediate neighbourhood of collapse-pipes, the basic principles underlying their distribution are made clear: collapse-pipes indicate the transitional zone between chlorine- and sulfate-facies in the Zechstein-basin. Where they occur frequently, they mark the fossil margin of the halite-facies as well as former ridges within the basin. These ridges are characterized by a very much reduced thickness of halite.

The frequent occurrence of collapse-pipes close to the existing salt-table gives rise to the assumption that the actual location of the salt-table does not very much differ from the original boundaries of the salt-deposit. The original extent of the salt-deposit therefore probably was smaller than hitherto assumed. In the basin existed presumably besides local ridges also foredeeps in the transitional area between chlorine- and sulfate-facies in the form of small halite basins with reduced but still considerable thickness of salt-deposits.

\* Dr. M. LAEMMLEN, Prof. Dr. H. PRINZ, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden. Dr. H. ROTH, Kali und Salz AG, Friedrich-Ebert-Str. 160 (August-Rosterg-Haus), 3500 Kassel.

Résumé: De la région du bassin du Zechstein entre Fulda et la Rhön on a décrit plusieurs, fossiles, petites dolines, qui s'ont développées par la subsrosion dans la roche d'anhydride.

La comparaison des résultats des forages à grande profondeur dans les formations du Buntsandstein et du Zechstein montre une méthode de déterminer la zone de transition de la faciès de chlorure au faciès de sulfate dans le bassin du Zechstein. La fréquence d'existence des dolines marque la vieille lisière de la distribution du sel gemme.

Au contraire des opinions, qui ont été jusqu'à présent, la extension primaire du gisement de sel était plus petite. Mais on suppose qu'il y a non seulement des régions de barre dans le bassin mais aussi des avant-fosses à la zone de transition entre le faciès de chlorure et le faciès de sulfate, développées que des petites bassins de halite avec une considérable épaisseur de sel gemme.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	208
2. Geologischer und paläogeographischer Überblick . . . . .	209
3. Prozeß der Salzauflösung und Senkungserscheinungen an der Erdoberfläche . . . . .	212
3.1. Heutige Salzverbreitung — Salzhang . . . . .	213
3.2. Subrosionssenken . . . . .	215
3.3. Einbruchsschlote . . . . .	224
3.3.1. Erscheinungsformen der Einbruchsschlote . . . . .	224
3.3.2. Einzelbeschreibung der Einbruchsschlote . . . . .	225
3.3.2.1. Rhön-Autobahn zwischen Rothemann und Döllbach . . . . .	225
3.3.2.2. Bereich des Fuldatals bei Welkers—Bronzell . . . . .	232
3.3.2.3. Gebiet E und NE Fulda . . . . .	235
3.3.2.4. Gebiet Neuhof—Kalbach . . . . .	236
3.3.2.5. Gebiet S des Landrückens . . . . .	239
3.3.2.6. Bereich der Rhön-Schwelle bei Dietges und Abtsroda . . . . .	240
3.3.3. Geomechanische Deutung der Entstehung der Einbruchsschlote . . . . .	243
4. Verbreitung der Einbruchformen und ihre Relation zur Paläogeographie des Zechsteinbeckens . . . . .	244
5. Schriftenverzeichnis . . . . .	249

## 1. Einleitung

Im Gebiet der ursprünglichen Verbreitung des Zechsteinsalinars werden bei Bauvorhaben immer wieder geologische Erscheinungsformen angetroffen, die ihre Ursache in der Auslaugung der salinaren Zechsteingesteine im tiefen Untergrund haben. Über die Folgeerscheinungen dieses tiefen Salinarkarstes bestehen zwar — vor allem was die Auslaugung der leicht löslichen Steinsalzlager anbelangt — schon seit einigen Jahrzehnten mehr oder weniger fundierte Modellvorstellungen (LOHMANN 1962, REUTER 1973), mit denen ein Großteil der an der Erdoberfläche gemachten Beobachtungen nach Ursache und Auswirkung hinreichend gedeutet werden kann. Es handelt sich dabei im wesentlichen jedoch um die morphologischen Großformen des tiefen Salinarkarstes wie Einbruchstrichter oder Einbruchskessel.

Neben diesen augenfälligen Auslaugungsformen treten auch von jungen Deckschichten mehr oder weniger verborgene und daher im Gelände meist nicht ohne weiteres erkennbare Erscheinungsformen des tiefen Salinarkarstes auf, die sich von den altbekannten Großformen durch ihre meist nur geringe Größe, den ungewöhnlichen Schlankheitsgrad und ihre besondere Ausbildung unterscheiden.

Zum ersten Mal sind diese Einbruchsschlote beim Bau der Rhön-Autobahn in größerer Zahl erschlossen worden und zu aktueller Bedeutung gelangt (PRINZ 1970); sie werden eine solche auch in nächster Zukunft beim Bau der Bundesbahn-Neubaustrecke Würzburg—Hannover wieder erhalten. Seither konnten sie an verschiedenen Stellen des Zechsteinbeckens nachgewiesen werden. Dabei hat es sich gezeigt, daß die Einbruchsschlote stets an ganz bestimmte geologische Situationen geknüpft sind und mit der ursprünglichen Konfiguration des Zechsteinbeckens in direktem Zusammenhang stehen. Sie eignen sich deshalb — umgekehrt — wahrscheinlich als Indikator für die Zechsteinpaläogeographie.

## 2. Geologischer und paläogeographischer Überblick

Das betrachtete Gebiet gehört dem N-Teil der Südwestdeutschen Großscholle (CARLÉ 1951, 1955) an. Es liegt im Bereich des Hessischen Schildes, einem flach aufgewölbten Hochgebiet, das an der Erdoberfläche durch die weite Verbreitung von mehr oder weniger flach gelagerten Schichten des Mittleren und Oberen Buntsandsteins gekennzeichnet ist. In schmalen Bruchzonen (Gräben) von herzynischer und rheinischer bis erzgebirgischer Richtung sind Gesteine des Muschelkalks und des Keupers in das Niveau des Mittleren Buntsandsteins eingesunken. In größeren Flächen sind solche jüngeren Triasablagerungen außerdem in einigen weit gespannten Senken erhalten geblieben, die den Hessischen Schild in einzelne Teilschilde zerlegen und die in sich wiederum weiter untergliedert sind.

Wie bereits HUMMEL (1929) nachweisen konnte und CARLÉ (1955) bestätigt, liegt diesem tektonischen Bauplan eine altangelegte Beulung zugrunde. Sie setzt sich aus sehr langgestreckten, herzynisch und rheinisch bis erzgebirgisch ausgerichteten Mulden- und Sattelzonen zusammen, die sich miteinander vergittern. Diese tektonischen Grundstrukturen kommen nicht nur im Verlauf der heutigen Schichtstufengrenzen des Mesozoikums sehr deutlich zum Ausdruck, sondern waren über einen sehr langen Zeitraum hinweg ein wesentliches Element für den geologischen Werdegang des betrachteten Gebietes. Ihre räumliche Anordnung bestimmte nicht nur die Ausgestaltung der vorbasaltischen Landoberfläche, sondern auch bereits zur Zechsteinzeit die Konfiguration des damaligen Ablagerungsraumes des Germanischen Beckens, sie waren damit von wesentlichem Einfluß auf das damalige Sedimentationsgeschehen.

Die Schichten des bis zu 700 m mächtigen Buntsandsteins werden im Bereich des Fulda-Werra-Beckens von Gesteinen des Zechsteins unterlagert, die im oberen Teil aus Ton-, Anhydrit- und Dolomitstein, darunter aber aus dem bis nahezu 300 m mächtigen Werra-Steinsalzlager bestehen, in dem die beiden Kalisalzflöze Thüringen und Hessen eingeschlossen sind. Im Bereich tektonischer Schwellenlagen, wie z. B. auf der Rhön-Schwelle, fehlt das mächtige Zechsteinsalinar dagegen völlig, wie die nach TRUSHEIM (1964) umgezeichnete und durch eigene Ergebnisse ergänzte Übersichtskarte (Abb. 1) erkennen läßt. Die Chlorid-Fazies, die an tektonische Mulden gebunden ist, wird im Bereich der Schwellen durch die Fazies des sog. Sulfat-Saums ersetzt; anstelle von Steinsalz wurden hier Anhydrit- und Karbonatgesteine gebildet. So ist z. B. in der

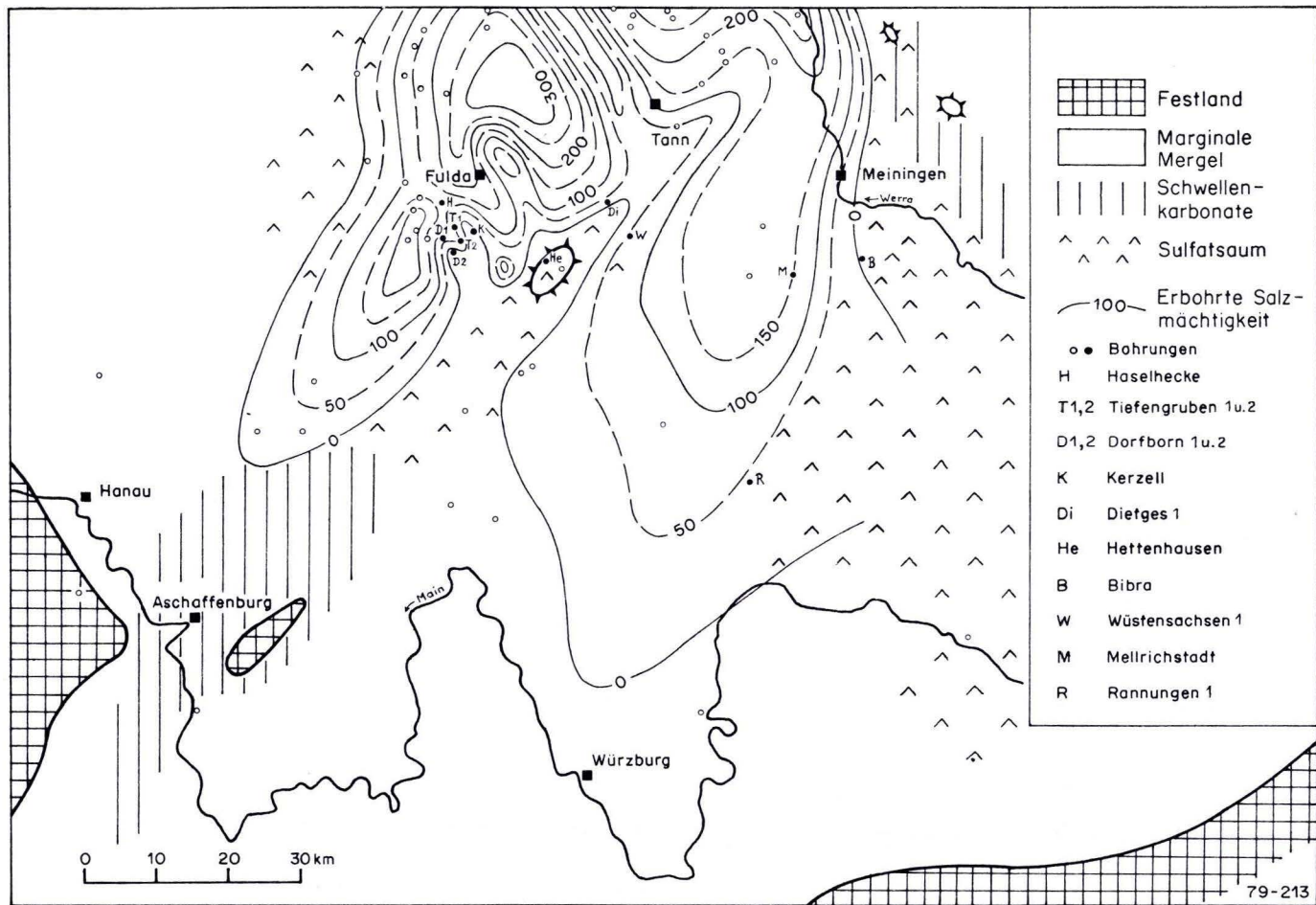


Abb.1. Primäre Mächtigkeit des Werra-Salinars (Zechstein 1) nach TRUSHEIM (1964), abgeändert nach eigenen Ergebnissen.



Brg. Hettenhausen, die im Bereich der Rhön-Schwelle steht, das Werra-Salinar durch eine 72,5 m mächtige Anhydrit-Folge ersetzt und in der benachbarten Brg. Dalherda wurden im gleichen stratigraphischen Niveau Anhydrit-, Dolomit- und buntgefärbte Tonsteine in einer Mächtigkeit von 8,8 m über einer 25,5 m mächtigen Folge aus Riffkalken und dolomitischen Mergelsteinen angetroffen; hier lag offensichtlich eine max. Aufwölbung der Rhön-Schwelle zur Zechsteinzeit vor.

Im Übergangsbereich zwischen Chlorid- und Sulfat-Fazies verzahnen sich Steinsalz- und Anhydritgesteine miteinander, doch erfolgt der Gesteinswechsel, wie sich aus der Abnahme der primären Steinsalzmächtigkeit erkennen läßt, oft sehr rasch, d. h. auf verhältnismäßig engem Raum. Das ist z. B. S Fulda und auch NW Tann der Fall, wo das Steinsalz aus dem zentralen Teil des Fulda-Werra-Beckens heraus nach SE bzw. nach NE einer derartig raschen Mächtigkeitsreduktion unterworfen ist, daß es auf sehr kurze Entfernung hin auskeilt bzw. durch die Ablagerungen der Sulfat-Fazies ersetzt wird. Die Mächtigkeitslinien des Steinsalzlagers lassen an den genannten Stellen deutliche Einschnürungen oder Ablenkungen erkennen. Mit ihrem Verlauf kennzeichnen sie die quer zur Beckenachse streichende Schwellen, die das Fulda-Werra-Becken zur Zechsteinzeit untergliedert oder gar in einzelne Teilbecken aufgespalten haben. So tritt in Abb. 1 z. B. NW Tann der Verlauf der Treischfelder Schwelle (KÄDING 1975) sehr deutlich heraus, in deren Bereich nachweislich kein Steinsalz zur Ablagerung gekommen ist. Die Querswellen vergittern sich also mit der Hauptachse der von SW nach NE verlaufenden Rhön-Schwelle und gehören wie diese offensichtlich a priori dem Gebiet der Sulfat-Fazies an.

Wie die in den letzten Jahren durchgeführten geologischen Neukartierungen (z. B. LAEMMLEN 1970a, 1975) zutage gebracht haben, werden die tektonischen Großformen von einem engmaschigen Bruchnetz aus zahlreichen Verwerfungen unterschiedlichen Alters und unterschiedlicher Sprunghöhe überzogen. Für den Ablauf der saxonischen Gebirgsbildung, also für den Werdegang des Bruchschollengebirges hat HUMMEL (1929) in dem betrachteten Gebiet eine Altersdatierung durchzuführen versucht. Nach seiner Auffassung besitzt vor allem die vortertiäre Bewegungsphase, in der die Grabenbrüche entstanden sind, entscheidende Bedeutung. Wahrscheinlich ist diese Phase schon sehr früh einzuordnen, nämlich in die präkretazische Zeit, als sich seit dem Dogger die Mitteldeutsche Festlandsschwelle herauszubilden begann. Eine weitere wichtige Bewegungsphase wirkte sich nach HUMMEL zu Beginn der Basalteruptionen, also im älteren Miozän aus, und eine spätere brachte im jüngeren Pliozän schließlich durch eine erneute Belebung im Bereich der alt angelegten Spessart-Rhön-Schwelle die Aufwölbung des Rhön-Schildes mit sich.

Die Bewegungen, die sich an den Bruchlinien vollzogen haben, ordnen sich dem tektonischen Rahmen sinngemäß ein, indem sie dessen Tendenz verstärken, so daß, trotz der überall vorhandenen starken Zerstückelung in Einzelschollen, die Grundzüge des tektonischen Baus stets klar und eindeutig zu erkennen sind.

Der Ablauf des tektonischen Geschehens erfolgt also, wie dies bereits BOIGK (1968) für das niedersächsische Tektogen betont hat, auch in dem betrachteten Gebiet über sehr lange Zeiträume hinweg als ein insgesamt kontinuierlicher, zeitweilig und an bestimmten Stellen beschleunigt ablaufender Vorgang, der sich dem tektonischen Bauplan aber stets einordnet.

### 3. Prozeß der Salzauflösung und Senkungserscheinungen an der Erdoberfläche

Durch die tektonischen Vorgänge der saxonischen Gebirgsbildung war die Salinarfolge des Zechsteins dem Grundwasser zugänglich geworden. Es kam zur Salzauflösung im tiefen Untergrund, die sich über lange Zeiträume hinweg in wechselnder Intensität und wohl auch durch Stillstandsphasen unterbrochen bis auf den heutigen Tag auswirkte.

Die heutige Umgrenzung der Salzlagerstätte entspricht infolge der Salzauflösung, verbunden mit dem allmählichen Abtransport des gelösten Salzes, nicht mehr ihrer ursprünglichen Ausdehnung, wenngleich sie mit ihrer Gestalt die ehemalige Beckenform doch im großen und ganzen immer noch weitgehend nachzeichnen dürfte.

Die von der Salzauslaugung betroffenen Gebiete lassen sich mit Hilfe der modernen geologischen Kartiermethoden, besonders mit der detaillierten Gliederung des Buntsandsteins, bereits von der Erdoberfläche her mit einiger Genauigkeit erfassen. Sie sind bereits daran zu erkennen, daß in den Auslaugungsgebieten jüngere Triasgesteine verbreitet sind, wohingegen über dem intakten Salinar daneben in gleicher Höhenlage ältere Triasabfolgen auftreten. Häufig werden die Bereiche, die von der Salzauflösung unterwandert worden sind, auch großflächig von quartären Deckschichten eingenommen. Letztlich geben auch die intensivere Klüftung und das starke Zerbrechen des Deckgebirges, die sich ganz allgemein in den Auslaugungsbereichen beobachten lassen, bereits deutliche Hinweise.

Auf den Prozeß der Salzauslaugung und die damit zusammenhängenden Senkungserscheinungen kann ebenso wie auf die bislang darüber vorliegenden zahlreichen Veröffentlichungen im Rahmen dieser Arbeit nur kurz eingegangen werden.

Nach WEBER (1930, 1952) wird zwischen regulärer und irregulärer Salzauslaugung unterschieden.

Die reguläre Salzauslaugung setzt vom Rand der Salzlagerstätte auf breiter Front flächenhaft ein und führt zur Ausbildung einer Ablaugungsfläche, d. h. eines Übergangsbereichs vom Gebiet der vollständigen Auslaugung zum Gebiet der mehr oder weniger unversehrten Salzabfolge. Dort, wo diese Ablaugungsfläche ungefähr horizontal verläuft, wird sie als Salzspiegel, wo sie eine Neigung gegen die Horizontale aufweist als Salzhang bezeichnet (FULDA 1923).

Das Nachsacken der Hangendschichten des Zechsteins und Buntsandsteins in die Auslaugungshohlräume erfolgt bei flächenhafter Auslaugung allmählich, wobei z. T. alte Verwerfungslinien wiederbelebt werden, z. T. neue Bruchlinien entstehen. Stärkere Gesteinsauflockerung bis hin zum vollständigen Zerbrechen des Gesteinsverbandes und der Entstehung von Versturzbreccien treten meist nur in den unmittelbaren Hangendbereichen der Auslaugungszone oder bei stärkerer, lokal voreilender Auslaugung auf.

Die irreguläre Salzauslaugung erfaßt dagegen die intakte Lagerstätte bevorzugt in tektonischen Hochlagen oder an Kreuzungspunkten tektonischer Bruchlinien, an denen lokal Grundwasser in die unversehrte Salzlagerstätte eindringen kann. Dadurch bilden sich mehr oder weniger tiefreichende isolierte Auslaugungsherde. Über diesen entstehen dann mit der Zeit Subrosionskessel oder -senken, die, sobald sie größer

werden, im Landschaftsbild oft deutlich auffallen und von umlaufenden steilen Salzhängen umgeben sind.

Wo derartige Formen später vom Salzhang erreicht werden, werden sie in diesen einbezogen und sind zunächst noch deutlich als Einzelform der Salzauslaugung zu erkennen, wenngleich ihre Morphologie nun weniger stark ausgeprägt erscheint. In dem Gebiet, über das der Salzhang hinweggegangen ist, haben diese Subrosionssenken schließlich durch die inzwischen bei der Absenkung des Untergrundes erfolgte Konsolidierung ihre ursprüngliche Form weitestgehend verloren, so daß sie hier oft kaum mehr zu erkennen sind.

### 3.1. Heutige Salzverbreitung — Salzhang

Die genaue Kenntnis der heutigen Salzverbreitung der Kalisalzlagerstätte im Werra-Fulda-Gebiet ist für die substanziellen und sicherheitlichen Belange des dortigen Bergbaues von wesentlicher Bedeutung. Daher wurden schon frühzeitig geologische und geophysikalische Untersuchungen durchgeführt, um die genaue Lage des Salzhanges zu erkunden. Diese Untersuchungen wurden ausgelöst durch das Antreffen flächenhaft verbreiteter sekundärer Salze und Mineralien in den beiden Kaliflözen Thüringen und Hessen im SE der Lagerstätte. Das Ergebnis dieser Untersuchungen auf Bl. 5523 Neuhof ist zuerst von SCHRÖDER (1934), später von LAEMMLEN & ROTH (1970) veröffentlicht worden.

Weitere Untersuchungen mit der gleichen Zielsetzung fanden in letzter Zeit auf Bl. 5423 Großenlüder statt. Sie sind erst z. T. abgeschlossen<sup>1</sup>. Wie weit die Salzlagerstätte sich nach W unter den Basaltdecken des Vogelsberges erstreckt, soll in den nächsten Jahren erkundet werden.

Geologische Kartierungen über- und untertage, reflexionsseismische Messungen und die alten Tiefbohrungen Dorfborn, Tiefengruben (LAEMMLEN 1970a, b: Nr. 14 und 15) und Kerzell (Bl. 5524 Weyhers) haben die Vorstellung eines weitgehend kalisalzfreien Salzhanges von 1,5 – 3,0 km Breite vermittelt, der die Grubenbaue im S und SE des aufgeschlossenen Baufeldes umschließt. Er setzt sich in nördlicher Richtung auf Bl. 5423 Großenlüder fort als subrosiver Vorbote des dort bis in die Nähe der Grubenfelder heranreichenden Grabensystems von Fulda – Großenlüder. Diese „klassische“ Vorstellung über Ausbildung und Verlauf des Salzhanges bei Neuhof erhielt nun durch 2 neuere Tiefbohrungen in diesem Raum eine vor allem in paläogeographischer Hinsicht interessante Variante.

Zur Versenkung der Haldenabwässer in den Untergrund wurden 1971 die Tiefbohrung Tiefengruben 2 und 1975 die Beobachtungsbohrung Dorfborn 2 jeweils bis in das Rotliegende niedergebracht. Letztere steht 1200 m SW der Brg. Tiefengruben 2.

---

<sup>1</sup> SIEMS, A. (1977): Stratigraphie und Tektonik auf dem südöstlichen Teil des Blattes 5423 Großenlüder, Dipl.-Arb., 82 S. mit 1 geol. Kt. 1:10000, 2 geol. Schnitten 1:10000, 6 Diagr., 10 Abb., 1 Tab., Christian-Albrechts-Universität Kiel.

## Tiefengruben 2

Bl. 5523 Neuhof, R 3545978, H 5592827, 275,61 m über NN, Zeit der Ausführung: 1971.

- 173,0 m Mittlerer Buntsandstein
  - 16,0 m Detfurter Wechselfolge } Detfurth-Folge
  - 35,0 m Detfurter Sandstein } Detfurth-Folge
  - 137,0 m Volpriehausener Wechselfolge } Volpriehausen-Folge
  - 173,0 m Volpriehausener Sandstein } Volpriehausen-Folge
- ca. 468,0 m Unterer Buntsandstein
  - 280,0 m Salmünster-Folge
  - 413,0 m Gelnhausen-Folge, Dickbank-Sandstein
  - 446,0 m Gelnhausen-Folge, ECKScher Geröllsandstein
  - ca. 468,0 m Gelnhausen-Folge, Heigenbrückener Sandstein
- ca. 684,5 m Auslaugungsbreccie
- Störung

---

- 686,0 m Zechstein 1
  - 686,0 m Werra-Karbonat (Zechsteinkalk) und Unterer Werra-Ton (Kupferschiefer)
- 734,0 m Rotliegendes
  - 692,6 m Weißliegendes
  - 734,0 m Rotliegendes

## Dorfborn 2

Bl. 5523 Neuhof, R 3544938, H 5592118, 271,26 m über NN, Zeit der Ausführung: 1975.

- 4,0 m Holozän/Pleistozän
- 170,0 m Mittlerer Buntsandstein
  - 30,0 m Detfurter Wechselfolge } Detfurth-Folge
  - 51,0 m Detfurter Sandstein } Detfurth-Folge
  - 145,0 m Volpriehausener Wechselfolge } Volpriehausen-Folge
  - 170,0 m Volpriehausener Sandstein } Volpriehausen-Folge
- 560,5 m Unterer Buntsandstein
  - 289,0 m Salmünster-Folge
  - 531,3 m Gelnhausen-Folge
  - 560,5 m Bröckelschiefer-Folge
- 573,0 m Rezessiv-Folge, Zechstein 4–6
- 574,8 m Aller-Anhydrit (Pegmatitanhydrit)
- 577,1 m Unterer Aller-Ton } (Obere Zechsteinletten)
- 577,2 m Aller-Sandstein } (Obere Zechsteinletten)
- 581,9 m Oberer Leine-Ton
- 585,1 m Leine-Anhydrit (Hauptanhydrit)
- 591,8 m Leine-Karbonat (Plattendolomit)
- 593,8 m Leine-Sandstein } (Untere Zechsteinletten)
- 628,6 m Staßfurt-Ton } (Untere Zechsteinletten)
- 634,5 m Oberer Werra-Anhydrit (Anhydrit des Zwischensalinars)
- 643,5 m Oberer Werra-Ton (Braunroter Salzton)
- 651,7 m Residualgebirge aus Anhydrit und Ton
- 657,0 m Anhydritnotenschiefer
- 674,6 m Werra-Karbonat (Zechsteinkalk)
- 675,0 m Unterer Werra-Ton (Kupferschiefer)
- 675,75 m Werra-Konglomerat (Zechsteinkonglomerat)
- 682,3 m Weißliegendes
- 708,5 m Rotliegendes

Obwohl beide Bohrungen im Bereich des Salzhanges SE des Grubenfeldes von Neuhof stehen (vgl. LAEMMLEN 1970a, b), weisen sie doch in der stratigraphischen Abfolge entscheidende Unterschiede auf.

Die Brg. Tiefengruben 2 hat eine 214,5 m mächtige Auslaugungsbreccie angetroffen, die aus unterschiedlich großen Brocken von Sand- und Tonsteinen aus dem Unteren Buntsandstein sowie von Dolomit-, Anhydrit- und Tonsteinen aus dem Zechstein besteht und mit tonig-schluffigem Material verkittet ist.

In der Brg. Dorfborn 2 wurde dagegen ein nur 9,20 m mächtiges Residualgebirge aus Tonsteinen und Anhydrit angetroffen. Darüber und natürlich auch darunter zeigte sich eine nahezu ungestörte Schichtenfolge. Dieser Befund legt den Schluß nahe, daß im Raum Dorfborn bereits primär weniger oder auch gar kein Salz zur Ausscheidung gekommen ist.

Die Darstellung des Salzhanges bei LAEMMLEN (1970 a, b, Beibl. 1, 2) bedarf durch diese Neuerkenntnisse einer kleinen Korrektur (Abb. 2). Die Salzhang-Innengrenze verläuft im Abschnitt zwischen Dorfborn und Bl. 5423 Großenlüder weiter W als dies die alte Darstellung zeigt. Sie behält W Dorfborn die schon weiter S eingehaltene rheinische Richtung zunächst noch bei, biegt dann in der Höhe der Bilandshöfe nach NNW ab und zieht in dieser Richtung über den N-Teil des Gablers-Berges bis zum Kuhrain. Von hier verläuft sie steilherzynisch, dem Großenlüderer Graben parallel, nach NW, quert den NE-Hang des Henneköpfchens und den SW-Hang des Mühl-Bergs, bis sie in der Einsattelung zwischen Vorderer und Hinterer Vemel die ursprünglich gegebene Linie wieder erreicht. Auch die Außengrenze des Salzhanges muß im Abschnitt zwischen Neuhof-Opperz und Niederrode auf Bl. 5423 Großenlüder mehr oder weniger stark zurückgenommen werden. Sie zeigt am Fulder-Berg eine auffällige Einbuchtung nach NW in Richtung auf die Ortschaft Dorfborn und verläuft von hier W vom Fliedetal über den Ort Tiefengruben, bis sie in der Höhe des Nüchtershofes nach NNW umbiegt, um dann in weitem, nach E offenem Bogen der Ortschaft Harmerz zuzustreben. Vom N-Hang des Sauer-Bergs bis E Oberrode zieht die Salzhangaußengrenze dann in NW-Richtung dem Großenlüderer Graben entlang und erreicht schließlich NW Oberrode mit einem Einschwenken nach NNW die bereits 1970 gegebene Linie. Mit zunehmender Annäherung an das Grabensystem verschmälert sich also die Breite des Salzhangs in seinem Verlauf von SE nach NW merklich. Während im Gebiet zwischen Tiefengruben und dem Gehöft Haselhecke die durchschnittliche Breite 2 km beträgt, ist diese im Bereich von Oberrode auf ca. 1 km zurückgegangen. In der unmittelbaren Nachbarschaft zum Graben ist der Salzhang demnach wesentlich steiler ausgebildet als in größerer Grabenferne.

### 3.2. Subrosionssenken

Neben der regulären Auslaugungsform der Salzhänge existieren im Werra-Fuldagebiet zahlreiche irreguläre Auslaugungsformen sowohl innerhalb des sonst intakten Salzgebirges als auch an Salzhängen angelehnt. Von den Modellvorstellungen, die LOHMANN (1962, 1972) über die Formenentwicklung der Salzauslaugung gegeben hat, ist allerdings nur seine Endform, das Einbruchstrichter- oder -kessel-Stadium vorhanden und im Gelände anzutreffen.

Typisch für diese mehr oder weniger kesselförmigen Subrosionssenken, die durch die irreguläre Auslaugung entstanden sind, ist die starke Gesteinszerrüttung im Zentrum — hier liegen häufig echte Versturzbreccien vor —, desgleichen aber auch das

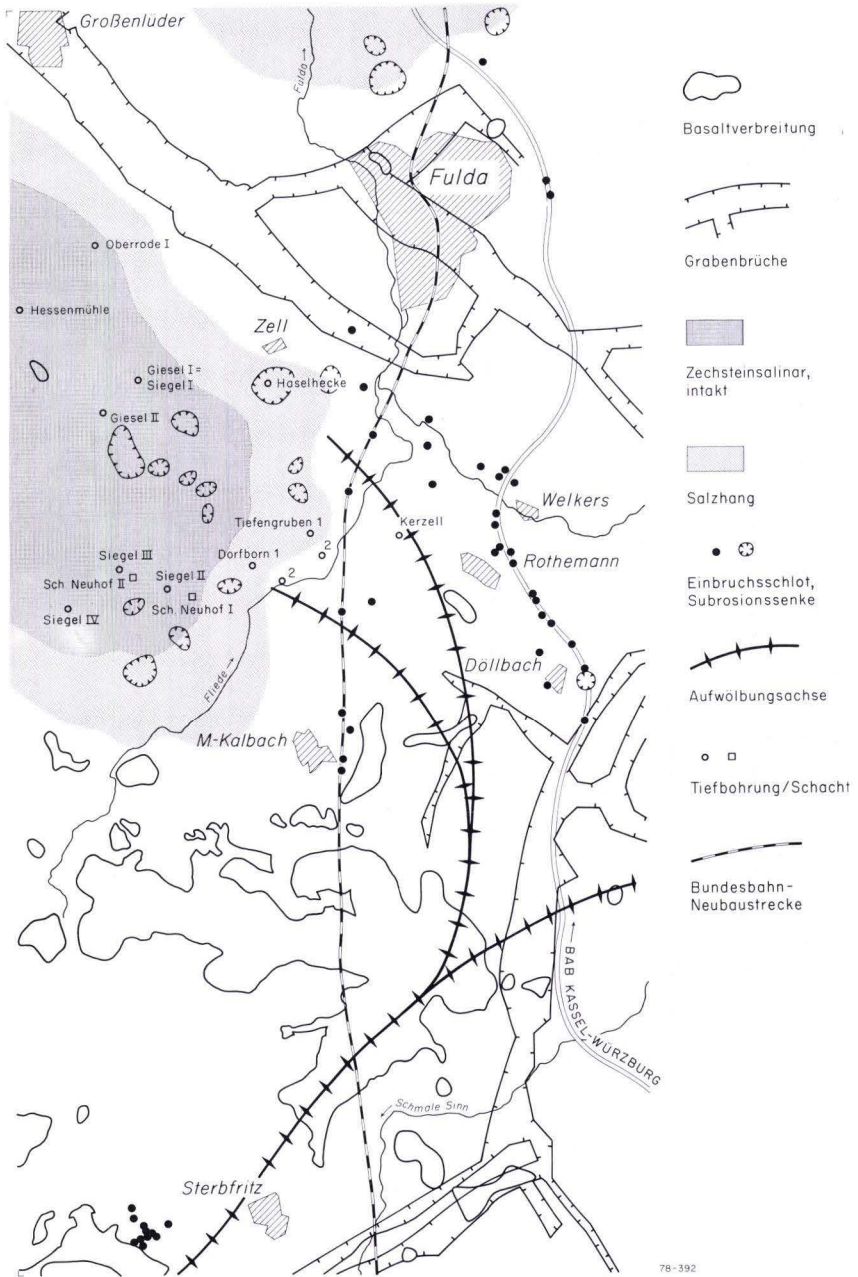


Abb.2. Heutige Verbreitung des Werra-Salinars, Verlauf des Salzhangs und Anordnung der bisher nachgewiesenen Subrosionssenken und Einbruchsschöte im Fulda-Teilbecken.

umlaufend zum Zentrum hin erfolgende Einkippen der Schichten an den Rändern. An diesen lokalen Salzhängen treten im Gebirge erhebliche Zugspannungen auf, die sich bei den größeren Senken häufig durch intensive Hangzerreißung bis zur Spaltenbildung oder zu grabenartigen Senken und auch in einzelnen oder in Serien auftretenden Erdfällen bemerkbar machen. Derartige Erscheinungen werden aus dem thüringischen Raum von REUTER (1968, 1973) beschrieben. Im Werra-Fulda-Gebiet treten sie besonders im NW von Hünfeld auf: z. B. am E-Rand der Subrosionssenken von Wehrda und von Rothenkirchen, hier vor allem im Distrikt Steinkaute (MOTZKA & LAEMMLEN 1966), am SW-Rand der Salzauslaugungssenken von Schlotzau, in der Lindwurmkaute (SOBOTH 1973) und ebenso auch am N-Rand der unmittelbar SSW der Schlotzauer Senke gelegenen Subrosionssenke zwischen dem Oberen Küppel und der Dreisteinhecke. SW Fulda sind solche durch Zugspannungen hervorgerufene Erscheinungen besonders gut an der im Bereich des Bl. 5423 Großenlöder vorhandenen Subrosionssenke zu beobachten, in der das Gehöft Haselhecke liegt und in deren Untergrund durch die Brg. Haselhecke (s. Abschn. 4) unter einer mächtigen Einsturzbrecie noch das Vorhandensein von restlichem Zechsteinsalz nachgewiesen ist. Vor allem am NW-Rand dieser Senke ist es zu einer intensiven Spaltenbildung mit einer deutlichen grabenartigen Absenkung gekommen, wobei der Erdfall des Seelochs (= Zeller Loch) die augenfälligste Auswirkung der im Senkenrandgebiet vorhandenen Zugspannungen darstellt (Abb. 3).

Die Tiefe der Auslaugungsherde ist dabei nach heutiger Kenntnis sehr unterschiedlich. Häufig scheint die Auslaugung selbst unter ausgeprägten trichterförmigen Subrosionskesseln auf das Obere Werra-Steinsalz beschränkt zu sein. Als Beispiel dafür soll die Subrosionssenke S Giesel im oberen Greseltal angeführt werden. Hier ist durch die Grubenaufschlüsse ein klarer Zusammenhang zwischen der Auflösung von Salz im tiefen Untergrund und dem morphologischen Erscheinungsbild an der Erdoberfläche zu erkennen.

Die Subrosionszone untertage ist angelehnt an ein sich kreuzendes, E–W- und NNW–SSE-streichendes Störungssystem, auf dem basaltisches Magma emporgedrungen ist. Bezogen auf das Niveau des Flözes Hessen ist sie 1700 m lang und im Mittel 300 m breit (Abb. 6). Innerhalb dieser sich als eine relativ schmale Rinne darstellenden Fläche ist das gesamte Obere Werra-Steinsalz, das Flöz Hessen sowie bis max. 10 m des Mittleren Werra-Steinsalzes, zusammen also rund 60 m Salzgebirge, der Subrosion zum Opfer gefallen. Wie die untertage durch Horizontalbohrungen erkundeten Lagerungsverhältnisse des Flözes Hessen erkennen lassen (Abb. 4), ist die Salzauslaugung an eine tektonische Hochlage der Lagerstätte geknüpft, die durch eine intensive, vom Bereich der Flözes Hessen und seines liegenden Begleitlagers ausgehende Auffaltung (vgl. ROTH 1970: 157) bewirkt wird. Die Flözbasis zeigt dadurch in ihrer absoluten Höhenlage auf eine Horizontalentfernung von nur 50 m eine Differenz von nahezu 45 m in der Vertikalen. Die Subrosionsfläche ist unregelmäßig flachwellig ausgebildet und läßt in ihrem Querschnitt offenbar nur sanfte Anstiege erkennen, so daß sie in der Form einer langgestreckten, flachen Schüssel erscheint. In diese Hohlform haben sich Tonsteine aus den beiden Tonmitteln 1 und 2 des Oberen Werra-Steinsalzes (KÄDING 1978: 126) und aus dem Oberen Werra-Ton (= Braunroter Salzton) eingesenkt. Mit den Horizontalbohrungen wurde im Salzlager im Bereich der

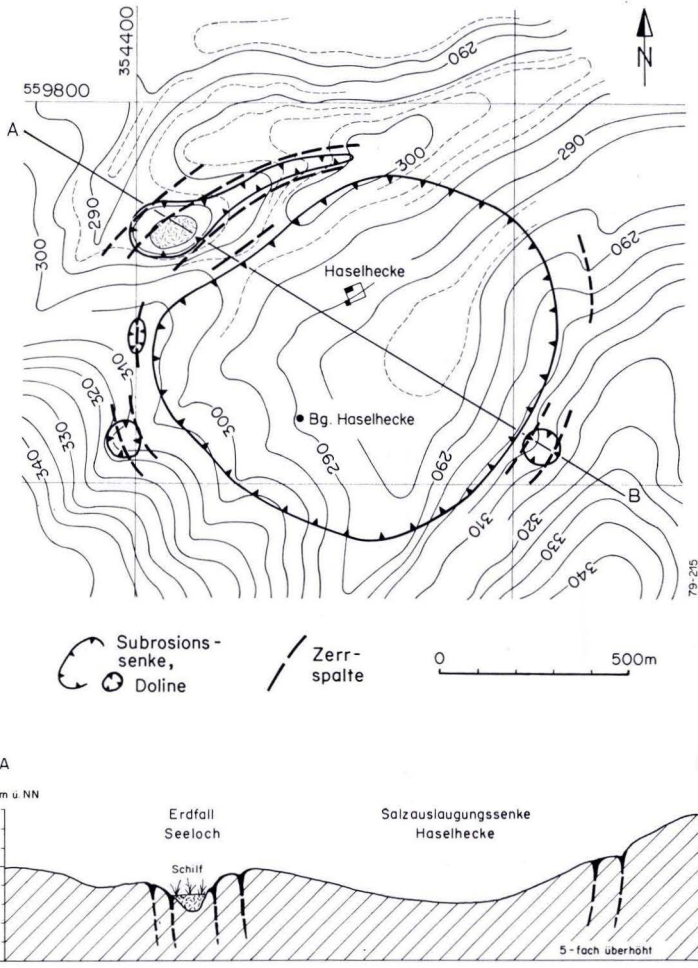


Abb.3. Zerrungserscheinungen an der Subrosionssenke Haselhecke bei Zell SW Fulda (Bl. 5423 Großelüder), Grundriß und Schnitt.

stärksten Einsenkung der Subrosionsfläche ein Basaltgang angetroffen, bei dem es sich sehr wahrscheinlich um die westliche Fortsetzung des früher bereits weiter im E von den Grubenbauen durchhörten Basaltganges (LAEMMLEN 1970b, Abb.16) handeln dürfte.

An der Geländeoberfläche zeichnet sich diese Subrosion als eine deutlich kesselförmig ausgeprägte Hohlform ab, die in steilherzynischer Richtung gestreckt erscheint, ihren Schwerpunkt aber im SE besitzt. Hier ist (Abb.6) die klassische Form des Einbruchskessels zur Ausbildung gekommen: Um einen flachen Boden, der von anmoorigem Auenlehm eingenommen wird und an dessen Rand mehrere Quellen entspringen, baut sich der umschließende Ring abgekippter Schichten auf, in dessen



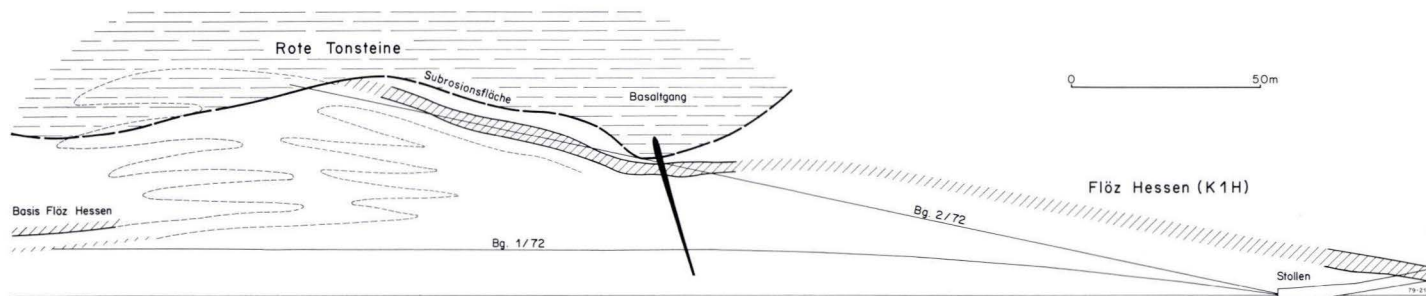


Abb.4. Subrosionszone im Werra-Salinar des Bergwerksfeldes Giesel (Schacht NeuhoF-Ellers) im Bereich der internen Salzauslaugungssenke im oberen Greseltal (Bl. 5423 GroBenlüder u. 5523 NeuhoF), durch Bohrungen von den Grubenbauen aus erkundet (s. auch Abb.5, 6).



Abb.5. Junge erdfallartige Einsenkungen innerhalb der internen Subrosionssenke im oberen Greseltal, in der Umgebung von P 373,0, als Auswirkung der Zerrungerscheinungen im nachbrechenden Deckgebirge (s. auch Abb.4, 6).

Bereich die Buntsandsteinsedimente ringförmig eingesunken sind und der in seinem unteren Teil weitgehend von pleistozänem Solifluktionsschutt eingenommen wird. Hier treten (Abb.5) junge erdfallartige morphologische Einsenkungen auf, die allerdings nicht als ein direktes Ergebnis der Subrosion angesehen werden dürfen, sondern die Auswirkung der oben beschriebenen Zerrungerscheinungen im Deckgebirge darstellen.

Nach der Darstellung bei LAEMMLEN 1970a liegt der Einbruchskessel im Bereich der Schiefersrain-Großscholle, eines relativ stark herausragenden tektonischen Elements, und zwar unweit der stärksten Aufwölbung derselben, die durch eine steilherzynisch aus dem Gebiet der Bilandshöfe zum Spitzen-Berg hinüberziehende Aufwölbungsachse gekennzeichnet ist. Die Auslaugungssenke ist (Abb.6) hier an einen verhältnismäßig schmalen und seichten tektonischen Grabenbruch, den Gresel-Graben geknüpft, der als ein Scheitelgraben zu deuten ist. Seine nördliche Randverwerfung muß in größere Tiefen reichen, weil sie – wie die Untertageaufschlüsse im Kalisalz-Bergwerk Neuhoft-Ellers erkennen lassen – basaltischem Magma als Aufstiegsbahn gedient hat. Der Schwerpunkt der Subrosion liegt dort, wo die nördliche Grabenrandverwerfung mit einer eggischen Bruchlinie zusammentrifft, die an der Erdoberfläche mit einem Basaltdurchbruch besetzt ist. Auf diese Verwerfung geht die von SSE nach NNW langgestreckte Form der Subrosionserscheinung in der Tiefe zurück. Sie ist weiterhin

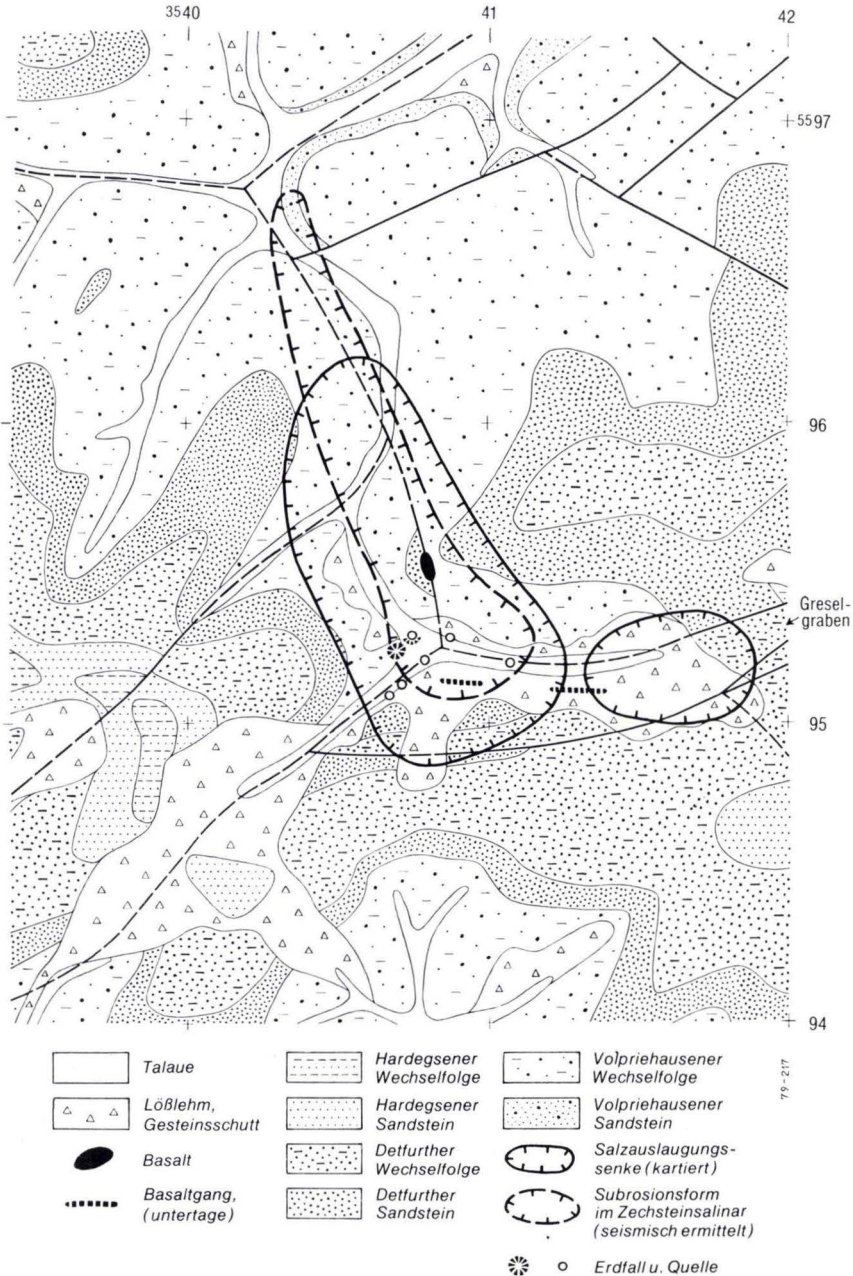


Abb.6. Geologische Situation im Bereich der Subrosionsenke im oberen Greseltal (Bl. 5423 Großenlüder u. 5523 Neuhof); dargestellt sind die bei der Kartierung erfaßten geologischen Erscheinungen an der Erdoberfläche, die Anordnung des untertage im Bereich der Grube angetroffenen Basaltgangs und die durch seismische Untersuchung ermittelte Form und Ausdehnung des Auslaugungsherd im Werra-Salinar; Maßstab 1:25000 (s. auch Abb.4, 5).

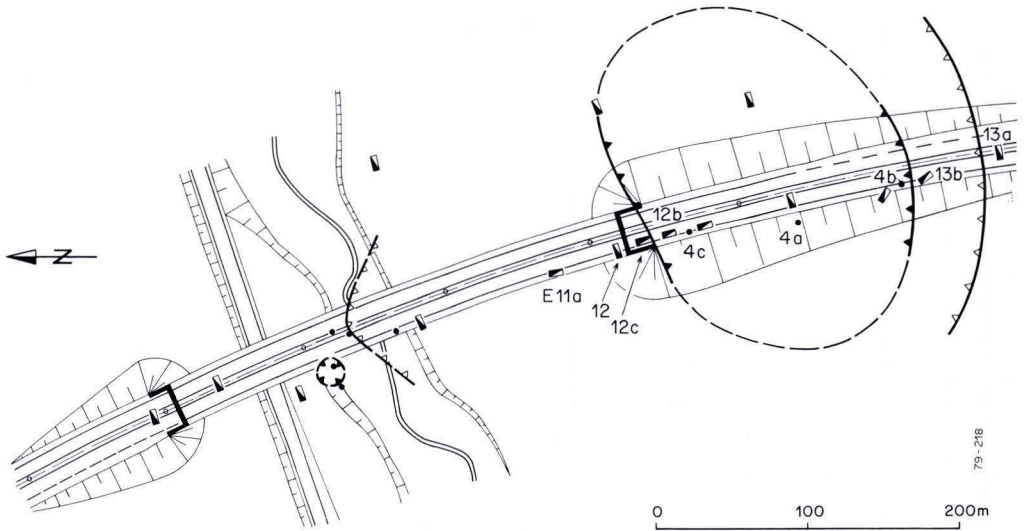


Abb. 7. Lageplan der Autobahnbrücke über das Thalaubachtal E Döllbach (Bl. 5524 Weyhers), mit Einbruchskessel am S-Hang und Einbruchsschlott im Talgrund.

für die Senkungsvorgänge an der Erdoberfläche ein bestimmendes Element; die verhältnismäßig tiefe Lage der Grenze Volpriehausen-Folge/Detfurth-Folge auf dem W-Flügel läßt nämlich eine pseudotektonische, durch die Subrosionsvorgänge verursachte Wiederbelebung dieser Bruchlinie erkennen. Nach den Lagerungsverhältnissen im Buntsandstein sind die Schichten innerhalb der Senke um ungefähr 25 m bis max. 40 m abgesunken. Das Massendefizit im Salzlager hat also infolge der beim Nachbrechen des Gebirges stattgefundenen Auflockerung nicht in vollem Umfang bis an die Erdoberfläche durchgeschlagen. Dagegen erscheint die hier von den Senkungsvorgängen erfaßte Fläche deutlich größer als die Ausmaße der im Salz durch die Subrosion geschaffenen Hohlform.

Auch beim Bau der Rhön-Autobahn ist E Döllbach an dem flachen N-exponierten Hang des Thalaubachtals, gerade dort, wo dieses mit einem größeren Brückenbauwerk gequert wird, eine typische Subrosionssenke aufgeschlossen worden. Sie war durch quartäre Sedimente völlig verdeckt und an der Erdoberfläche morphologisch nicht zu erkennen.

Die zahlreichen Aufschlüsse, die zur Erkundung des Untergrundes im Baustellenbereich angelegt wurden, ließen den Aufbau dieses Einbruchskessels aus einem zentralen stärker eingebrochenen Teil und dem umschließenden Ring eingekippter Schichten sehr gut erkennen (Abb. 7). In der Achse des Brückenbauwerks besitzt die Struktur 400 m  $\varnothing$ , dabei setzt der umschließende Ring abgekippter Schichten im N am S-Rand des Thalaubachtals ein und reicht nach S hangaufwärts bis wenig oberhalb des Schurfes E 12c. Daran schließt sich bis zur Brg. E 4b der zentrale stärker eingebrochene Teil mit  $\sim 180$  m  $\varnothing$  an, worauf dann von Schurf E 13b bis dicht unterhalb Schurf E 13a wieder der Ring eingekippter Schichten folgt.

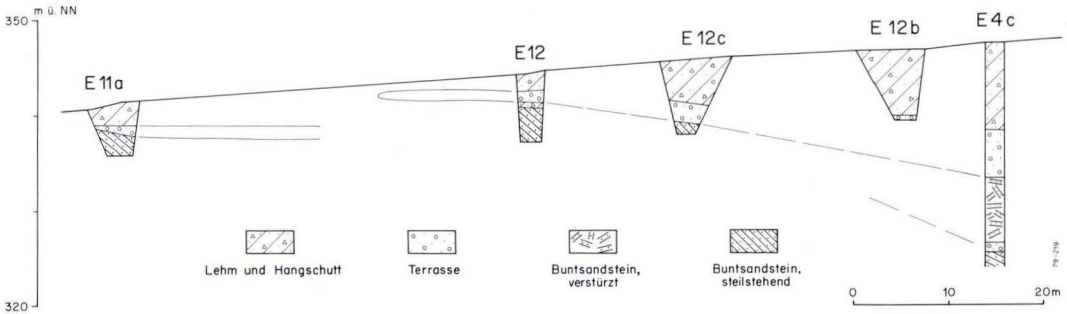


Abb. 8. Schnitt durch den N-Teil des Einbruchskessels am S-Hang des Thalaubachtals E Döllbach (Bl. 5524 Weyhers); es ist deutlich zu erkennen, wie die pleistozänen Sedimente zum zentralen Teil des Kessels hin abtauchen und zugleich an Mächtigkeit zunehmen.

Die im N-Teil, im Bereich des umschließenden Rings angelegten Schürfe E 12 und E 12c haben unter einer 3,3–7,0 m mächtigen Überdeckung aus Lehm, Terrassenkiesen und Buntsandsteinschutt die hier mit 45–50° nach S zur Senkenmitte einfallenden Schichten der Detfurter Wechselfolge erschlossen, die sehr stark zerklüftet und zerbrochen sind. Die außergewöhnlich dicht stehenden Klüfte sind meist mehrere Zentimeter weit geöffnet und mit Eisen-Mangan-Krusten belegt. In der Brg. E 4c wurde unter einer 14,2 m mächtigen pleistozänen Folge aus Lehm, Buntsandsteinschutt und mächtigen Terrassensedimenten bis 21,0 m völlig zerbrochenes und verürzt (?) Sandsteinmaterial aus dem Mittleren Buntsandstein erbohrt, unter dem bis 22,0 m noch einmal Terrassenkies mit Sandsteinbrocken angetroffen wurde. Erst darunter folgen dann, wieder steil nach S einfallend, Gesteine der Detfurter Wechselfolge. Ein ähnliches Ergebnis erbrachten hangaufwärts auch die Brg. E 4a und E 4b. In dem nach S folgenden Ring mit den zum Senkenzentrum hin abgekippten Schichten waren die Buntsandsteinsedimente dann wieder in Schurf E 13b erschlossen.

Der Buntsandsteinschutt und die lehmigen Terrassenkiese nehmen vom Talrand von 2,8 m (Schurf E 12) zur Kesselmitte hin auf mehr als 14 m zu (Abb. 8). Dabei wächst allein die Mächtigkeit der im Schurf E 12 etwa 15 m über dem heutigen Talniveau angetroffenen Terrassensedimente, die hier 1,2 m beträgt, bis zur Brg. E 4c auf 5,0 m an; die absolute Höhenlage ihrer Unterkante fällt zugleich von 344 auf 338 m über NN ab. Im Schurf E 11a wurde 11 m über dem heutigen Talniveau ein weiterer Terrassenkörper erschlossen, der nach S zur Kesselmitte hin ebenfalls eine deutliche Mächtigkeitszunahme erkennen ließ. Bemerkenswert ist aber vor allem, daß in der Brg. E 4c, die im zentralen Teil des Kessels niedergebracht worden war, in einer Tiefe zwischen 21 und 22 m, also bereits unter dem heutigen Talniveau nochmals Terrassensedimente angetroffen worden sind.

Wegen der schwer abschätzbaren Setzungen des S-Widerlagers, das nach den ursprünglichen Plänen im zentralen Teil des Einbruchskessels erbaut werden sollte, und wegen der Setzungen des Anschlußdamms wurde vorgeschlagen, das S-Widerlager (unter Inkaufnahme eines um 5 m höheren Anschlußdamms) talwärts aus dem Kesselzentrum heraus in den Bereich des angrenzenden Rings abgekippter Schichten zu verlegen.

Am N-Rand des Thalaubachtals wurde im Bereich des gleichen Brückenbauwerks, vom N-Rand des beschriebenen Einbruchskessels nur  $\sim 30$  m entfernt, ein kleiner Einbruchsschlot angetroffen (Abschn. 3.3.2.1), dessen Füllung sich aus Muschelkalk- und Rötmaterial sowie aus Sandsteinschutt des Mittleren Buntsandsteins zusammensetzt. Auf dem schmalen Verbindungsstück zwischen diesen beiden Subrosionsstrukturen steht das Pfeilerpaar D. In der Baugrube wurden starke Schichtenverstellungen und Störungszonen angetroffen, die Veranlassung zum Ansatz weiterer Bohrungen waren. Zusammen mit dem Baugrubenaufschluß ergab sich daraus, daß der N-Rand des Ringes abgekippter Schichten, der zu dem Subrosionskessel auf der S-Seite des Tales gehört, sehr wahrscheinlich bis an die Baugrube des Pfeilerpaares D heranreicht.

In der Entstehung dieser beiden, genetisch deutlich unterschiedenen Einbruchformen kann ein ursächlicher Zusammenhang, wie er eingangs (dieses Abschnitts) dargestellt ist, nicht angenommen werden. Der am N-Rand des Tales vorhandene Einbruchsschlot muß nämlich zu einer Zeit entstanden sein, als noch die Schichten des Röts und z.T. auch des Muschelkalks (zusammen mind. 120 m) die heute hier verbreiteten Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins überdeckt haben. Dagegen ist der am S-Rand des Tales angetroffene Subrosionskessel, wie die tiefliegenden Terrassensedimente erkennen lassen, erst im jüngeren Pleistozän entstanden.

### 3.3. Einbruchsschlotte

Außer den bereits seit langem bekannten Subrosionssenken und -kesseln treten gebietsweise in großer Zahl eng begrenzte Einbruchsschlotte auf, wie sie durch HERRMANN (1968, 1969, 1972) aus dem Gebiet N Kassel und durch PRINZ (1970) aus der Vorderrhön beschrieben wurden. Inzwischen sind derartige Subrosionserscheinungen fast im ganzen N- und NE-Hessen aufgefunden worden, in der jüngsten Zeit z.B. bei den geologischen Voruntersuchungen für die Neubaustrecke Würzburg—Kassel der Deutschen Bundesbahn im Gebiet von Neuhof bei Fulda und auch bei Straßenbauarbeiten<sup>2</sup> bei Kalbach und bei Dietges in der Rhön.

#### 3.3.1. Erscheinungsformen der Einbruchsschlotte

Die Einbruchsschlotte haben meist runde bis elliptische Grundrißform von 20—50 m  $\emptyset$ , sie können z.T. aber auch bis über 100 m  $\emptyset$  erreichen. Die Schlotfüllung besteht vielfach über mehrere Dekameter aus teilweise noch geschichteten, meist aber völlig regellos gelagerten Gesteinen, die stets wesentlich jünger sind als das unversehrte Nachbargestein, und oft handelt es sich dabei um Sedimente, die heute in der unmittelbaren Nachbarschaft fehlen, weil sie längst der Abtragung zum Opfer gefallen sind. So beobachtet man als Füllmaterial häufig Ablagerungen aus jüngeren Folgen des Mittleren Buntsandsteins, oft aber auch Röt- und Muschelkalk- oder Keupergesteine, vielfach auch tertiäre Tone und Sande, ja selbst pleistozäner Solifluktionsschutt tritt gelegentlich als Schlotfüllung auf. Wie die Schlotfüllungen ausweisen, sind die

<sup>2</sup> Dem Hess. Straßenbauamt Fulda und besonders Herrn ZUNKER sei an dieser Stelle für die Benachrichtigung und Zusammenarbeit gedankt.

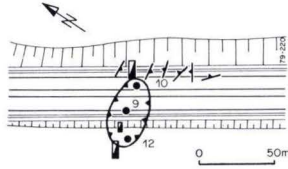


Abb.9. Grundrißform des Einbruchsschlotes, der am Hang SE Rothemann (Bl. 5524 Weyhers) als einer der ersten gut aufgeschlossen war.

Einbruchsschlote heute 200 – 300 m unter der Lage der Landoberfläche zur Zeit ihrer Entstehung angeschnitten. Ihre Fortsetzung in die Tiefe ist bis heute nur durch einige 30 – 40 m tiefe Bohrungen bekanntgeworden.

Das eingebrochene Gestein grenzt stets mit scharfem Schnitt gegen unversehrtes Nachbargestein, und die Schlotumgrenzung steht in der Regel außerordentlich steil, oft mehr oder weniger senkrecht; sie folgt z.T. Großklüften oder durchsetzt die Schichten in Anpassung an die engständige Kleinklüftung. Das Nachbargestein ist oft kaum gestört, bestenfalls läßt sich in unmittelbarer Nachbarschaft des Schlotrandes in einem schmalen Bereich ein meist nur geringes Einfallen der Schichten zum Schlot hin feststellen.

Bei zahlreichen Schloten ist um eine innere Füllung, häufig aus Tertiärtonen, ein äußerer Kranz von Sandsteinschutt mit oft auffallend vielen Sandsteinblöcken der Solling-Folge zu beobachten. Dieser randliche Rest einer älteren Schlotfüllung läßt erkennen, daß der Einbruchsvorgang in mehreren Phasen abgelaufen ist, wobei in der letzten Phase nur noch das Schlotinnere nachsackte – eine Erscheinung, wie sie häufig auch bei Silofüllungen zu beobachten ist (McCORMICK 1968).

### 3.3.2. Einzelbeschreibung der Einbruchsschlote

Im folgenden sollen die in Osthessen zwischen Fulda und der hessisch-bayerischen Landesgrenze in den zurückliegenden Jahren bei ingenieurgeologischen Untersuchungsarbeiten angetroffenen Einbruchsschlote nach ihrer genauen Lage und Erscheinungsform – nicht zuletzt zur Dokumentation – im einzelnen beschrieben werden.

#### 3.3.2.1. Rhön-Autobahn zwischen Rothemann und Döllbach

Einer der ersten gut aufgeschlossenen Einbruchsschlote war der in Abb.9 und 10 dargestellte Schlot, der am Hang SE Rothemann (R 35 51 364, H 55 91 895)<sup>3</sup> beim Bau der Rhön-Autobahn freigelegt worden war. Seine Füllung besteht aus tertiären Tonen und Feinsanden mit Braunkohlen und einigen verkieselten Holzstämmen. Die Schichten der angrenzenden Detfurter Wechselfolge waren auf einer Entfernung von nur 2 – 3 m zum Schlot hin schwach verkippt (PRINZ 1970, Abb.3).

<sup>3</sup> Angabe jeweils für Schlotmitte.

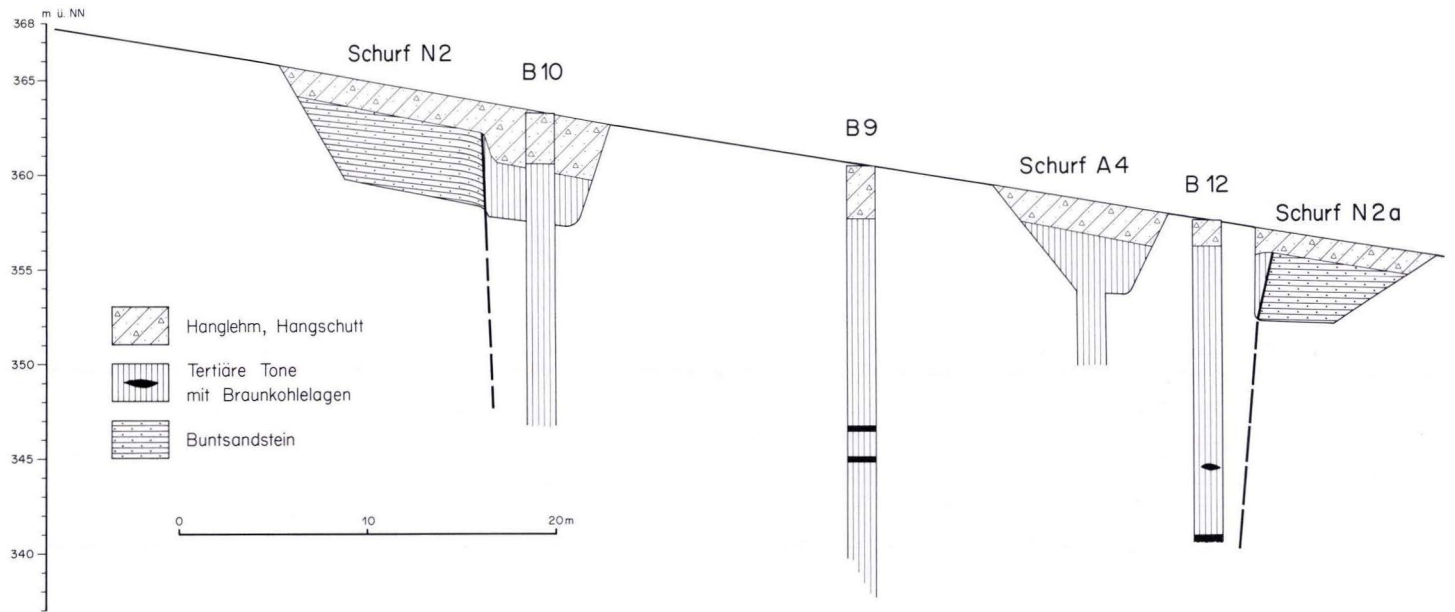


Abb.10. Schnitt durch den Einbruchsschlott am Hang SE Rothemann (Bl. 5524 Weyhers).





Abb. 11. SE Rothemann (Bl. 5524 Weyhers) war eine steile Einmuldung der Buntsandsteinschichten aufgeschlossen, die als Hangendpartie eines nicht durchbrochenen Schlotes gedeutet werden kann.

Nur wenige Meter SE von diesem Schlot war an der hangseitigen Autobahnböschung eine steile Einmuldung der Buntsandsteinschichten aufgeschlossen mit einem Durchmesser von 50 m und mit Schichtneigungen bis zu  $25^\circ$  (Abb. 11). Diese Struktur kann als die Hangendpartie eines nicht durchbrochenen Einbruchsschlotes gedeutet werden (PRINZ 1970: 40f). Derartige Doppelschlote, z.T. durch stehengebliebene Buntsandsteinbrücken getrennt, sind auch andernorts festgestellt worden (HOLTZ 1977: 134).

An der neuen Strecke der Kreisstraße 61, die zwischen Rothemann und Welkers im Zuge des Autobahnbaus verlegt werden mußte, und in dem nach S angrenzenden Autobahnabschnitt wurden 4 weitere Einbruchsschlote angetroffen (Abb. 12). Der insgesamt 40–50 m große Einbruchsschlot an der Kreisstraße bei R 35 50 541, H 55 93 012 setzt sich aus einem 10–20 m breiten äußeren Kranz aus Schutt von Solling-Bausandstein mit vielen großen Sandsteinblöcken und einer inneren Schlotfüllung zusammen, die 17–25 m  $\varnothing$  hat und aus grünlichgrauen und gelbbraunen Tertiärtonen besteht. Die an den Schlot angrenzenden Schichten der Hardegseiner Wechselfolge fallen mit N  $35^\circ$  E,  $40^\circ$  W zum Schlot hin ein.

Nur 100 m nördlich von diesem Einbruchsschlot liegt bei R 35 50 642, H 55 93 093 ein anderer, der schräg durch den dortigen Einschnitt streicht und einen langgestreckten Grundriß besitzt. Sein W-Rand ließ ein Einfallen von etwa  $70^\circ$  erkennen, die Schlotfüllung selbst einen in mehreren Phasen erfolgten Einbruch. An eine äußere Einbruchsscholle aus Blöcken des Solling-Bausandsteins und aus Sandsteinschutt mit Rötmaterial schließt eine jüngere, etwa 3–5 m breite Scholle aus Röttonen an, die mit

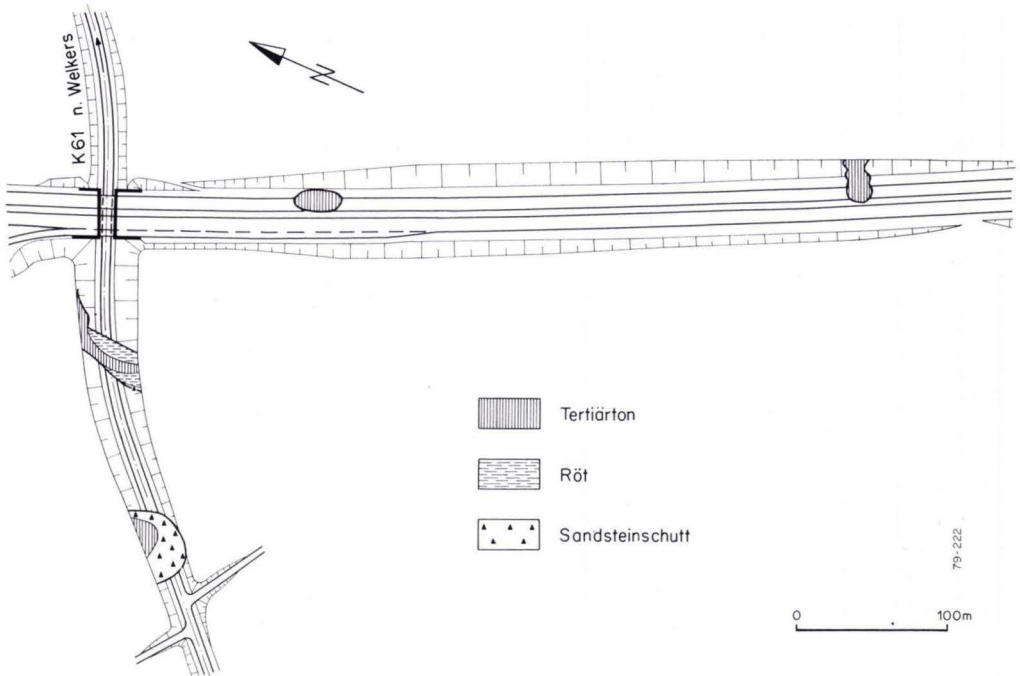


Abb.12. Lage der Einbruchsschloten, die E Rothemann (Bl. 5524 Weyhers) beim Bau der nach Welkers führenden Kreisstraße 61 und der Rhön-Autobahn erschlossen waren.

30–40° zur Schlotmitte hin einfällt. Der innere Teil der Schlotfüllung, der mit fast senkrechter Grenze anschließt, wird von grün- und gelbgrau gefärbten Tertiärtonen eingenommen, die viel Sandsteinmaterial einschließen. Nach E grenzt an diesen jüngsten Teil der Schlotfüllung dann wieder eine 10–12 m breite Einbruchsscholle aus steilstehenden, meist zerbrochenen Röttonsteinen an. Der tertiäre Ton und die steilstehende Röttscholle ließen sich über die Straße bis in die Gegenböschung verfolgen. Im unteren Teil der Böschung grenzt hier Hardegseiner Wechselfolge mit N 160° E, 20° E gegen Tertiärton.

Etwa 130 m südlich des benachbarten Unterführungsbauwerks war im Bereich der Fahrbahn Würzburg–Fulda bei R 3550790, H 5593010 unter einer etwa 2 m mächtigen Solifluktionsschuttdecke ein Einbruchsschlot von rund 30 m Ø mit Tertiärtonen und Rötmaterial als Schlotfüllung freigelegt. Etwa 350 m weiter S war an der gleichen Fahrbahn bei R 3550950, H 5593010 der Rand eines in NE–SW-Richtung länglich gestreckten Einbruchsschlotes in einer Breite von ca. 15 m aufgeschlossen. Die Schlotfüllung besteht hier ebenfalls aus Tertiärtonen, die randlich von Sandsteinbrocken durchsetzt sind. Die angrenzenden Schichten der Hardegseiner Wechselfolge zeigen zum Schlot hin nur eine leichte Verkippung bis zu max. 15°.

Weniger gut aufgeschlossen, aber dennoch deutlich zu erkennen, waren 4 weitere Einbruchsschloten, die am S- und SW-Hang des Burghardser Kopfes im Niveau der

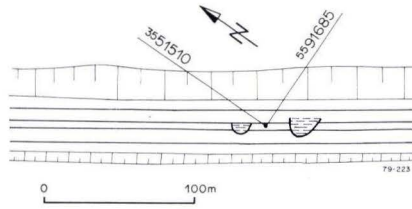


Abb. 13. Lage der Einbruchsschloten, die am SW-Hang des Burghardser Kopfes (Bl. 5524 Weyhers) aufgeschlossen waren.

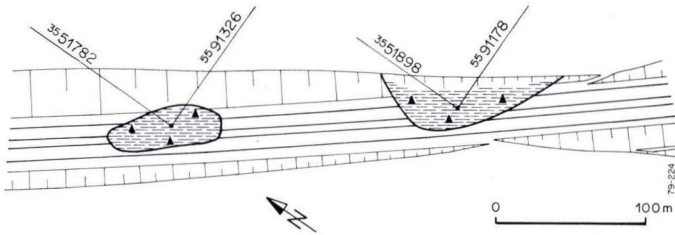


Abb. 14. Grundrißform der Einbruchsschloten, die am S-Hang des Burghardser Kopfes (Bl. 5524 Weyhers) aufgeschlossen waren.

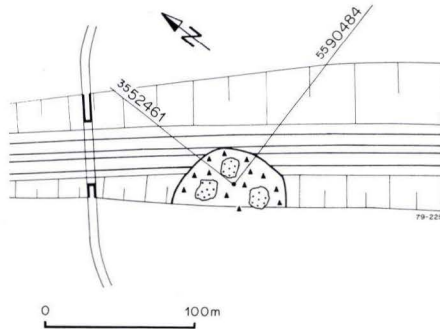


Abb. 15. Lage des Einbruchsschlotes, der N Döllbach (Bl. 5524 Weyhers), zwischen Thalaubach- und Steinborntal angetroffen worden ist.

Detfurter Wechselfolge angetroffen wurden. Ihre genaue Lage, Durchmesser und Schlotfüllungen sind aus Abb. 13 und 14 zu ersehen.

Ähnlich waren die Aufschlußverhältnisse auch bei einem bis zu 70 m großen Einbruchsschlot, der im Autobahnschnitt N Thalaubachtal bei R 3552461, H 5590484 aufgefunden wurde (Abb. 15) und dessen Füllung aus Sandsteinmaterial mit Solling-Bausandsteinblöcken besteht.

Ein Einbruchsschlot im Thalaubachtal mit 25–50 m  $\varnothing$  und Muschelkalk-, Röt- und Sandsteinmaterial als Schlotfüllung ist schon im Abschn. 3.2 beschrieben worden.



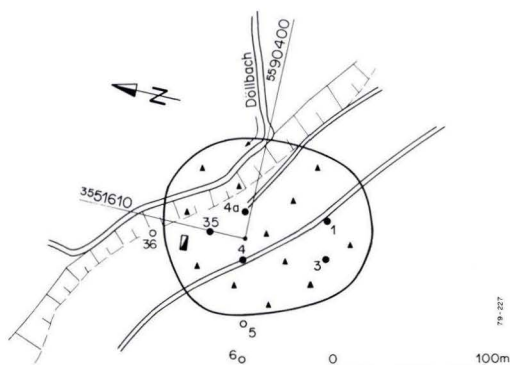


Abb.17. Lage des Einbruchsschlotes, der SE Rothemann (Bl. 5524 Weyhers) am W-Hang des Döllbachtals aufgefunden worden ist.

komponenten (Frost- oder Austrocknungsschutt?) zeigt von 23,2 – 11,5 m von unten nach oben die stratigraphische Abfolge von der Solling-Folge bis zum Unteren Keuper. Diese Erscheinung hat PRINZ (1970: 39) als Hinweis auf ein zeitweises Freistehen des Einbruchsschlotes über 200 – 300 m Höhe gedeutet. Weitere Hinweise auf oder gegen derartige Erscheinungen konnten seitdem nicht mehr gewonnen werden. Diese Vorstellung scheint jedoch nach der Beschreibung vergleichbarer Einsturzlöcher in Venezuela und Brasilien durch GENSER & MEHL (1977) durchaus nicht wirklichkeitsfremd.

An der ursprünglich auf dem W-Hang des Döllbachtals vorgesehene Autobahntrasse, die wegen der geplanten Döllbachtalsperre aufgegeben worden ist, wurde im Bereich der hier vorgesehene Döllbachtalbrücke unmittelbar hinter dem geplanten Standort des S-Widerlagers in Bohrungen ein mindestens 100 m großer Einbruchsschlot in insgesamt 5 Bohrungen angetroffen, der von Sand und Sandsteinschutt des Mittleren Buntsandsteins mit wenig großen Sandsteinbrocken erfüllt ist (Abb. 17).

Im weiteren Verlauf dieser Trasse fallen auf einer Wiese am Waldrand W Döllbach zunächst unruhige Geländeformen, ferner schiefstehende und krumm gewachsene Obstbäume und zahlreiche Wasseraustritte auf.

Ein Schurf in einer schmalen, flachen Rinne bei R 3551940, H 5589530 hat folgendes Profil ergeben:

- 0,2 m Mutterboden
  - 0,8 m Lehm, schmutzig braungrau, stark sandig, mit reichlich Buntsandsteinbrocken
  - 2,0 m Ton, schwarzbraun, mit schwarzen Holzkohlenresten, schluffig, sandig, weich, ab 1,5 m sehr steifplastisch
  - 3,5 m Schluff, hellgrau, sandig, tonig, sehr steifplastisch bis halbfest, und Ton, schwarzgrau, schluffig, mit Kalksteinbrocken, sehr steif bis halbfest
- Anmerkung: Die Lagerung des tonigen Schluffs und des Tons mit Kalksteinbrocken ist sehr unregelmäßig.

Der schwarzgraue Ton besitzt, wie einige Sondierbohrungen gezeigt haben, eine Mächtigkeit von > 5 m. Mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit handelt es sich hierbei ebenfalls um eine Schlotfüllung.

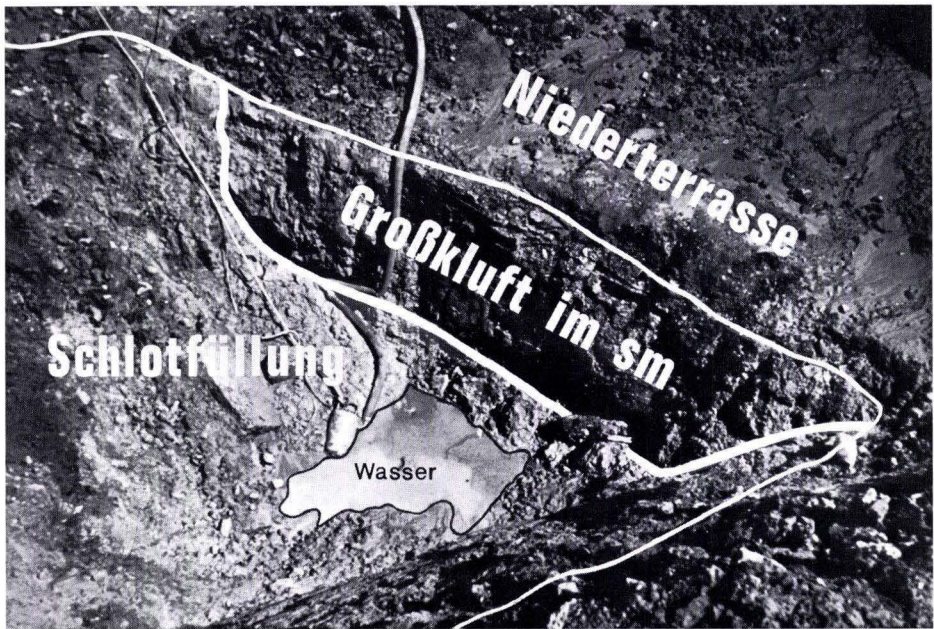


Abb.18. Baugrubenaufschluß der Stütze 25 W der Autobahnbrücke über das Fuldataal bei Welkers (Bl. 5524 Weyhers), mit Rand des Einbruchsschlotes.

### 3.3.2.2. Bereich des Fuldatales bei Welkers – Bronnzell

Beim Bau der Autobahnbrücke über das Fuldataal bei Welkers bereitete ein Einbruchsschlot, der in den Baugruben für die Stützen 24 und 25 West angetroffen worden war, erhebliche Schwierigkeiten bei der Gründung. Der Rand des Einbruchsschlotes (50 m  $\varnothing$ ), verläuft nämlich, einer Großkluft folgend, diagonal durch die Baugrube der Stütze 25 West (bei R 3550550, H 5593920). Die Schlotfüllung besteht aus Tertiärtonen mit einzelnen Sandsteinblöcken (Abb.18) der Solling-Folge und außerdem aus einem einseitig ausgebildeten Kranz von Schutt aus Solling-Bausandstein (Abb.19). Um die Schlotfüllung setzungsarm zu überbrücken, wurden auf Vorschlag der Firma Wayss & Freytag, Frankfurt, die Stützen 24 und 25 West auf einen unterirdisch eingebauten vorgespannten Abfangbalken gestellt, der auf beiden Seiten im ungestörten Buntsandsteinuntergrund gegründet ist (RUDOLF 1967).

An der gleichen Brücke wurde ein weiterer Einbruchsschlot in den Baugruben für das Stützenpaar 28 am S-Rand des Fuldatales angetroffen (R 3550570, H 5593720). Unter einer 8–10 m mächtigen Überdeckung aus Lehm, schluffig-sandigem Solifluktionsschutt und Terrassenkiesen sind in beiden Baugruben weißgraue tonig-schluffige Feinsande des Tertiärs freigelegt worden, ohne daß die Schlotumrandung bekannt geworden wäre. Die zuvor zur Baugrunderkundung niedergebrachten Bohrungen unmittelbar neben und oberhalb des zu den Heimbuchshöfen führenden Fahrweges stehen in einer söhlig gelagerten, aber stark entfestigten Sandstein-Tonstein-Wechsel-

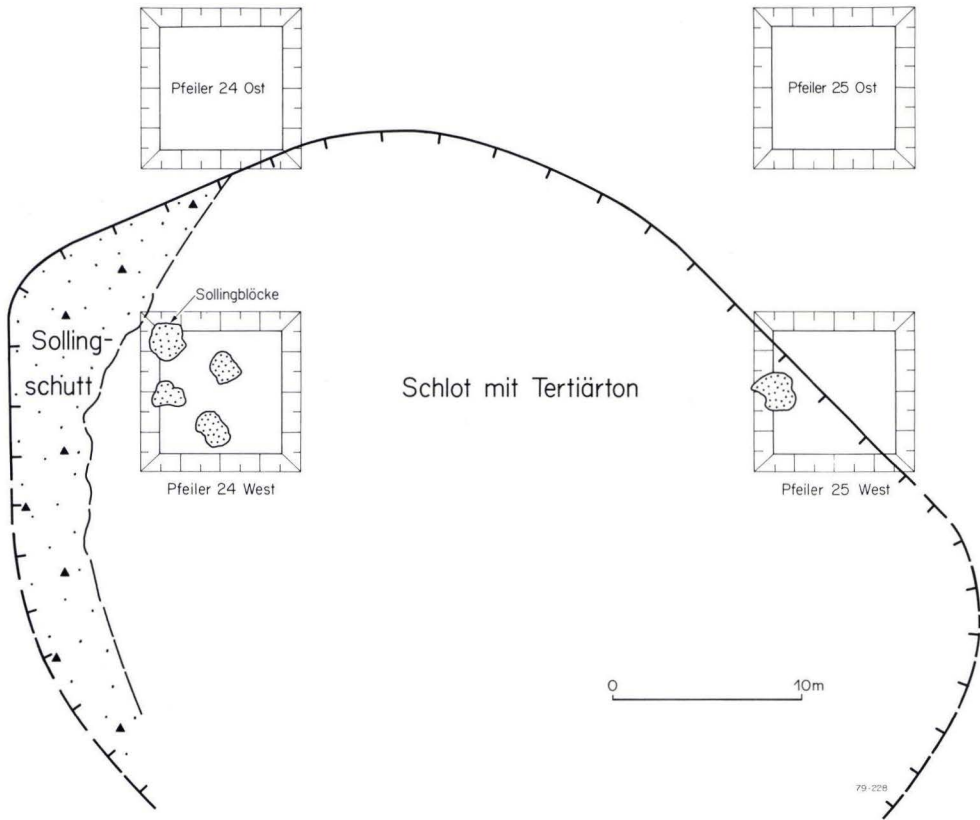


Abb.19. Grundrißform des bei Welkers im Fuldatale (Bl. 5524 Weyhers) angetroffenen Einbruchsschlotes.

folge des Mittleren Buntsandsteins (Detfurther Wechselfolge). Wegen der Gleichmäßigkeit des Baugrundes im Fundamentbereich konnte hier Flachgründung beibehalten werden.

Am N-Rand des Fuldatales, im Bereich der Autobahn-Abfahrt Fulda-Süd (bei R 3551150, H 5594900), wurde ein rd. 200 m langer und 25–50 m breiter Einbruchsschlot freigelegt, der allerdings wegen der flachen Einschnitte nur schlecht aufgeschlossen war. Um einen  $40 \times 70$  m messenden Kern aus Tertiärtonen lagen verstürzte und verstellte Röttonsteine im Niveau der Hardeggen-Folge. An dem nach SW gerichteten Abfahrtsast Fulda-S waren außerdem zwei kleine von tertiärem Ton erfüllte Schlote von 10–20 m  $\varnothing$  zu erkennen. Schließlich war ein dritter Einbruchsschlot mit gleichartiger Füllung und 20 m  $\varnothing$  im Einschnitt der Landstraße Eichenzell–Welkers an der NE-Böschung,  $\sim 60$  m NW der Überführung des Autobahn-Anschlußastes freigelegt.

Ein weiterer Einbruchsschlot von 20–38 m  $\varnothing$  ist 1978 bei der Verlegung der B27 bei Löschenrod im Abfahrtsast zur B40 (R 3548654, H 5595582) angetroffen worden

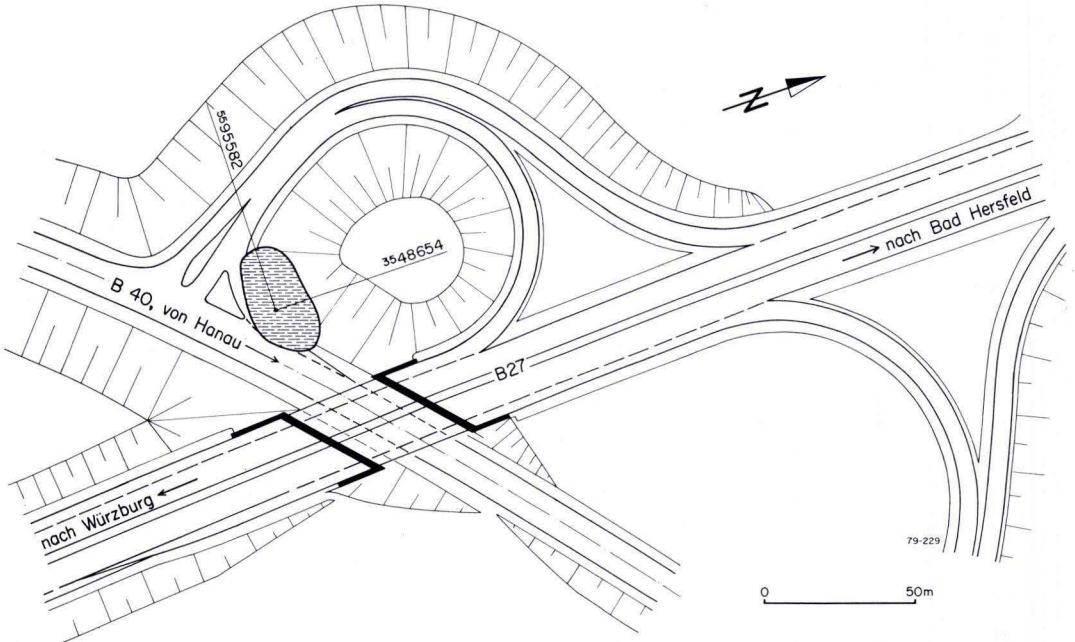


Abb. 20. Lage und Grundrißform des Einbruchsschlotes, der im Kreuzungsbereich der B27 und B40 bei Löschenrod (Bl. 5524 Weyhers) angetroffen worden ist.

(Abb. 20). Hier waren im Niveau söhllich lagernder Gesteine der Hardegseiner Wechselfolge verstützte Röttonsteine mit einzelnen Sandsteinblöcken des Solling-Bausandsteins aufgeschlossen.

Auch S Bronnzell, am NE-Rand des Fuldatales, nahe dem Gerbachshof (bei R 3548730, H 5596540), war im Herbst 1977 bei den Bauarbeiten an der Überführung der neuen B27 über die Eisenbahnlinie Fulda–Gersfeld und über die neu erbaute Kreisstraße Bronnzell–Eichenzell im Bereich des hangseitigen Widerlagers ein Einbruchsschlot erschlossen. Unter einer  $> 2$  m mächtigen Deckschicht aus pleistozänen Fuldakiesen und -sanden wird der Untergrund hier verbreitet von mächtigen, geröllführenden Sandsteinbänken des Solling-Bausandsteins aufgebaut, wie sie im nordwestlichen Hauptteil der Baugrube mit söhliger Lagerung aufgeschlossen waren. Im SE-Teil der Baugrube waren die Schichten des Buntsandsteins von einem Einbruchsschlot von  $\sim 8-10$  m  $\varnothing$  durchschlagen, dessen Füllung einen mehrphasigen Einbruch erkennen ließ. An die normal gelagerten Buntsandsteinschichten grenzte mit scharf ausgeprägter und steilstehender Abbruchkante zunächst ein  $\sim 2-2,5$  m breiter Kranz aus verstütztem Gestein der Solling-Folge, während der innere,  $\sim 4-5$  m messende Teil der Schlotfüllung aus grauen bis gelbgrünen, fetten Tonen bestand, die nach ihrer Ausbildung dem Pliozän zugeordnet werden müssen.

Ebenfalls von pliozänem Alter dürften die Tone, Schluffe und Sande sein, die E Kerzell auf Bl. 5524 Weyhers bei der Baugrunderkundung für das Brückenbauwerk der B27 über den Anschlußarm der B40a an die Rhön-Autobahn bei R 3548850, H



5594790 im Jahr 1964 erbohrt worden sind. Unter einer 3,7–6,7 m mächtigen Überdeckung aus pleistozänen fluviatilen Sanden und Kiesen wurden hier in einer Mächtigkeit bis zu 9,8 m bunte, z.T. sandige Tone und graue, ockergelbe, z.T. auch schwarze, fein- bis mittelkörnige Sande erschlossen, ohne daß deren Liegendes erreicht worden wäre.

Geblichte Kiese und Sande, die dem Pliozän zugeordnet werden müssen, sind auch im SE-Teil des Bl. 5423 Großenlüder in zwei örtlich eng begrenzten Vorkommen vorhanden. Sie können ebenfalls nur als Füllung von Einbruchsschloten gedeutet werden. Das eine Vorkommen liegt S der Straße, die von Harmerz nach Ziegel führt bei R 3547110, H 5597340 im Verbreitungsgebiet von Gesteinen der Detfurther Wechselfolge und besitzt einen Durchmesser von rund 60 m. Es ist durch eine Grube und den Straßeneinschnitt recht gut erschlossen. Das andere Vorkommen liegt im Ort Johannesberg bei R 3546775, H 5598800 im Verbreitungsgebiet der Ceratitenschichten des Oberen Muschelkalks. Es weist eine Größe von 60 × 80 m auf und war früher durch eine Kiesgrube erschlossen, die heute aber weitgehend verfüllt ist.

Ein drittes Vorkommen gleichartiger jungtertiärer Sedimente, das von dem Einbruchsschlot zwischen Ziegel und Harmerz nur ~ 1 km entfernt ist, war S Harmerz in einer inzwischen verfüllten Kiesgrube aufgeschlossen. Im Gegensatz zu den beiden anderen Vorkommen liegen die pliozänen Ablagerungen hier aber innerhalb einer typischen Subrosionssenke. Dies geht einerseits schon aus der Morphologie der Oberflächenformen hervor, wird aber andererseits vor allem durch die Existenz des typischen Rings eingekippter Schichten belegt, der die Senke umgibt und mit tiefliegenden und zum Senkenzentrum hin einfallenden Schichten des Solling-Bausandsteins besonders gut am S- und auch am SW-Rand der Ortschaft aufgeschlossen ist.

### 3.3.2.3. Gebiet E und NE Fulda

Hier liegen zahlreiche, meist kleine, isolierte Muschelkalkschollen, die sicherlich zu einem großen Teil als pleistozäne Rutschschollen gedeutet werden müssen, bei denen es sich aber auch z.T. um Füllungen von Einbruchsschloten handeln dürfte. Bei den Bohrungen für das Überführungsbauwerk der B458 über die Rhön-Autobahn sind z.B. am E-Widerlager (R 3551905, H 5602310) im Niveau der dort verbreitet auftretenden Rötgesteine unter dem normalen Decklehm bis 10 m u.G. Lehm mit zahlreichen Kalksteinbrocken und darunter bis zur Endtiefe bei 16 m zerbrochene Gesteine des Unteren Muschelkalks erbohrt worden.

E Petersberg, unmittelbar N der B458 haben im Bereich des W-Widerlagers der Überführung der Autobahn über einen Wirtschaftsweg 2 Bohrungen bei ca. R 355182, H 560262 unter 5–6 m Lößlehm und Löß blaugraue tertiäre Tone mit kohligen Holzresten, dünnen Sandlagen und lagenweiser Anreicherung von kleinen Schalenresten angetroffen, die bei 20 m noch nicht durchteuft waren.

Ähnlich war die Situation an einer Feldwegunterführung unter der B27 N Lehnerz bei R 3550280, H 5605770. Zu beiden Seiten der 4spurigen Straße wurden unter 6–8 m Lößlehm und Löß bzw. pleistozänen Tonen und Schluffen bis max. 28,5 m Tiefe gelbgraue bis schwarzgraue Tone mit stark schluffigen Lagen und Sandnestern erbohrt.

## 3.3.2.4. Gebiet NeuhoF – Kalbach

Bei den 1976 ausgeführten Bohrungen für die geplante Neubaustrecke der Deutschen Bundesbahn wurden im Bereich des Bl. 5523 NeuhoF zwischen Ziegel und Mittelkalbach insgesamt 6 Einbruchsschöte erbohrt. Die Schötabmessungen sind hier noch nicht näher erkundet. Die Schötfüllungen bestehen im einzelnen aus:

KB 7, N Sulzhof, R 3547200, H 5596010: Sandsteinmaterial des Mittleren Buntsandsteins

KB 32a, E NeuhoF, R 3546480, H 5591380: Sandsteinmaterial des Mittleren Buntsandsteins, z. T. mit Tertiärtonen

KB 38, SE Niederkalbach, R 3546500, H 5588650: vorwiegend Rötmaterial

KB 40a, NE Mittelkalbach, R 3546690, H 5588180: Tertiärtonen mit Braunkohle, ab 12 m u. G. viele Blöcke aus Solling-Bausandstein

KB 43, SE Mittelkalbach, R 3546550, H 5587390: Sandsteinmaterial des Mittleren Buntsandsteins und Rötmaterial

KB 44, SE Mittelkalbach, R 3546490, H 5587190: Rötmaterial und Sandsteinmaterial des Mittleren Buntsandsteins

Ein weiteres nur wenig ausgedehntes Tertiärvorkommen ist aus dem E angrenzenden Gebiet bekanntgeworden. Noch im Bereich des Bl. 5523 NeuhoF liegen S der Straße von NeuhoF nach HattenhoF nahe dem E-Blattrand bei R 3547250, H 5591610 über stark verstützten Sandsteinen der Solling-Folge gelblich-weiße, z. T. rostig gebänderte, mittel- bis feinkörnige Sande, die von Lagen aus Sandstein-, vor allem aber aus zahlreichen Quarzgeröllen durchzogen sind. Stellenweise treten auch graugrüne, linsige Tone auf. Vermutlich (LAEMMLEN 1970b: 101) müssen diese Sedimente dem Pliozän zugerechnet werden.

Eine sehr großflächige Einbruchstruktur mit einem Durchmesser von fast 150 m, war im Gebiet des Bl. 5523 NeuhoF 1978 beim Bau der Kreisstraße 69 von Mittelkalbach nach Büchenberg aufgeschlossen.

An der Straßenabzweigung nach Büchenberg stehen in der S-Hälfte des Einschnitts zunächst flach gelagerte Schichten der Hardegsener Wechselfolge an. In diesen Schichten wurde hier in der Ausrundung der S-Böschung (Abb. 21) ein weiterer Einbruchsschöte von 12 × 38 m angetroffen, dessen Füllung aus Sandsteinmaterial des Mittleren Buntsandsteins mit vielen großen Blöcken aus Solling-Bausandstein besteht. Etwa in der Achse der Kreisstraße nach Büchenberg von der Verkehrsinsel nach E sind die Schichten tektonisch gestört und bei einem Streichen von N 20 – 30° E mit 60 – 80° E steilgestellt. In der N-Straßenhälfte folgt dann bis in den Böschungsbereich hinein eine grobe Verwerfungsbreccie.

Etwa bei Bau-Kilometer 0 + 120 – 140 m setzen E der Abzweigung die Schichten der Hardegsener Wechselfolge dann mit scharfer, unter rd. 45° nach NE einfallender Grenze aus; es folgt weitgehend zu Sand und Sandsteinbrocken zerfallenes Gesteinsmaterial der Solling-Folge, das stellenweise viele große Sandsteinblöcke einschließt. Nur 7 – 12 m von diesem Abbruchrand nach E schließt sich daran eine Serie tonig-feinsandiger Sedimente an, die 2 bzw. 3 tonige Lagen mit kohliger Substanz<sup>4</sup> und

<sup>4</sup> Aus den kohligen Lagen wurden Proben entnommen und an das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen zur pollenanalytischen Untersuchung weitergeleitet. Die Ergebnisse liegen noch nicht vor.

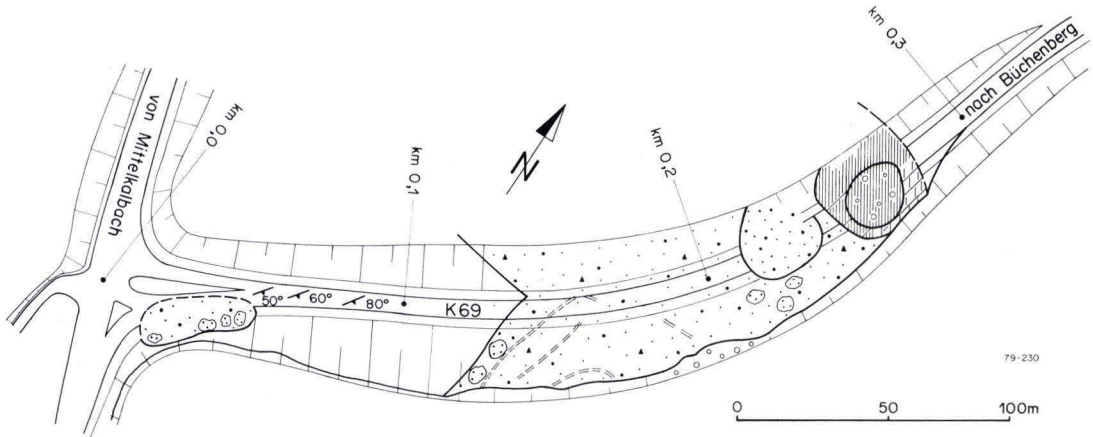


Abb.21. Lageplan der S Mittelkalbach (Bl. 5523 Neuho) angetroffenen Einbruchsstrukturen.



Abb.22. Gesamtansicht der Einbruchsstrukturen an der Kreisstraße 69 bei Mittelkalbach, Blick von NE nach SW.

unterschiedlicher Mächtigkeit einschließt; diese Schichten sind mit  $30-40^\circ$  steil eingemuldet und erscheinen z. T. etwas geschleppt (Abb. 22, 23). Weiter nach NE folgt dann wieder Sandsteinschutt der Solling-Folge in gleicher Ausbildung wie auf dem W-Flügel der Einbruchsstruktur. In der Einschnittssole war hier außerdem auch Material von verstützten Schichten der Hardegseener Wechselfolge aufgeschlossen (Abb.21).



Abb.23. W-Rand der Einbruchsstruktur an der Kreisstraße 69 bei Mittelkalbach mit Blöcken von Solling-Bausandstein und eingemuldeter äußerer kohligter Tonlage; am oberen Böschungsrand erfolgt über der Einbruchsstruktur eine deutliche Zunahme in der Mächtigkeit der Solifluktionsschuttdecke.

Nahe dem NE-Rand der beschriebenen Struktur war bei Bau-Kilometer 0 + 275 m ein randlicher kleiner Einbruchsschlot von  $\sim 20$  m  $\varnothing$  angeschnitten (Abb.24). Seine Füllung besteht aus tonigem (z. T. wohl auch tuffitischem) Material, das mehr oder weniger stark mit gebleichtem Kies aus Sandsteinen des Buntsandsteins vermengt ist, Gesteinen also, die hangaufwärts oder in der weiteren Umgebung im Liegenden der Basaltdecken nachgewiesen sind (LAEMMLEN 1970a, b). Um diesen Kern folgt ein wechselnd breiter, teils über 10 m messender Kranz von lehmig verwitterten tonigen Tertiärgesteinen, an den sich dann der NE-Rand der Einbruchsstruktur mit mehr oder weniger gestörten und nur schlecht aufgeschlossenen Schichten der Hardegsener Wechselfolge anschließt. In dem nun flacher werdenden Einschnitt liegt darüber pleistozäner Solifluktionsschutt aus Basalt, Lehm und umgelagertem tonigem Material.

Auffallend war, daß die Mächtigkeit der Deckschichten, die am Hang hier ganz allgemein 1–3 m beträgt, im Bereich der beschriebenen Einmündung der tonig-kohligen Lagen deutlich eine sprunghafte Zunahme auf 3–4 m erkennen ließ.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand handelt es sich bei dieser Struktur um einen großen Einbruchsschlot, in dessen Umrandung weitere kleine Schlotte eingebrochen sind und in dem in einer Spätphase der Bewegungen eine begrenzte bruchlose Absenkung stattgefunden hat, wobei die zuvor im Hauptschlot abgelagerten Sedimente nahezu ungestört eingemuldet worden sind. In der dadurch entstandenen Sediment-



Abb.24. Unmittelbar am NE-Rand der Einbruchsstruktur an der Kreisstraße 69 bei Mittelkalbach ist ein kleiner Einbruchsschlot mit einer zweiphasigen Füllung aus tonigen Tertiärgesteinen vorhanden.

falle hat sich Solifluktionsschutt angesammelt, der heute den jüngsten Teil der Schlotfüllung bildet. Die abrupte Mächtigkeitszunahme der Schuttdecke über der Einbruchsstruktur (Abb.23) dokumentiert die Fortdauer der Absenkungsbewegung bis ins jüngste Pleistozän hinein. Schlotfüllungen mit einer solchen nahezu ungestörten Lagerung sind auch schon andernorts in Bohrungen beobachtet worden.

### 3.3.2.5. Gebiet S des Landrückens

Im Gebiet des Landrückens scheinen Einbruchsschloten zu fehlen. Möglicherweise sind sie hier aber nur durch die verbreitet auftretenden Solifluktionsschuttdecken aus Basalt und Tertiärsedimenten noch mehr als sonst verdeckt.

Im S-Teil des Bl. 5623 Schlüchtern (HICKETHIER, EHRENBERG & LAEMMLEN 1971) treten dann aber wieder zahlreiche kleine, isolierte Muschelkalkschollen auf, bei denen es sich teilweise durchaus um die Füllung von Einbruchsschloten handeln kann.

Große Wahrscheinlichkeit hat diese Deutung für die Entstehung der mit tertiären Tonen, Feinsanden und Quarzkiesen plombierten Großerdfälle auf der Muschelkalk-Hochfläche bei Weiperts. Ihre Durchmesser betragen 30 m bis > 100 m, wobei die heutigen Hohlformen auf früheren Tonabbau zurückzuführen sind. Durch Verkarstung der Muschelkalkgesteine können diese Erdfälle trotz der hier am Basaltrand mit seinen kalkaggressiven Wässern günstigen geologischen Bedingungen und trotz der vorhandenen Bruchtektonik nicht entstanden sein, weil die Restmächtigkeit des



Abb.25. Bei Dietges (Bl. 5425 Kleinsassen) war im Sommer 1978 in dem tiefen Einschnitt der B458 ein Einbruchsschlot erschlossen.

Unteren Muschelkalks nur noch  $\sim 25$  m beträgt (PRINZ in BEURER, DIEDERICH, HOLTZ & PRINZ 1978: 119).

### 3.3.2.6. Bereich der Rhön-Schwelle bei Dietges und Abtsroda

Im Blattgebiet Kleinsassen ist beim Bau der neuen Strecke der B458 in dem tiefen Einschnitt unmittelbar NE Dietges im Verbreitungsgebiet des Solling-Bausandsteins ein von Röttonen erfüllter Einbruchsschlot angeschnitten worden.

Er hat  $15-20$  m  $\varnothing$  (Abb.25). Die violettroten und grüngrauen Tonsteine der Oberen Röt-Folge, die die Schlotfüllung bilden, sind verstürzt und liegen in Schollen von Kubikdezimeter- bis Kubikmetergröße in dichter, aber vollkommen regelloser Lagerung vor. Der Schlotrand steht in Anpassung an die allgemeine Klüftung steil. Die Schichten der Solling-Folge, die hier allgemein mit  $15-20^\circ$  nach SW einfallen, sind am E-Rand auf  $5-7$  m mit  $20-30^\circ$  zum Schlot hin verkippt. Am W-Rand ist dagegen das allgemeine Einfallen der Schichten nach SW am Schlotrand durch Nachsinken weitestgehend kompensiert, so daß hier mehr oder weniger söhliche Lagerung vorherrscht. Einzelheiten über die Schichtlagerung und die Randausbildung sind aus den Abb.26, 27 und aus der Diplom-Kartierung GALLWITZ<sup>5</sup> zu entnehmen.

Der Einbruchsschlot ist an der Böschungsoberkante von einer  $1,5-2$  m mächtigen lehmigen Solifluktionsschuttdecke abgeschnitten. Eine geoelektrische Kartierung<sup>6</sup>

<sup>5</sup> Dipl.-Arb. A. GALLWITZ, Philipps-Universität, Marburg/Lahn; z.Zt. in Arbeit.

<sup>6</sup> Durchgeführt im Oktober 1978 durch Herrn TERME, HLiB.

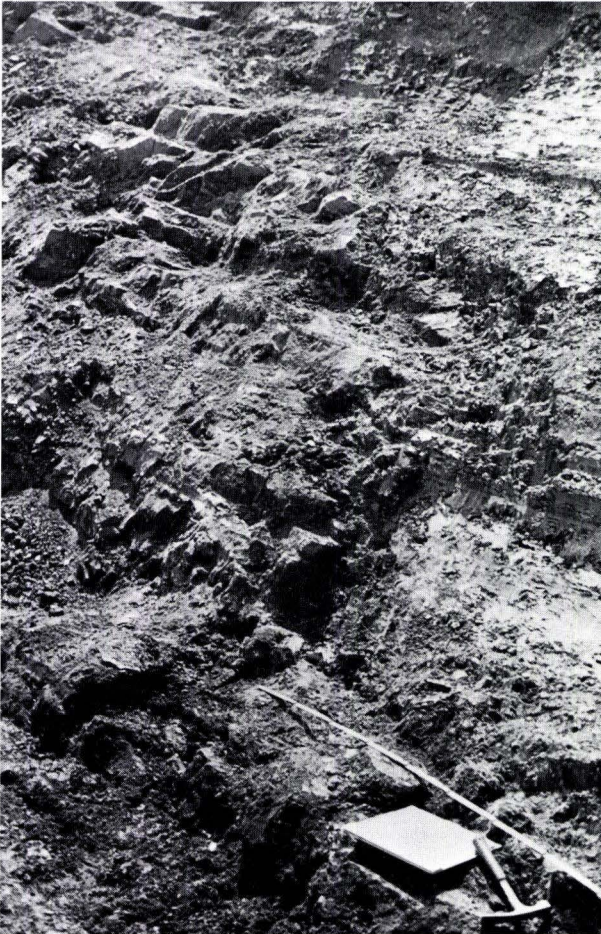


Abb.26. E-Rand des Einbruchsschlotes bei Dietges mit schräggestellten Schichten der Solling-Folge.

mit einer Elektroden-Sondenordnung nach WENNER und einer Eindringtiefe von 5 m zeichnet im abgedeckten Zustand mit der Linie gleichen scheinbaren Widerstandes von  $100 \Omega\text{m}$  den Schlotrand weitgehend nach (Abb.28). Danach verläuft die obere Schlotbegrenzung ungefähr am Böschungsrand.

In den Fällen, in denen die mehr oder weniger tonigen Schlotfüllungen mit scheinbaren Widerständen von  $< 100 \Omega\text{m}$  bei Tertiärtonen oder von oft  $< 50 \Omega\text{m}$  bei schluffig-tonigem Muschelkalkmaterial sich deutlich von den Buntsandsteingesteinen des umgebenden Gebirges mit ihrem deutlich höheren scheinbaren Widerstand abheben, hat sich dieses Verfahren auch andernorts als eine sehr brauchbare Methode erwiesen, um die Umgrenzung von Einbruchsschlotten zu kartieren oder solche Schlote unter geringmächtigen Deckschichten überhaupt aufzuspüren.



Abb.27. W-Rand des Einbruchsschlotes bei Dietges mit mehr oder weniger s6hlig liegenden Schichten der Solling-Folge (rechte Bildh6lfte) und der aus versturzten R6tgesteinen bestehenden Schlotf6llung (linke Bildh6lfte).

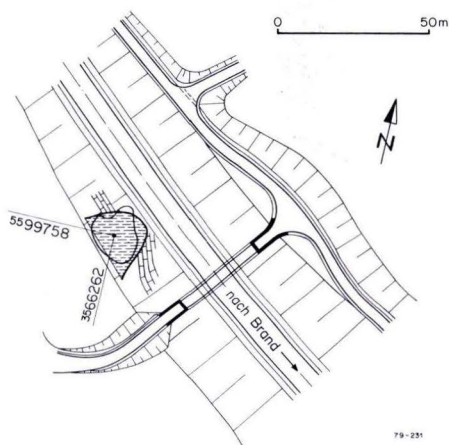


Abb.28. Lage und Grundri6f3form des Einbruchsschlotes an der B458 NE Dietges (Bl. 5425 Kleinsassen) mit eingetragener 100- $\Omega$ m-Linie der geoelektrischen Kartierung.

Ein weiterer, im Bereich der Rh6n-Schwelle liegender Einbruchsschlote, dessen F6llung jedoch aus terti6ren Tonen besteht, mu6 im S-Teil des Bl. 5425 Kleinsassen unmittelbar E Abtsroda bei R 3566 120, H 5597350 angenommen werden. In einer kesself6rmigen Senke im Niveau der Gesteine des Unteren Muschelkalks, treten hier



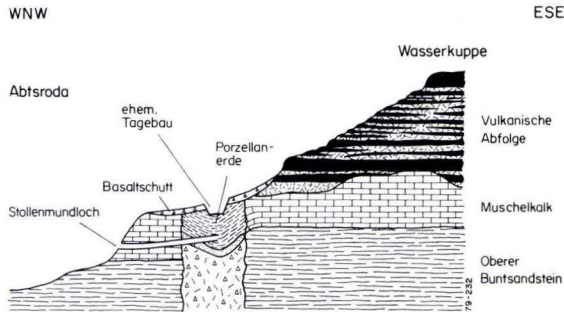


Abb.29. Schematisiertes geologisches Profil durch das Porzellanerdevorkommen E Abtsroda (Bl. 5425 Kleinsassen).

über weißen, tonigen Sanden mit vereinzelt Quarzitknollen weiße bis gelbe, z.T. sandige Kaolintone und blaue bis grüne, teils fette, teils sandige Tone auf (SCHNEIDER 1840: 204; LAEMMLEN 1971: Taf. 47). Sie werden von einer relativ mächtigen pleistozänen Wanderschuttdecke überlagert, die sich vor allem aus umgelagertem Basalttuff und -gestein zusammensetzt, Gesteinen also, die seitlich oberhalb des Kaolinvorkommens den Anstieg der Wasserkuppe aufbauen (Abb.29).

Bereits im 18. Jahrhundert wurden die Kaolintone im Tagebau (heute verfüllt), im frühen 19. Jahrhundert auch im Stollenbau von Abtsroda aus gewonnen und als Rohstoff für die von den Fuldaer Fürststäben betriebene Porzellanmanufaktur verwendet. Später wurde das Material als Rohstoff für die Steingutfabrikation auch nach Aschach, z.T. sogar bis nach Sachsen hinein verfrachtet. Da derartige Kaolintone aus der tertiären Basaltunterlage in der Rhön sonst von keiner Stelle bekannt sind, ist es sehr wahrscheinlich, daß das Material von den vor- bis frühtertiären kaolinen Verwitterungsvorgängen beeinflusst ist, die in der langen Festlandsperiode zwischen Jura und Kreide in der Rhön abgelaufen sind.

### 3.3.3. Geomechanische Deutung der Entstehung der Einbruchsschlote

Die Einbruchsschlote passen mit ihren engen und steilen Formen nicht in die althergebrachte Vorstellung, die über den Prozeß der Salzauslaugung und über die Senkungserscheinungen im Bereich der verschiedenen Auslaugungsbezirke besteht. Mit den geomechanischen Vorstellungen über den Mechanismus des Hochbrechens von derartigen schachtförmigen Hohlräumen hat sich PRINZ (1970: 39) eingehend auseinandergesetzt. Seine Untersuchungen führten zu dem Ergebnis, daß es bei ständigem Nachbrechen der Firste (s.a. HERRMANN 1968) und der in den Hohlraum auskragenden Schichten unter Ausnutzung der Vertikalklüftung zur Ausbildung einer Gewölbewirkung in der horizontalen Querschnittsebene kommt, bei der die Ringspannungen des horizontalen Gebirgsdruckes den schlotförmigen Hohlraum standfest erhalten. Von entscheidendem Einfluß scheint dabei die Nachbrüchigkeit des Deckgebirges zu sein und die meist mehr oder weniger vertikale Klüftung, die weitgehend Richtung und Form der hochbrechenden Schlote bestimmt.

Die Problematik in der Entstehung dieser engen Einbruchsschlote liegt aber nicht nur in der geomechanischen Deutung der schlanken Einbruchformen im Deckgebirge, sondern auch im Verhalten der Salinargesteine selbst. PRINZ (1973: T2-D) führt aus, daß es sich bei den hierfür erforderlichen Hohlraumvolumina mit Sicherheit nicht um Steinsalzkarst i.e. S. handeln kann. Abgesehen von dem mehr flächenhaft wirkenden Vorgang der Subrosion im Steinsalz (vgl. auch REUTER 1968, 1969), können sich derartig große Hohlräume, wie sie für die Entstehung solcher Großerdfälle nötig wären, aufgrund des quasiplastischen Verhaltens des von mächtigem Deckgebirge überlagerten Steinsalzes in diesem kaum halten. Außerdem sind im Steinsalz die nötigen hydraulischen Verbindungen nicht denkbar. Diese Annahmen finden auch keinen Widerspruch in den neueren Untersuchungen über das Kriechverhalten von Salzgesteinen und über die Standfestigkeit von ausgesolten Lagerkavernen (LANGER 1978, ALBRECHT, MEISTER & WALLNER 1978, DUDDECK & VOLLSTEDT 1978).

PRINZ (1973) nimmt an, daß Einbruchsschlote bevorzugt im Übergangsbereich vom Steinsalzlager zum Sulfatsaum auftreten, also in dem Gebiet, in dem sich beide Gesteine verzahnen (TRUSHEIM 1964: Abb. 7). Die zur Erklärung der Einbruchsschlote erforderlichen Hohlräume liegen in mächtiger Sulfatfazies, in der solche Hohlräume standfest sind. Die im Übergangsbereich vorhandenen Steinsalzzwischenlagen bilden wahrscheinlich die Voraussetzung zur Entstehung dieses tiefen Sulfatkarstes. Denn durch die leichte Wasserlöslichkeit des Steinsalzes fallen die Steinsalzzwischenlagen bei beginnender Subrosion der Auflösung primär zum Opfer. Dadurch werden Wasserwege als hydrodynamische Voraussetzungen, zugleich aber auch die erforderlichen Bedingungen für die danach erfolgende Sulfatauflösung geschaffen. Durch Chloride als Lösungsgenossen erhöht sich nämlich nicht nur die Löslichkeit von Gips bis auf das dreifache (7,2 g/l in konzentrierter Salzlauge gegenüber 2,4 g/l in normalem Grundwasser, WEBER 1967), es kann hierbei außerdem auch noch der Effekt der Mischkorrosion auftreten, nämlich dann, wenn zwei  $\text{SO}_4$ -gesättigte Lösungen mit unterschiedlichen NaCl-Gehalten zusammentreffen.

#### **4. Verbreitung der Einbruchformen und ihre Relation zur Paläogeographie des Zechsteinbeckens**

Zwischen dem regionalen Auftreten der unterschiedlichen Einbruchformen in dem betrachteten Gebiet und ihrer Anordnung innerhalb des ehemaligen Ablagerungsraumes der Zechsteingesteine zeichnen sich gewisse Gesetzmäßigkeiten ab, mit deren Hilfe Rückschlüsse auf die Paläogeographie gezogen werden können.

Die durch die Salzauflösung entstandenen Großformen, die Subrosionssenken oder -kessel, konnten sich nur dort ausbilden, wo die im tiefen Untergrund vorhandene Salzlagerstätte in einer Mächtigkeit von mehreren Dekametern entwickelt ist. Sie fehlen, wo das Salinar von Anfang an geringmächtig ausgebildet ist, also vor allem nahe dem Rand des ehemaligen Ablagerungsraumes, aber auch in Gebieten, in denen dieser von Schwellen durchzogen wird, die sich durch geringere Salzmächtigkeiten abzeichnen. Die Absenkung der Hangendschichten, die infolge der Auslaugung auch dort stattgefunden hat, wird bei geringer Salzmächtigkeit durch die Auflockerung des Deckgebirges beim Nachbrechen nach oben mehr und mehr kompensiert, so daß

kleinere Massendefizite sich bei mächtigem Deckgebirge nicht bis an die Erdoberfläche durchpausen.

Erst bei größerer Salzmächtigkeit, deren Ausmaß freilich in direkter Relation zur Deckgebirgsmächtigkeit stehen muß, prägen sich die Subrosionserscheinungen im Salz an der Erdoberfläche in Form klassischer Subrosionssenken aus. Dabei sind Lage und Anordnung dieser Großformen weitgehend unabhängig von Form und Flächenausdehnung der Salzlagerstätte. Als eine Erscheinung der irregulären Salzauslaugung treten die Subrosionssenken oder -kessel zwar in erster Linie innerhalb der intakten Salzlagerstätte auf; sie erscheinen hier als Auswirkung isolierter, kleinflächiger Auslaugungsbereiche. Sie können aber auch in den Bereich des Salzhanges, also der regulären Auslaugung einbezogen werden, nämlich dann, wenn dieser bis in Gebiete zurückverlegt worden ist, in denen durch die irreguläre Subrosion partiell bereits eine stärkere Salzauflösung stattgefunden hat. Sie erscheinen als auffällige morphologische Formen dort in der Regel aber nur nahe der Salzhanginnengrenze, weil sich mit der fortschreitenden großflächigen Absenkung, die den Salzhangbereich kennzeichnet, mit zunehmender Entfernung vom intekten Salinar ihre Gestalt mehr und mehr verwischt.

Stets aber, und dies gilt ganz besonders für die irreguläre Auslaugung, setzen die Auslaugungsvorgänge bevorzugt an tektonischen Hochlagen der Salzlagerstätte an. Als auslösendes Moment muß jedoch — wie dies das geschilderte Beispiel vom Greseltal sehr deutlich zeigt — stets auch Bruchtektonik beteiligt sein, weil erst die gute Wasserwegsamkeit tiefgreifender Verwerfungen es dem zirkulierenden Grundwasser ermöglicht, bis zur Salzlagerstätte vorzudringen, um dort seine lösende Tätigkeit zu verrichten.

Die Formentwicklung an der Erdoberfläche scheint dabei in vielen Fällen mehr vom Alter und der morphologischen Entwicklung der Landschaft abhängig zu sein als von den Auslaugungsvorgängen selbst. So muß heute auch die Frage noch offenbleiben, ob in den großflächigen Subrosionssenken der irregulären Salzauslaugung, wie sie vor allem zwischen Hünfeld und Bad Hersfeld auftreten, das Werra-Steinsalz mehr oder weniger vollständig weggelöst ist.

Einen interessanten Hinweis auf die paläogeographische Situation im Zechsteinbecken zur Zeit des Werra-Salinars gibt für das betrachtete Gebiet die in Abschn. 3.2 beschriebene typische Subrosionssenke E Döllbach im Thalaubachtal, also im Vorfeld der Rhön-Schwelle. Dieses Gebiet gehört nach den bisherigen Kenntnissen (TRUSHEIM 1964) dem Übergangsbereich an, in dem sich zwischen Salinarbecken im W und Sulfatwall im E Chlorid- und Sulfatfazies verzahnen, was im übrigen auch durch die hier in unmittelbarer Nachbarschaft gehäuft auftretenden Einbruchsschlote (s.u.) bestätigt wird. Der bei Döllbach aufgefundene Einbruchskessel mit seiner eindeutigen Struktur läßt aber keine andere Deutung zu, als daß hier im Zechstein lokal ein mächtigeres Salzlager zur Abscheidung gekommen sein muß. Wahrscheinlich handelt es sich um ein örtlich begrenztes kleines Halitbecken, das hier eine Vorsenke zum Hauptbecken bildet (Abb. 1, 2). Nur so läßt sich erklären, daß sich in dieser Position des Beckens neben zahlreichen Einbruchsschlotten auch klassische Auslaugungstrichter als Subrosionserscheinungen finden.

Den auffälligen Großformen der Salzauslaugung stehen die meist verdeckten kleinflächigen Einbruchsschlote gegenüber. Nach dem bisherigen Kenntnisstand sind sie an den Übergangsbereich zwischen Halitbecken und Anhydritwall geknüpft. Wie Abb. 1 und 2 erkennen lassen, ordnen sich in dem betrachteten Gebiet die bislang bekanntgewordenen Einbruchsschlote auch weitgehend in das paläogeographische Bild ein, indem sie mit ihrem massierten Auftreten zwischen Weiperts und Fulda den NW-Rand der Spessart-Rhön-Schwelle deutlich nachzeichnen.

Mit einer Korrelation von ungestörten Bohrprofilen aus dem Fränkischen Becken hat TRUSHEIM (1964) gezeigt, wie der Übergang zwischen Chlorit- und Sulfatfazies in einem solchen Randbereich des Zechsteinbeckens erfolgt. Seine Darstellung läßt erkennen, daß der Untere Werra-Anhydrit in seiner Mächtigkeitsentwicklung von der paläogeographischen Situation, d.h. von der Lage im Becken abhängig ist. Im Beckeninneren, wo das Steinsalz mächtig ausgebildet ist, liegt er stets nur in geringer Mächtigkeit vor. Dies zeigt z.B. Brg. Mellrichstadt, in der das Salzlager insgesamt 158 m und der Untere Werra-Anhydrit 7 m umfaßt. Zum Beckenrand hin, im noch salzführenden Übergangsbereich, schwillt die Anhydritmächtigkeit aber rasch an. So wurde in der näher am Beckenrand stehenden Brg. Rannungen 1 der Untere Werra-Anhydrit in einer Mächtigkeit von 16 m angetroffen, bei einer Gesamtmächtigkeit des Steinsalzlagers von 47 m. In der noch näher am Beckenrand stehenden Brg. Bibra wurden 53,5 m Anhydrit und nur noch 4,5 m Salz als letztem Ausläufer des Salzlagers erbohrt. Max. Anhydritmächtigkeiten werden am Rand der Rhön-Schwelle erreicht, wie dies z.B. die Brg. Hettenhausen erkennen läßt, die, über karbonatischen Riffsedimenten, den Unteren Werra-Anhydrit mit 72,5 m angetroffen hat; Steinsalzablagerungen fehlen hier von Anfang an.

Die wechselnden und von der Situation im Becken abhängigen Mächtigkeitsverhältnisse zwischen Steinsalz und Anhydrit lassen erkennen, daß das Werra-Salzlager in Richtung auf die Rhön-Schwelle sehr rasch an Mächtigkeit abnimmt und das Salz zugleich mehr und mehr durch anhydritische Ablagerungen ersetzt wird (Abb. 1). Werra-Salinar und Unterer Werra-Anhydrit sind also, zumindest z.T. zeitgleich. Daraus ergibt sich außerdem, daß im Bereich des Beckenrandes zwischen Chlorid- und Sulfatfazies eine innige Verzahnung vorliegen kann, die im Profil als Steinsalz-Anhydrit-Wechselfolge erscheint. Solche Salinarprofile dürften die Brg. Dietges 1 und Wüstensachsen 1 angetroffen haben, deren Ansatzpunkte im Bereich der Rhön-Schwelle, und zwar auf deren Abdachung, im NE ihrer max. Aufwölbung liegen, aber im noch salzführenden Übergangsbereich zwischen Chlorid- und Sulfatfazies.

In der Brg. Dietges 1 z. B. war der Plattendolomit durch subrosive Einsturzvorgänge sehr stark gestört angetroffen worden; er war zum großen Teil zu Grus und faustgroßen Brocken zerfallen und ließ Einfallswinkel bis zu  $43^\circ$  erkennen. Ebenso traten im Liegenden des Plattendolomits, in den bis zum Zechsteinkalk in einer Mächtigkeit von 44 m folgenden bunten Tonen — die wohl im wesentlichen Rückstandstone darstellen dürften — Fallwinkel bis zu  $35^\circ$  auf. Die Brg. Wüstensachsen 1 hat in einer Mächtigkeit von 84 m gleichfalls bunt gefärbte Tone angetroffen, die bis tief hinab mehr oder weniger stark vergipst waren, also in der Hauptsache auch Auslaugungsrückstände darstellen.

Wenn man diese Verhältnisse mit dem Bild vergleicht, das sich durch Tiefbohrabschlüsse zwischen NeuhoF und Fulda ergeben hat, wo neben den Großformen der Salzauslaugung in der Nachbarschaft auch Einbruchsschlote auftreten, dann lassen sich einige interessante Feststellungen treffen.

Die Profile der Brg. Dorfborn 1 und Tiefengruben 1, die im Bereich des Salzhanges niedergebracht worden sind, haben, trotz unvollständig ausgelaugtem Zechsteinsalinar, mächtige und hoch in den Buntsandstein hinaufreichende Einsturzbreccien erschlossen. Ein gleichartiges Profil wie diese Bohrungen zeigt auch die erst in den vergangenen Jahren niedergebrachte Brg. Tiefengruben 2. Selbst die auf Bl. 5423 Großenlöder zu Beginn dieses Jahrhunderts erfolgte Brg. Haselhecke hat nach den überlieferten spärlichen Unterlagen (bis ca. 592 m u.G. Buntsandstein, bis ca. 672 m Rote und blaue Letten mit Gips und Anhydrit, bis ca. 678 m Steinsalz) gleichartige Verhältnisse angetroffen. Nach der Neukartierung von SIEMS (s. Fußnote 1) steht sie in einer typischen Salzauslaugungssenke innerhalb des Salzhanges, jedoch dessen äußerem Rand stärker angenähert (Abb. 2, 3).

In deutlichem Gegensatz zu diesen Profilen stehen die Ergebnisse der Brg. Kerzell und Dorfborn 2. So hat z. B. die Brg. Kerzell ein bis zum Plattendolomit (nunc: Leine-Karbonat) hinab ungestörtes Profil angetroffen und darunter den (Unteren) Werra-Anhydrit als eine 45 m mächtige, bereits weitgehend vergipste Wechsellagerung mit bunten Tönen erschlossen, die dem Anhydritknotenschiefer auflagert. Salzablagerungen fehlen vollständig und können von Anfang an auch nur in geringer Mächtigkeit vorgelegen haben, weil das Bohrprofil für ein ursprünglich vorhandenes mächtiges Salzlager keinerlei Raum bietet. Es ist also auch bei Kerzell eine Situation gegeben, die auf randnahe Sedimentationsverhältnisse hindeutet. In Übereinstimmung damit steht das Auftreten von Einbruchsschloten in der Nachbarschaft dieser Bohrung, von denen bei den ingenieurgeologischen Untersuchungsarbeiten für die Neubaustrecke der Bundesbahn W und NNW Kerzell vor kurzem zwei aufgefunden wurden. Sie lassen erkennen, daß sich der Verzahnungsbereich zwischen Chlorid- und Sulfatfazies nach NW bis über das Fuldatal hinaus fortsetzt.

Eine weitere Stütze erhält diese Auffassung in den Lagerungsverhältnissen des Buntsandstein-Deckgebirges. Bei der Neukartierung des Bl. 5523 NeuhoF LAEMMLEN 1970a, b) und bei der später im SE-Teil des Bl. 5423 Großenlöder erfolgten Diplomkartierung (SIEMS) hat sich gezeigt, daß in der NE-Ecke des Bl. 5523 NeuhoF eine auf das Bl. 5423 Großenlöder übergreifende tektonische Hochlage besteht. Die Buntsandsteinschichten, die dort im Bereich der Sauerberg- und Sulzhof-Scholle verbreitet sind, liegen im Durchschnitt um 20–30 m höher, als die Schichten der im SW angrenzenden Schollen. Hätte die ursprüngliche Annahme zugetroffen, daß Sauerberg- und Sulzhof-Scholle noch dem Bereich des Salzhanges angehören, dann hätten sich die Lagerungsverhältnisse gerade umgekehrt darstellen müssen.

Auch das Profil der erst in den letzten Jahren niedergebrachten Brg. Dorfborn 2 zeigt mit seinen deutlichen Anklängen an die in Brg. Kerzell erschlossene Schichtenfolge, daß im Bereich des Zechsteinsalinars hier wieder beckenrandnahe Verhältnisse vorliegen. In dieser Bohrung (Abschn. 3.1) ist bis zum Braunroten Salzton (nunc: Oberer Werra-Ton) einschließlich eine völlig vormalige und ungestörte Abfolge erschlossen worden, unter der ein mit 8,2 m nur sehr geringmächtiges Residualgebirge

aus bunten Tonen und Anhydrit folgt, das dem Anhydritknotenschiefer direkt auflagert. Dieser Profilaufbau und vor allem auch der hier (infolge Subrosion!) fehlende Untere Werra-Anhydrit lassen ganz klar erkennen, daß das Werra-Salinar auch im Bereich der Brg. Dorfborn 2 nur in sehr stark reduzierter Mächtigkeit zur Ablagerung gekommen sein kann. Die Bohrung steht also ebenfalls im Übergangsbereich zwischen Chlorid- und Sulfatfazies, nämlich in einer relativen Hochlage des Zechsteinuntergrundes. Dies kommt bereits in der absoluten Höhenlage der Zechsteinbasis zum Ausdruck, die in der Brg. Dorfborn 2 um rund 10 m höher als in der benachbarten Brg. Tiefengruben 2 angetroffen worden ist. Vermutlich dürfte der Zechsteinuntergrund bereits zur Zechsteinzeit zusätzlich zur bruchlosen Verformung in Bruchschollen mit unterschiedlichen Verwurfsbeträgen zerlegt gewesen sein. Die Auslaugung hat durch diese Situation wohl hier in der Umgebung einen kleinräumigen Salzspiegel geschaffen, der erst allmählich in den normal entwickelten Salzhang übergeht. In direktem Zusammenhang mit dieser offensichtlichen Schwellensituation stehen ohne Zweifel die Einbruchsschlote, die hier wenig E im Distrikt Nußbach und nahe dem E-Rand des Bl. 5523 Neuhof auftreten.

Obgleich die Ansatzpunkte der Brg. Dorfborn 1 und 2 nur um ca. 875 m voneinander entfernt sind und zwischen den Brg. Dorfborn 2 und Tiefengruben 2 lediglich eine Entfernung von ca. 1330 m besteht, lassen sich doch in ihren Profilen die geschilderten paläogeographisch bedingten Unterschiede klar erkennen. Schon auf solch relativ kurzen Entfernungen war das Steinsalzager von Anbeginn an sehr starken Mächtigkeitsunterschieden bis hin zum völligen Fehlen des Salzes unterworfen.

Dieser kleinräumige, im Halitbecken zu beobachtende fazielle Wechsel ist nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen auf die morphologische Differenzierung des Beckenraums zurückzuführen: Das Zechsteinbecken war, weit mehr als bislang bekannt (vgl. z. B. KÄDING 1975), von deutlich ausgeprägten Schwellenbereichen durchzogen, die sich heute an der Erdoberfläche ganz offensichtlich durch das Auftreten von Einbruchsschloten dokumentieren. Das Vorhandensein derartiger Auslaugungsformen ist deshalb als ein Kennzeichen anzusehen sowohl für den randlichen Bereich des Zechsteinbeckens, in dem der Übergang von der Chlorid- zur Sulfatfazies erfolgt, als auch für Schwellensituationen innerhalb des Beckens selbst, wo gleichartige fazielle Verhältnisse herrschen.

Da weiterhin die bislang bekanntgewordenen Einbruchsschlote sich in größerer Anzahl bereits in verhältnismäßig geringer Entfernung vom heutigen Salzhang vorfinden, und da außerdem die im Salzhang stehenden Tiefbohrungen häufig noch Restsalzmächtigkeiten angetroffen haben, muß die ursprüngliche Ausdehnung der Salzlagerstätte insgesamt wesentlich geringer gewesen sein, als dies bislang angenommen worden ist (TRUSHEIM 1964). Der heutige Salzhang dürfte also auf weite Strecken nahe der ursprünglichen Begrenzung der Salinarlagerstätte liegen.

Schließlich hat es sich gezeigt, daß auch im Übergangsbereich, in dem sich die Chlorid- mit der Sulfatfazies verzahnt, eine stärkere Untergrounddifferenzierung im Ablagerungsraum vorhanden gewesen sein muß, als bislang bekannt. In gleicher Weise wie im Becken Schwellen auftreten, finden sich hier Vorsenken in Form wenig ausgedehnter Halitbecken, in denen Steinsalz in größerer Mächtigkeit zur Abschei-

dung gekommen ist und die sich heute durch Subrosionssenken vor dem eigentlichen Salzhang abzeichnen.

### 5. Schriftenverzeichnis

- ALBRECHT, H., MEISTER, D., & WALLNER, M. (1978): Bestimmung geotechnischer Kennwerte von Salzgesteinen. — 3. Nat. Tag. ü. Felsmechanik: 18–207, 15 Abb.: Essen (Dt. Ges. Erd- u. Grundbau).
- BEURER, M., DIEDERICH, G., HOLTZ, S., & PRINZ, H. (1978): Exkursion G „Ingenieurgeologische Probleme im Kinziggebiet“ am 1. April 1978. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 109–120, 8 Abb.; Stuttgart.
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des niedersächsischen Tektogens. — Geol. Jb., **85**: 861–900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- CARLÉ, W. (1951): Geotektonische Übersichtskarte der Südwestdeutschen Großscholle 1:1000000. — Stuttgart (Hrsg. Geol. Abt. württ. statist. L.-Amt).
- (1955): Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. — Beih. geol. Jb., **16**, 272 S., 45 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- DUDDECK, H., & VOLLSTEDT, H.-W. (1978): FEM-Berechnungen für Salzkavernen. — 3. nat. Tag. ü. Felsmechanik: 233–240, 15 Abb.; Essen (Dt. Ges. Erd- u. Grundbau).
- FULDA, E. (1923): Salzspiegel und Salzhang. — Z. dt. geol. Ges., **75**, Mber.: 10–14, 1 Abb.; Berlin.
- GENSER, H., & MEHL, J. (1977): Einsturzlöcher in silikatischen Gesteinen Venezuelas und Brasiliens. — Z. Geomorph., N. F., **21**, 4: 431–444, 7 Abb.; Berlin/Stuttgart.
- HERRMANN, R. (1968): Auslaugung durch aufsteigende Mineralwässer als Ursache von Erdfällen bei Bad Pyrmont. — Geol. Jb., **85**: 265–284, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1969): Die Auslaugung der Zechsteinsalze im niedersächsisch-westfälischen Grenzgebiet bei Bad Pyrmont. — Geol. Jb., **87**: 277–294, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- (1972): Über Erdfälle äußerst tiefen Ursprungs (die „Wolkenbrüche“ bei Trendelburg und die „Meere“ bei Bad Pyrmont). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 177–193, 5 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HICKETHIER, H., EHRENBERG, K.-H., & LAEMMLEN, M. (1971): Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5623 Schlüchtern; Wiesbaden.
- HOLTZ, S. (1977): Geophysikalische und geologische Untersuchungen für das Hochwasserrückhaltebecken Mackenzell/Nüst, Kreis Fulda. — Gießener geol. Schr., **12**: 123–140, 4 Abb.; Gießen.
- HUMMEL, K. (1929): Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes. — Fortschr. Geol. Paläontol., **8**, 24: 234 S., 12 Abb., 3 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- KÄDING, K.-C. (1975): Zechstein. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5225 Geisa: 30–44, 4 Abb.; Wiesbaden.
- (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 123–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1970a): Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5523 Neuhof; Wiesbaden.
- (1970b): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5523 Neuhof, 2 Aufl., 274 S., 30 Abb., 5 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- (1971): Der geologische Lehrpfad an der Wasserkuppe. — 64 S., 48 Taf.; Fulda (Parzeller & Co.).
- (1975): Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5225 Geisa; Wiesbaden.
- & ROTH, H. (1970): Perm. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5523 Neuhof: 21–31, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- LANGER, M. (1978): Grundzüge einer theoretischen Salzmechanik. — 3. nat. Tag. ü. Felsmechanik: 167–188, 5 Abb.; Essen (Dt. Ges. Erd- u. Grundbau).
- LOHMANN, H. (1962): Zur Formenentwicklung von Salzauslaugungstrichtern. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 319–326, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1972): Salt Dissolution in Subsurface of British North Sea as interpreted from Seismograms. — Am. Ass. Petrol. Geol. Bul., **56**: 472–479, 4 Abb.; Tulsa.
- MCCORMICK, R. J. (1968): How wide does a drawpoint draw? — Engng. Min. J., **169**, 6: 106–116; New York.

- MOTZKA, R., & LAEMMLEN, M. (1966): Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5224 Eiterfeld; Wiesbaden.
- PRINZ, H. (1970): Fossile Einbruchsschlote im Mittleren Buntsandstein der Vorderrhön, entstanden durch Auslaugung von Salzgesteinen im tiefen Zechsteinuntergrund. — *Rock Mechanics*, Subl. 1: 35–42, 6 Abb.; Wien.
- (1973): Zur Entstehung von Einbruchsschloten und Korrosionskesseln über tiefem Salinarkarst. — *Proc. Symp. Erdfälle u. Bodensenkungen*, S. T2-D 1–6, 4 Abb.; Hannover.
- REUTER, F. (1968): Ein Beitrag zur Klassifizierung von Karsterscheinungen in Salz- und Gipsgebieten. — *Act. 4. Congr. intern. Spéléologie*: 205–211; Ljubljana (Yougoslavia).
- (1973): Bemerkungen zu Senkungs- und Erdfallerscheinungen in Salzkarstgebieten der DDR. — *Act. 6. Congr. intern. Spéléologie*: 347–352, 4 Abb.; Olomouc (CSSR).
- ROTH, H. (1970): Kali- und Steinsalz. — *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 5523 Neuhof: 153–160, 3 Abb.; Wiesbaden.
- RUDOLF, C. L. (1967): Die Großbrücken im Zuge des hessischen Teilabschnitts der Bundesautobahn Bad Hersfeld–Heilbronn. — *PFANNMÖLLE-Festschr. Schr.-R. TH Hannover, Lehrstuhl f. Stahlbau*, 6: 187–210, 20 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- SCHNEIDER, J. (1840): *Naturhistorisch-topographisch-statistische Beschreibung des hohen Rhöngebirges, seiner Vorberge und Umgebungen*. — 356 S., 6 Abb.; Fulda (C. Müller).
- SCHRÖDER, E. (1934): Die Zechsteinformation im tieferen Untergrunde und die Kalisalzagerstätte von Neuhof-Ellers. — *Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L.*, Lfg. 314, Bl. Neuhof: 5–7, 27–32, 1 Abb.; Berlin.
- SOBOTH, E. (1973): Schlotzau und seine Brunnen. — *Heimatkalender Hünfelder Land 1973*: 108–111, 5 Abb.; Hünfeld.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953–1960. — *Geologica Bavarica*, 54: 1–92, 11 Abb., 13 Beil.; München.
- WEBER, H. (1930): Zur Systematik der Auslaugung. — *Z. dt. geol. Ges.*, 82: 179–186; Berlin.
- (1952): Pliozän und Auslaugung im Gebiet der oberen Werra. — *Geologica*, 8, 136 S., 17 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- (1958): Die Oberflächenformen des festen Landes. — 350 S., 245 Abb., 34 Taf.; Leipzig (Teubner).

Manuskript eingegangen am 28.2.1979



## Gravimetrische Untersuchungen an Erdfällen im Reinhardswald und Solling

Von

SIEGFRIED PLAUMANN und JOCHEN LEPPER\*

Kurzfassung: Im Reinhardswald und nördlich anschließenden Solling sind Erdfälle bekannt, deren Ursprung nur im Zechsteinsalinaren vorstellbar ist, d. h. unter einem Deckgebirge von stellenweise nahezu 1000 m Buntsandstein. Da es bisher an geophysikalischen Untersuchungen fehlt, die geeignet sind, die bestehenden Genesevorstellungen zu beurteilen, sind versuchsweise an ausgewählten Objekten Gravimetermessungen durchgeführt worden. Die Ergebnisse indizieren einen Zusammenhang zwischen dem oberflächennahen Erdfall und einer Massendefizitzone im Grenzbereich Zechstein/Buntsandstein, die damit als Karstzone angesprochen wird.

Weitere Untersuchungen, auch mit anderen Methoden, müßten jedoch folgen, da mit den wenigen bisherigen Gravimetermessungen das Phänomen „Erdfall“ noch keineswegs ausreichend erfaßt ist.

### Inhaltsverzeichnis

1. Vorbemerkungen . . . . .	251
2. Einführung und geologischer Überblick . . . . .	252
3. Theoretische Überlegungen zum Schwerefeld von Erdfällen. . . . .	253
4. Beispiele für Schwereanomalien an Erdfällen . . . . .	255
4.1. Die Wolkenbrüche im Reinhardswald . . . . .	255
4.2. Hilmersberg . . . . .	258
5. Diskussion. . . . .	258
6. Schriftenverzeichnis . . . . .	259

### 1. Vorbemerkungen

Die 1974 abgeschlossenen Geländeaufnahmen für die Blätter 4322 Karlshafen und 4323 Uslar der Geologischen Karte 1:25000 befaßten sich auch mit den im südwestlichen Solling und nördlichen Reinhardswald zahlreich vorkommenden Erdfällen. Wenn auch an der salinargebundenen Genese nicht gezweifelt werden kann, fehlt es bisher doch an irgendwelchen direkten Nachweisen für das Phänomen im ganzen oder in einzelnen Teilen. Hieraus ergab sich die Motivation, Untersuchungen mit Hilfe der gravimetrischen Methode der Geophysik zu versuchen, zumal auf diesem Sektor bislang nur geringe Erfahrungen vorliegen und die auf dem IAEG-Symposium „Erdfälle und Bodensenkungen“ 1973 in Hannover vorgetragenen hammerschlag-

\* Dr. S. PLAUMANN, Dr. J. LEPPER, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Alfred-Bentz-Haus, Postfach 510153, 3000 Hannover 51.

und fallgewichtsseismischen Untersuchungen in erdfallgefährdeten Gebieten überwiegend eine ingenieurgeologische Zielrichtung hatten.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, einige gravimetrische Daten vorzulegen, die dazu beitragen können, das Bild aufzuhellen; denn trotz unbezweifelbarer Zusammenhänge zwischen der Auslaugung im Zechstein und der Entstehung von Erdfällen wird dem z. B. von HERRMANN (1972) dargelegten Mechanismus erhebliche Skepsis entgegengebracht. Man kann sich eben schlecht vorstellen, wie ein relativ klein dimensionierter Hohlraum durch ca. 1000 m festes Deckgebirge nach oben durchbrechen soll, wo doch an der Erdoberfläche – und das weist auf die horizontalen Dimensionen hin – immer nur Gebilde von größenordnungsmäßig max. 100 m beobachtet werden.

## 2. Einführung und geologischer Überblick

Seitdem GRIMM & LEPPER (1973) erstmalig auf die Existenz einer größeren Anzahl von Erdfällen im südwestlichen Solling und nördlichen Reinhardswald hingewiesen und ihre genetische Beziehung zum Zechstein-Salinar aufgezeigt haben, hat sich zwischenzeitlich die Zahl der in diesem Raum bekannten Erdfälle auf über 20 erhöht<sup>1</sup>. Alle diese bekannten Erdfälle liegen im W-Teil des Solling-Gewölbes, und zwar zwischen dem Silberborner und Glashütter Teilgewölbe im Ausstrichbereich der Solling- und Hardegsen-Folge des Mittleren Buntsandsteins.

Vorhandene Isopachenkarten der einzelnen Folgen des Mittleren Buntsandsteins (LEPPER 1977: Abb. 3) sowie die aus Bohrungen hinreichend bekannte Mächtigkeit des Unteren Buntsandsteins vermitteln relativ genaue Vorstellungen über die Tiefenlage des Top Zechstein (LEPPER in Druckvorbereitung), der je nach Lage des Erdfalles zwischen 800 – 1000 m unter der Geländeoberfläche zu erwarten ist. Die im Zechstein verbreiteten Salinar-Gesteine (Anhydrit und Steinsalz) erreichen im Arbeitsgebiet eine Gesamtmächtigkeit von 400 – 900 m. Sie sind auf Grund ihrer Wasserlöslichkeit die Ursache für die Ausbildung der Erdfälle an der Geländeoberfläche.

Im Rahmen der Kartierung auf den Blättern 4322 Karlshafen (LEPPER 1976) und 4323 Uslar (LEPPER 1977), die durch 7100 2-m-Handbohrungen und 130 maschinelle Schneckenbohrungen bis 100 m Tiefe ergänzt wurde, konnten zwei verschiedene Erdfall-Typen unterschieden werden:

- offene, trichterförmige Hohlformen und
- ± zylindrische, mit jungtertiären Sedimenten plombierte Erdfälle.

Ihre Entstehung wird übereinstimmend von GRIMM & LEPPER (1973), HERRMANN (1972) und HEDEMANN (1957) auf die Auslaugung eines Primärhohlraumes im Zechstein-Salinar zurückgeführt. In diesen Primärhohlraum bricht nach Erreichen einer bestimmten Größe das hangende Deckgebirge ein, wobei das Volumen des hierbei entstehenden und ungefähr senkrecht nach oben aufsteigenden Sekundärhohlraumes durch die – verglichen mit dem anstehenden Buntsandstein – lockerere Lagerung des von der Firste hereinbrechenden Gesteinsschuttes kontinuierlich abnimmt. Sofern es hierdurch nicht zu einer vollständigen Verfüllung des Sekundär-

<sup>1</sup> Andererseits ist der von GRIMM & LEPPER (1973: Tab. 1) an der Sieburg vermutete Erdfall nach einer Überprüfung durch mehrere Bohrungen zu streichen.

hohlraumes und damit zum Stillstand des Prozesses kommt, erreicht der vermutlich annähernd zylindrische Sekundärhohlraum eines Tages die Nähe der Erdoberfläche, und bei Überschreiten eines kritischen Grenzwertes der Standfestigkeit des überlagernden restlichen Deckgebirges entsteht als Endstadium an der Oberfläche ein Erdfall mit zunächst senkrechten Wänden, der im Laufe der Zeit im Zuge des natürlichen Abböschungsprozesses jedoch die bekannte Trichterform annimmt.

Liegt diese letzte Phase in einer weiter zurückliegenden erdgeschichtlichen Epoche, in der Solling und Reinhardswald zumindest gebietsweise noch flächenhaft von Tertiär-Sedimenten bedeckt waren, brachen diese in den Erdfall mit ein. Der umgebende Buntsandstein schützte diese eingebrochenen tertiären Lockersedimente vor der nachfolgenden Abtragung, so daß diese heute als Tertiär-Relikte den im Buntsandstein eingebrochenen Erdfall plombieren.

### 3. Theoretische Überlegungen zum Schwerefeld von Erdfällen

Auf Grund der in Kap. 2 skizzierten Vorstellungen über Entstehung und Entwicklung eines Erdfalles müßte sich der mit lockeren Versturzmassen gefüllte Durchbruchsschlot durch Schwereanomalien von rundlicher Gestalt abzeichnen, und die Schwereanomalien müßten Minima sein.

Quantitative Vorstellungen von den im Zusammenhang mit Erdfällen auftretenden Schwereanomalien vermitteln einige Modellrechnungen, deren Ergebnisse in graphischer Darstellung in den Abb. 1–4 zusammengestellt sind. Dabei ist neben dem als wahrscheinlich zutreffend angenommenen Fall ungefähr zylindrischer Durchbruchschlote auch die Möglichkeit betrachtet worden, daß sich diese nach unten, auf den verfüllten Primärhohlraum zu, erweitern.

In jedem Falle sind der Rechnung geometrisch einfache Formen zugrunde gelegt worden, d. h. Zylinder bzw. Kegel, und zwar mit Dimensionen, wie sie an der Erdoberfläche beobachtet werden und bei GRIMM & LEPPER (1973) für eine Reihe von Erdfällen zusammengestellt sind. Als Dichtedifferenz wurde dabei der den Schweremessungen zufolge passend erscheinende Wert  $-0,10 \text{ gcm}^{-3}$  verwendet.

In kurzer Zusammenfassung lassen sich folgende Punkte herausstellen:

1. Als Minimaldimension kann ein Durchmesser von etwa 30–40 m genannt werden (bei der Dichtedifferenz  $-0,10 \text{ gcm}^{-3}$ ), der mindestens vorhanden sein muß, damit die Schwereanomalie des Erdfalles sich gut erkennbar vom Hintergrundfeld abhebt (Abb. 1).
2. Ein aus der Tiefe nach oben durchbrechender Schlot erzeugt eine erkennbare Schwerewirkung erst dann, wenn er bis auf etwa 100 m an die Erdoberfläche herangekommen ist (Abb. 2). Das bedeutet umgekehrt auch, daß bei einem bis an die Oberfläche durchgebrochenen Schlot der Hauptanteil am Gesamteffekt von den obersten 100 m kommt und die tieferen Teile sich der Erkennbarkeit und damit der Interpretierbarkeit entziehen.
3. Diese Verhältnisse kommen auch in den Beispielen der Abb. 3 zum Ausdruck. Kurve 1 und 2 stimmen so weitgehend überein, daß man zwischen den Fällen 1 und 2 nicht unterscheiden kann. Kurve 3 erscheint gegenüber den Kurven 1 und 2 im

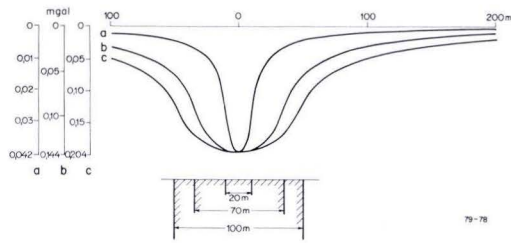


Abb. 1. Schwerewirkung zylindrischer Schlote, die von der Erdoberfläche bis in 1000 m Tiefe reichen und einen Durchmesser von a) 20 m, b) 70 m, c) 100 m haben. Dichtedifferenz =  $-0,10 \text{ gcm}^{-3}$ . Die Kurven sind normiert auf den Extremwert; es gilt jeweils die über a, b oder c zugeordnete Skala.

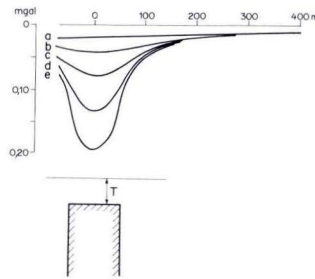


Abb. 2. Schwerewirkung zylindrischer Schlote von 100 m  $\varnothing$ , deren Oberfläche sich in einer Tiefe von a) 200 m, b) 100 m, c) 50 m, d) 20 m, e) 0 m unter der Erdoberfläche befindet. Unterfläche in 1000 m Tiefe. Dichtedifferenz =  $-0,10 \text{ gcm}^{-3}$ .

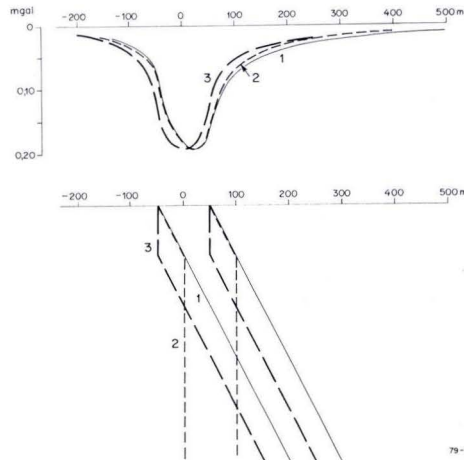


Abb. 3. Schwerewirkung ganz oder teilweise geneigt verlaufender Erdfall-Schlote. Die Ziffern 1–3 indizieren jeweils zusammengehörige Schlote und Schwerekurven. Dichtedifferenz =  $-0,10 \text{ gcm}^{-3}$ . Vertikaler und horizontaler Maßstab im unteren Teil der Abbildung sind gleich.

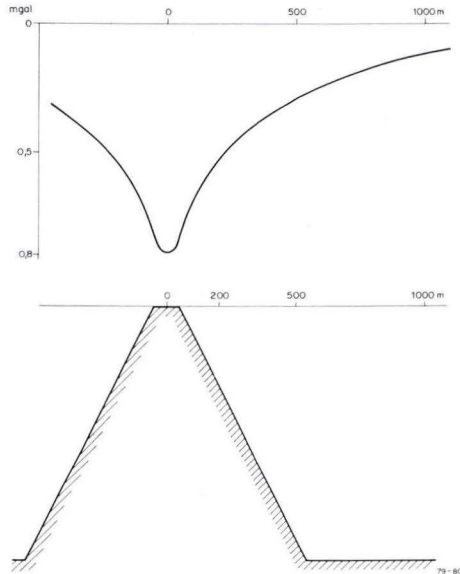


Abb.4. Schwereeffekt eines nach unten trichterförmig erweiterten Einsturzraumes. Dichtedifferenz =  $-0,10 \text{ gcm}^{-3}$ . Vertikaler und horizontaler Maßstab im unteren Teil der Abbildung sind gleich.

wesentlichen nur um einen gewissen Betrag verschoben, sonst aber in gleicher Form, praktisch deckungsgleich, womit im allgemeinen alle drei Fälle nicht auseinandergehalten werden können. Nur dann, wenn der Rand des Schlotes an der Oberfläche bekannt ist, läßt sich etwas darüber sagen, ob der Schlot selbst senkrecht oder schräg in die Tiefe setzt. Diese Aussage kann sich aber, wie gesagt, nur auf die obersten  $\sim 100 \text{ m}$  beziehen.

4. Deutlich größere Anomaliewerte und auch eine andere Form der Schwerekurve im Flankenbereich erhält man in dem Fall einer trichterförmigen Erweiterung des Einsturzraumes. Es wird jedoch vermutet, daß das in Abb.4 präsentierte Beispiel möglicherweise einen Extremfall oder gar einen praktisch nicht vorkommenden Fall darstellt. Steilere Flankenneigungen rücken in den Bereich des eher Möglichen, nähern sich mit ihrem Schwereprofil dann aber den Bildern in Abb.1 und 2 an.

Aus allen Beispielen geht hervor, daß sich mit guter Genauigkeit der Rand des Schlotes angeben läßt. Er wird markiert durch die Wendepunkte im Schwereprofil. Die Schwereanomalie hat hier außerdem – abgesehen vom Fall des trichterförmig erweiterten Schlotes – einen Wert von etwa  $2/3$  ihrer Amplitude.

#### 4. Beispiele für Schwereanomalien an Erdfällen

##### 4.1. Die Wolkenbrüche im Reinhardswald

Die Wolkenbrüche bei Trendelburg im Reinhardswald gehören zu den klassischen Vertretern der Erdfälle. An ihrer Genese als Einsturzbildung mit tiefliegender Ursache

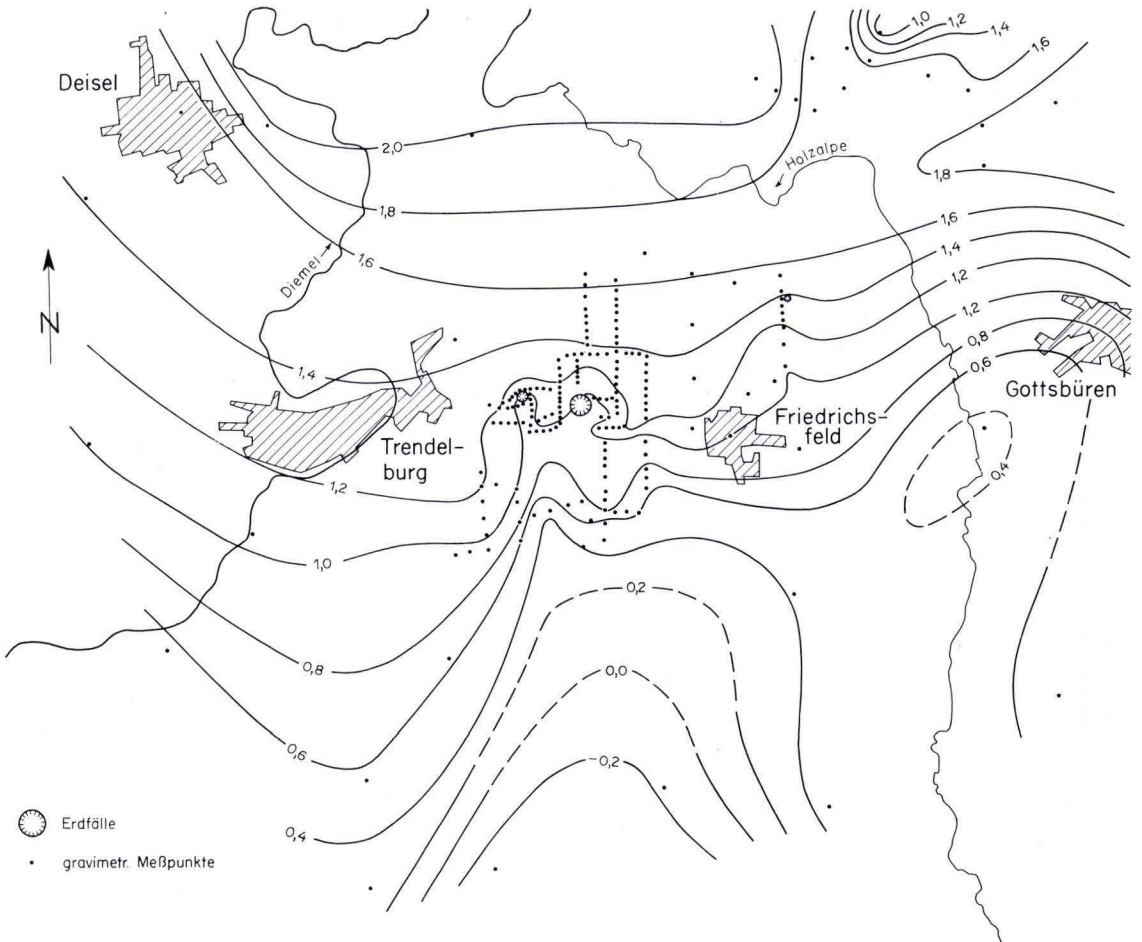


Abb.5. Schwerefeld im Bereich des Kleinen und Großen Wolkenbruchs zwischen Trendelburg und Friedrichsfeld sowie eines weiteren, kleineren Erdfalles NNE Friedrichsfeld (TK 25, Bl. 4422 Trendelburg). – Bouguer-Anomalien in mgal (Isolinienabstand 0,2 mgal).

79 - 76

wird nicht gezweifelt. Eine ausführliche Abhandlung dieser beiden Objekte gibt HERRMANN (1972); dort ist auch das ältere Schrifttum zusammenfassend angeführt.

Im Gegensatz zu einigen im Prinzip auch im Solling in Frage kommenden „Großformen“ sind die Wolkenbrüche von der Topographie her für eine gravimetrische Untersuchung besser geeignet. Sie liegen, rund 1 km E Trendelburg, am W-Rand der Hochfläche des Reinhardswaldes auf einem mäßig gewölbten Rücken, bei einer Höhenlage von rund 200 m NN ~ 80 m über dem Niveau des Diemeltales bei Trendelburg. Es handelt sich um zwei Trichter von etwa 75 bzw. 150 m  $\varnothing$  und 20 bzw. 48 m Tiefe (HERRMANN 1972), die in der TK 25, Bl. 4422 Trendelburg verzeichnet sind.

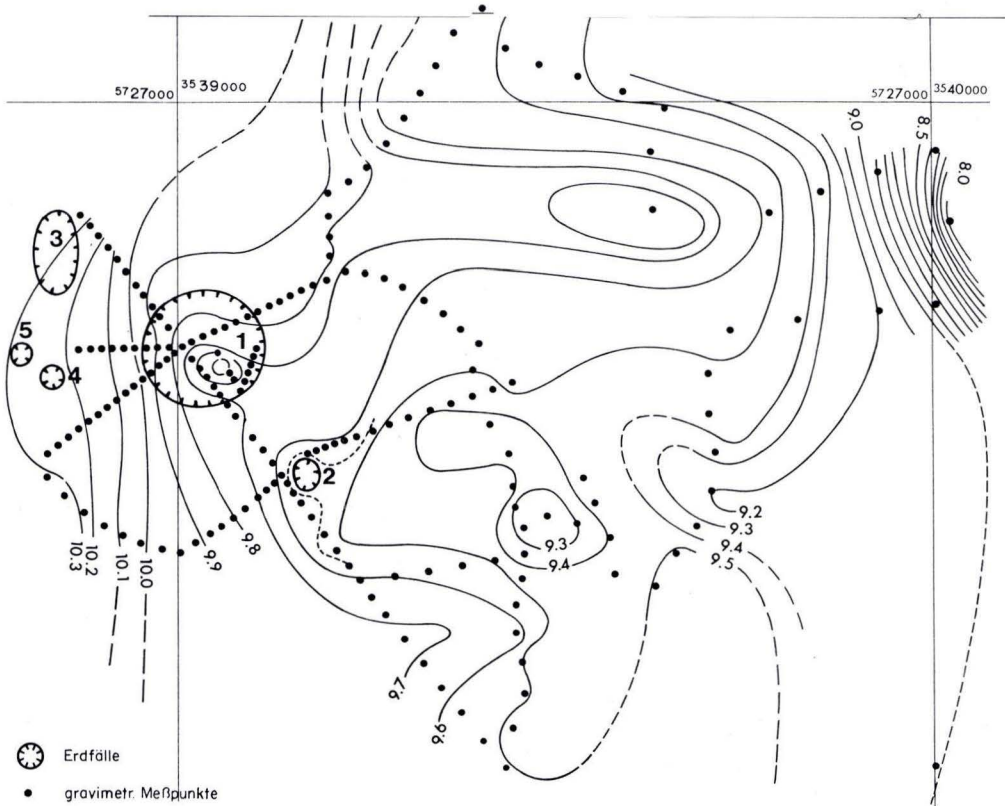


Abb. 6. Schwerefeld im Bereich der Erdfälle auf dem Hilmersberg, ca. 2 km S Schönhagen (TK 25, Bl. 4323 Uslar). — Bouguer-Anomalien in mgal (Isolinienabstand 0,1 mgal).

Von den bei HERRMANN angegebenen Werten für den ungefähr elliptischen kleinen Wolkenbruch sind hier Durchschnittswerte wiedergegeben.

Die beiden Erdfälle „Großer (oder Nasser) Wolkenbruch“ und „Kleiner (oder Trockener) Wolkenbruch“ sind mit Schwereminima verbunden, wie Abb. 5 zeigt. Das entspricht den Erwartungen. Die Amplituden sind recht klein, mit je  $\sim 0,3$  mgal kaum größer als die in Kap. 3 ermittelten Modellwerte.

Beide Minima haben keine geschlossene Form. Offenbar werden die Einflüsse der oberflächennahen Partien der Einsturzschlote überlagert von Schwerefeldanteilen der tiefer gelegenen Gesteinsschichten und insbesondere von einem verhältnismäßig starken regionalen Schwerefeld.

Bemerkenswert ist in beiden Fällen die Exzentrizität des jeweiligen Schwereminimums relativ zum Erdfalltrichter, die als gesichert angesehen werden kann, wenn auch das Ausmaß der Exzentrizität etwas unsicher ist infolge des Fehlens von Meßpunkten im zentralen Bereich (in den Trichtern).

#### 4.2. Hilmersberg

Der hier näher untersuchte Erdfall Nr.1 am Hilmersberg ist einer von 5 dort vorkommenden Erdfällen (GRIMM & LEPPER 1973). Dieser Erdfall und die ihm benachbarten zeichnen sich morphologisch im Gelände kaum ab, da sie durch jungtertiäre Sedimente plombiert sind (s. Kap. 2). Das Schwerefeld in diesem Bereich zeigt Abb.6.

Die Schwereanomalie hat eine etwas längliche Gestalt; als mittlerer Durchmesser des Einsturzschlotes kann – abgeleitet aus den Wendepunkten der Anomalie (vgl. Kap.3) – 40 m angegeben werden. Dieser Wert liegt erheblich unter der auf der Oberflächenkartierung basierenden Angabe von 120 m bei GRIMM & LEPPER (1973). Das Minimum (Betrag  $\sim 0,25$  mgal) liegt innerhalb des morphologisch indizierten Erdfallbereiches, aber doch deutlich exzentrisch. Eine erhebliche Erweiterung des Schlotes zur Tiefe hin scheint nicht zu bestehen, zumindest bei weitem nicht in der Art des Modells der Abb.4; denn die Anomaliewerte sind bereits in ziemlich geringer Entfernung vom Zentrum der Anomalie (100–150 m) auf etwa 20 % des Extremwertes abgesunken, was im Modellfall der Abb.4 erst nach über 700 m Entfernung erreicht wird.

#### 5. Diskussion

Nach der Vorstellung der gravimetrischen Meßergebnisse an zwei unterschiedlichen Erdfall-Beispielen soll abschließend deren Deutung versucht bzw. eine mögliche Deutung diskutiert werden.

In beiden Fällen ist eine Exzentrizität der lokalen Schwereanomalie zur morphologischen Hohlform bzw. zur oberflächlich kartierbaren Erdfall-Füllung festzustellen. Hierdurch wird eine Neigung des Erdfall-Schlotes angezeigt. Die Richtung der Neigung – aus der Position des exzentrischen Schwereminimums abzuleiten – weist dabei jeweils auf ein in der Nähe verlaufendes, ausgedehnteres Schwereminimum bzw. eine Minimumzone hin, für deren Erklärung sich aus der geologischen Geländeaufnahme oberflächlich keine nennenswerten Lagerungsbesonderheiten ergeben. Die Ursache für diese ausgedehnte Schwere-Minimumzone ist also in tieferen Bereichen zu suchen, in Bereichen, für die eine Deutung durch Karstbildungen, d. h. die Bildung von Auslaugungshohlräumen im Salinar und nachfolgender Einsturz des hangenden Deckgebirges, in Frage kommt. Ein Zusammenhang zwischen diesen Bereichen und den etwas seitlich davon liegenden Erdfällen wird durch die Neigungsrichtung der Schlote (im obersten Bereich) also wahrscheinlich gemacht.

Wenn nun die Vorstellung richtig ist, daß durch Verkarstung im Salinar Primärhohlräume entstanden sind, in die das hangende Deckgebirge nachgebrochen ist, dann hat man zwei Bereiche vor sich, die hinsichtlich ihrer Schwerewirkung zu diskutieren sind:

- a) verstütztes Deckgebirgs-gestein im Salinar
- b) aufgelockertes Gestein im Deckgebirge.

Da das Salinar hier überwiegend sulfatisch-karbonatisch ausgebildet sein dürfte, würde es eine höhere Dichte als der Buntsandstein haben; die Teile a) und b) wirken



dann gleichsinnig, d.h. sie erzeugen beide Minima, und es ergibt sich folgendes Gesamtbild:

Ein tiefliegender Bereich mit relativ großem Dichteunterschied (Buntsandstein gegen Salinar:  $\sim -0,2$  bis  $-0,3 \text{ gcm}^{-3}$ ) erzeugt eine ausgedehnte Schwereanomalie mit linearen Dimensionen von  $\sim 1 \text{ km}$  oder mehr;  
eine Auflockerungszone im Deckgebirge erzeugt außerdem einen weiteren, geringeren Anteil im Schwerfeld; hiervon tritt jedoch (wenn nicht der Versturzsraum eine erhebliche Erweiterung nach unten zu aufweist) nach den Angaben im Kap.2 praktisch nur die Wirkung des obersten Bereiches in Erscheinung.

Die das Meßgebiet jeweils durchziehende Schwere-Minimumzone, deren Ursache, also die Zone geringerer Dichte, im Grenzbereich zwischen Buntsandstein und Zechstein zu suchen ist, kann als Hinweis auf die Karstzone angesehen werden. Ihre räumliche Nachbarschaft zu den Erdfällen und die Schwereverhältnisse stützen die hier skizzierten Vorstellungen von der Genese dieser Phänomene.

#### 6. Schriftenverzeichnis

- GRIMM, A., & LEPPER, J. (1973): Schlotförmige Erdfälle im Sollinggewölbe und deren Beziehung zu Salzwasservorkommen. — Proc. Symp. Int. Ass. Eng. Geol., „Erdfälle und Bodensenkungen“: T2, E1–E7, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover–Essen.
- HEDEMANN, A. (1957): Die Gewölbstruktur des Sollings und ihre Entstehung. — Geol. Jb., **72**: 529–638, 16 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- HERRMANN, R. (1972): Über Erdfälle äußerst tiefen Ursprungs (Die „Wolkenbrüche“ bei Trendelburg und die „Meere“ bei Bad Pyrmont). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 177–193, 5 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LEPPER, J. (1976): Erläuterungen zu Blatt 4322 Karlshafen. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000: 190 S., 14 Abb., 11 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- (1977): Erläuterungen zu Blatt Uslar Nr. 4323. — Geol. Kt. Niedersachsen 1:25000: 129 S., 14 Abb., 13 Tab., 10 Taf., 7 Kt.; Hannover.
- (in Druckvorbereitung): Zur Struktur des Sollinggewölbes.
- PLAUMANN, S. (1977): Bericht über gravimetrische Untersuchungen an Erdfällen im Solling. — Ber. Arch. nds. L.-Amt Bodenforsch.: 11 S., 10 Anl.; Hannover [unveröff.].
- (1978): Bericht über Schweremessungen im Bereich der Wolkenbrüche bei Trendelburg. — Ber. Arch. nds. L.-Amt Bodenforsch.: 8 S., 5 Anl.; Hannover [unveröff.].

Manuskript eingegangen am 12.12.1978

## Einführung in die Weinbau-Standortkarte Rheingau i.M. 1:5000

Von

HEINRICH ZAKOSEK, HELMUT BECKER und ERWIN BRANDTNER\*

**Kurzfassung:** Die Weinbaustandortkarte Rheingau basiert auf einer großmaßstäblichen Boden- und Geländeklimakartierung. Die Eignung einzelner Rebsorten für die verschiedenen Böden wurde auf 115 Adaptionsanlagen und mehr als 240 Testflächen geprüft. Inzwischen liegen über zehnjährige Ertragsuntersuchungen von diesen Flächen vor.

In der Legende zur Karte werden die Eigenschaften der einzelnen Böden beschrieben und Anbauempfehlungen für die bestgeeigneten Rebsorten und Unterlagen gegeben. Außer den Böden ist auch der klimatische Wärmehaushalt in drei Gruppen dargestellt: Standorte mit langer Vegetationszeit (Riesling), mit kürzerer Vegetationszeit (Müller-Thurgau) und weinbaulich nicht geeignete Standorte.

Im folgenden werden die Grundlagen der Standortabgrenzung und die Anbauempfehlungen im einzelnen erläutert.

**Abstract:** The map for viticultural site selection of the Rheingau area is basing on large scale mapping of the soil and climatic conditions. Grape cultivars (including rootstocks) were evaluated in 115 experimental fields on different soil types (adaption) and in more than 240 field tests. There are more than 10 years of results of yield data of the vines from this field tests.

Within the legend of the map the quality of different soils is described and recommendations for the most suitable cultivars are given. Besides of the soil types three climatic zones with different heat conditions are described: zones with a long vegetation period (for Riesling), zones with a shorter vegetation period (for Müller-Thurgau) and zones which are not recommended for grape growing at all.

The basic elements for this limitations and recommendations are explained in detailed statements.

**Résumé:** La carte des climats viticoles du Rheingau est fondée sur une détermination à grande échelle du sol, et des conditions microclimatiques des parcelles. Les possibilités de chaque cépage dans les différents sols ont été testées sur 115 parcelles d'adaptation et sur plus de 240 parcelles d'essai. De plus des recherches sur les rendements ont été faites, dix ans durant, sur ces emplacements.

La légende de la carte présente les possibilités de chaque sol, les cépages recommandés, ainsi que les porte-greffes appropriés au terrain. En plus du sol, la rétention calorifique de chaque emplacement est indiquée sous forme de trois conclusions:

- emplacement permettant une longue période de végétation (Riesling)
- emplacement exigeant une période de végétation plus courte (Müller-Thurgau)
- emplacement absolument pas approprié à la culture de la vigne.

Par conséquent les limites de plantation et les recommandations sur chaque emplacement sont mentionnées.

\* Prof. Dr. H. BECKER, Institut für Rebenzüchtung und Rebenveredlung, Forschungsanstalt, 6222 Geisenheim/Rheingau. Dr. E. BRANDTNER, Deutscher Wetterdienst, Agrarmeteorologische Forschungsstelle, 6222 Geisenheim/Rheingau. Prof. Dr. H. ZAKOSEK, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einführung . . . . .		262
2. Weinbau-Standortkarte Rheingau i. M. 1:5000 . . . . .		263
3. Die Böden. . . . .		264
4. Geländeklimatische Untersuchungen . . . . .		267
5. Anbauempfehlungen und Rebsorten. . . . .		275
5.1. Anbauempfehlungen . . . . .		275
5.2. Ertragssorten . . . . .		276
5.3. Unterlagssorten . . . . .		278
6. Schriftenverzeichnis. . . . .		279

### 1. Einführung

In Hessen wurde bereits 1947 mit der planmäßigen großmaßstäblichen bodenkundlichen Kartierung der Weinbaugebiete durch das Hessische Landesamt für Bodenforschung begonnen, um zu gewährleisten, daß auf jeden Boden die richtige Unterlage kommt (PINKOW 1948). Die dazugehörenden Geländeaufnahmen kamen 1958 zum Abschluß. Seit 1959 liegt von den hessischen Weinbaugebieten ein geschlossenes Kartenwerk mit 183 Bodenkarten i. M. 1:2000 oder 1:2500 vor; davon entfallen 118 Blätter auf den Rheingau, der Rest auf den Maingau, die Bergstraße und Umstadt (ZAKOSEK et al. 1967).

Die bodenkundlichen Spezialkarten sind auf der Grundlage der Rahmenkarten<sup>1</sup> erstellt worden und erfassen eine Fläche von etwa 10000 ha, also nicht nur die gut 3000 ha bestockte Weinbaufläche, sondern auch die in den Weinbaugebieten gelegenen und angrenzenden Flächen zusammenhängend (ZAKOSEK et al. 1967). Durchschnittlich wurden pro Hektar 40–50 2-m-Bohrungen vorgenommen, um auch kleine Bodenunterschiede zu erfassen. Die Feldaufnahmen sind außerdem durch umfangreiche Laboruntersuchungen ergänzt worden (ZAKOSEK & STÖHR 1966, ZAKOSEK 1967). Das Ergebnis waren über 500 Bodeneinheiten, die aus Gründen der Übersicht von BIRK & ZAKOSEK (1960) nach ökologischen Gesichtspunkten zu sieben Bodengruppen zusammengefaßt worden sind (vgl. auch ZAKOSEK et al. 1967 und Tab.1).

Nach Abschluß der Bodenkartierung und auf deren Ergebnisse basierend wurde ab 1957/59 in enger Zusammenarbeit zwischen Bodenkundlern und Rebenzüchtern ein bodenangepaßtes Adaptionsprogramm mit den wichtigsten Unterlagssorten sowohl im Freiland über den ganzen Rheingau verstreut als auch im Versuchsgelände des Instituts für Rebenzüchtung und Rebenveredlung der FA Geisenheim durchgeführt. Dieses Grundlagenprogramm wurde und wird fortlaufend von BECKER ergänzt und über Versuchsanlagen und Teilergebnisse ist mehrfach berichtet worden (BECKER 1960–1977, ZAKOSEK et al. 1967, BECKER & ZAKOSEK 1969, ZAKOSEK 1977 und Kap. 5.3).

Etwa parallel zu den Adaptionsversuchen haben ebenfalls in enger Zusammenarbeit mit dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung die beiden Agrarmeteorologischen Forschungsstellen Geisenheim und Gießen eine geländeklimatologische Kartie-

<sup>1</sup> Die Karten sind unveröffentlicht und liegen auf den Bürgermeisterämtern der weinbautreibenden Gemeinden und im Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden vor.

rung im Rheingau, Maingau und im hessischen Teil der Bergstraße durchgeführt. Ziel der Arbeiten, die von KREUTZ geleitet wurden, war es, die Wirkung der Klimatelemente Strahlung, Temperatur und Wind auf den Bestand der Weinbauflächen zu ermitteln. So liefen z. B. im Rheingau an 48 Geländepunkten Temperatur- und Feuchteschreiber, und an 240 Meßstellen wurden fast täglich die Klimatelemente Temperatur und Wind ermittelt. Die Ergebnisse aller Beobachtungen wurden auf Meßtischblatt-Vergrößerungen 1:5000 dargestellt, die wie die Ermittlungen der großmaßstäblichen Bodenkartierung und der Anbauversuche im Standortatlas der hessischen Weinbaugebiete i. M. 1:50000 erstmalig zusammenfassend und übersichtsmäßig wiedergegeben wurden (ZAKOSEK, KREUTZ, BAUER, BECKER & SCHRÖDER 1967). Die ursprüngliche „Nur-Bodenkartierung“ hatte sich zu einer den natürlichen Standort (Boden, Klima, Rebe) umfassenden Standortanalyse weiterentwickelt.

Anfang der 70er Jahre lagen die ersten zehnjährigen Mittel der Adaptionversuche vor, ferner Ergebnisse von phänologischen Beobachtungen sowie quantitative und qualitative Ertragsermittlungen von mehr als 240 Testparzellen, die 1964 in standörtlich gut definierten Wuchsräumen im ganzen Rheingau angelegt worden sind. Daneben fielen noch zusätzlich standortkundliche Untersuchungsergebnisse an (u. a. N. J. BECKER 1970a, TRIEB 1967, HORNEY 1972, SCHRADER 1974). Die Zeit für einen ersten Versuch zu einer großmaßstäblichen Standortkarte war gekommen und sie wurde mit Bl. Gottesthal i. M. 1:5000 erstmalig vorgestellt (ZAKOSEK, HORNEY & BECKER 1972).

## 2. Weinbau-Standortkarte Rheingau i. M. 1:5000

Der kleinmaßstäbliche Standortatlas der hessischen Weinbaugebiete (ZAKOSEK et al. 1967) erfreut sich inzwischen – auch international – breiter Anerkennung und ist trotz hoher Auflage fast vergriffen. Daß dieses Werk maßstabbedingt vor allem für Praxis und Beratung nicht ausreichen konnte, war den Verfassern klar. Darum schreibt KREUTZ auch in ZAKOSEK et al. (1967: 49):

„Die hier vorgelegten Karten einzelner Klimatelemente und der Versuch einer Gütekarte im Maßstab 1:50000 sind als Gesamtübersichtskarten gedacht. In eine weitere, später nachfolgende Kartenausgabe im Maßstab 1:5000 werden dann noch neuere Erkenntnisse zur Fundierung der Gütekarte der Weinbaugebiete eingearbeitet werden, die den Belangen der Flurbereinigung und den Forderungen zur Durchführung des Weinwirtschaftsgesetzes angepaßt sein sollen.“

Neben dem kleinen Maßstab und der dadurch bedingten Generalisierung ist für den Uneingeweihten auch die Synthese aus den Einzelkarten (= Bodenkarte und Karten der Klimatelemente, z. B. Strahlung, Bewindung) des Weinbauatlas schwierig. Auch die als erster Versuch einer Synthese erarbeitete – inzwischen anerkannte – Gütekarte ist nur eine vorläufige Übersicht, weil ihr in Verbindung mit meteorologischen Parametern zum damaligen Zeitpunkt nur einjährige Mostgewichtserhebungen zur Verfügung standen.

Der großmaßstäblichen Standortkarte Rheingau 1:5000 liegen alle Ergebnisse der Boden- und Geländeklimakartierung und über zehnjährige Erträge von 115 Adaptionanlagen und von mehr als 240 Testflächen zugrunde. Die topographische

Grundlage ist die Deutsche Grundkarte<sup>2</sup>, die die Geländegegebenheiten einschließlich Parzellenbegrenzung sehr genau wiedergibt und 400 ha Fläche umfaßt. Im Kartenbild sind in sieben Farbstufen die Bodengruppen (s. Kap.3) dargestellt. Außer den Bodenabstufungen werden hier nur noch drei Anbauzonen durch kräftige strichpunktierete Linien wiedergegeben und zwar für:

Zone A = Standorte mit langer klimatisch ausnutzbarer Vegetationszeit,  
 Zone B (I und II) = Standorte mit kürzerer klimatisch ausnutzbarer Vegetationszeit,  
 Zone C = Weinbaulich nicht geeignete Standorte.

Aus der am rechten Kartenrand angeordneten erweiterten Randaufstellung (Legende) sind u. a. Bodeneigenschaften und Sorten- und Anbauempfehlungen übersichtlich und stichwortartig zu ersehen:

Die ausführliche, lexikonartige Legende erübrigt einen zusätzlichen Erläuterungstext. Die einfache Art der Darstellung erleichtert das Lesen der Karte. Der Inhalt beschränkt sich bis auf die Wiedergabe der Böden auf praxisnahe Informationen. Die neue Weinbaukarte basiert zwar auf den Fakten der Standortkartierung, sie ist aber eine für die Praxis gedachte Anwendungskarte.

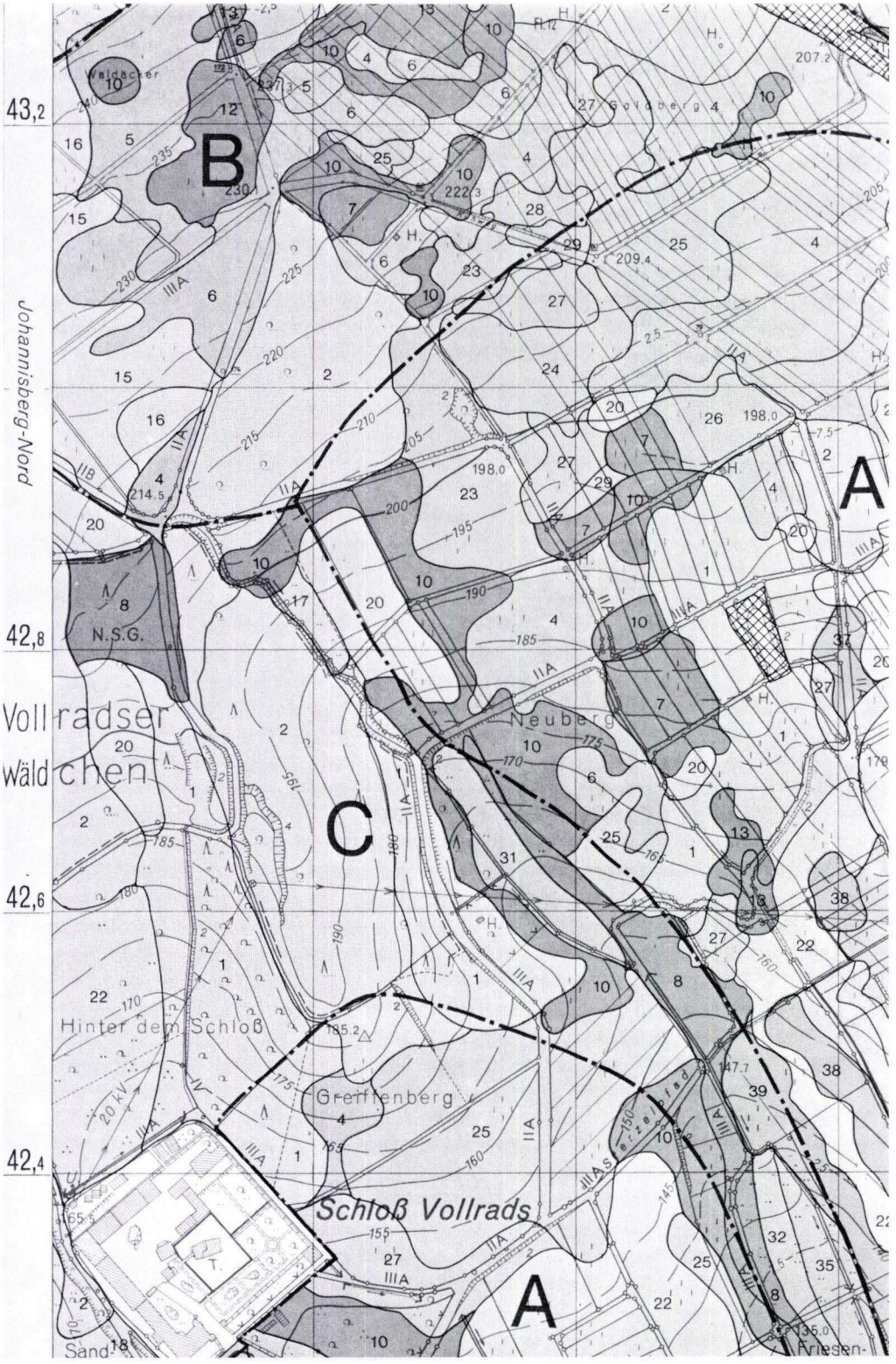
Vorgesehen ist eine fortlaufende Herausgabe von Einzelblättern. Das ist darum gut möglich, weil jedes Blatt eine – aus Karte und Legende bestehende – selbständige Einheit darstellt. Ziel der Arbeit sollte es sein, eine die ganze Weinbaufläche des Rheingaus deckende Karte zu erstellen. Das wären am Ende insgesamt etwa 40 Voll- oder Teilblätter für den Rheingau.

### 3. Die Böden

Die landschaftliche Gliederung des Rheingaus in Oberen und Unteren Rheingau hat geologische Ursachen. Der Obere Rheingau gehört noch zum Mainzer Becken, der Untere hingegen zum Rheinischen Schiefergebirge. Am Aufbau des Oberen Rheingaus sind hauptsächlich sehr unterschiedlich zusammengesetzte tertiäre Sedimente beteiligt, wie Kiese, Sande, Lehme, Tone und Mergel. Diese wiederum sind  $\pm$  mächtig von pleistozänen Schottern des Rheins und seiner Nebenbäche sowie von Löß bedeckt. Im Gebiet des Unteren Rheingaus hat sich der Strom tief in das Gebirge eingeschnitten und die fast E–W-streichenden devonischen Sandsteine, Quarzite und vor allem Tonschiefer freigelegt (MICHELS 1965, ZAKOSEK 1958, 1965).

Abb.1. Kartenausschnitt aus Bl. Gottesthal (ZAKOSEK et al. 1972). Auf dem Ausschnitt der Standortkarte sind Wuchsräume mit langer (A) und kurzer Vegetationszeit (B) sowie weinbaulich nicht geeignete Standorte (C) verzeichnet. A ist ein typischer Riesling- und B ein Müller-Thurgau-Standort. Die Bodengruppen sind durch verschiedene Raster voneinander abgesetzt. So kann man Ausgangsgestein, Bodenart, Kalkgehalt und Wasserhaushalt, Meliorationsweise, vor allem aber auch Unterlagen- und Anbauempfehlungen für jede Parzelle aus der Karte und der Legende entnehmen.  
 Maßstab 1:5000.

<sup>2</sup> Dem Hessischen Landesvermessungsamt sei an dieser Stelle dafür gedankt, daß es mit Rücksicht auf den geplanten Standortatlas für den Rheingau die Deutsche Grundkarte für dieses Gebiet erstellt hat, obschon ihre Herausgabe nicht vorgesehen war.



43,2

Johannsbberg-Nord

42,8

Vollradser  
Wäldchen

42,6

Hinter dem Schloß

42,4

Schloß Vollrads

**B**

**A**

**C**

**A**

Sand

Frieden

Boden- gruppe	Boden- einheit	Ausgangsgestein		Bodenart		Kalkgehalt %		Hinweise auf den Wasserhaushalt	Meliorations- hinweise	Flächenanzahl und -anteil		Standorte mit langer Vegetationszeit				mit kurzer Veg.-Zeit		Anbauempfehlungen					
		Rigolhorizont	Untergrund	Rigolhorizont	Untergrund	Rigol- horizont	Unter- grund			Riesling (R)	Müller- Thurgau (MT)	Vergleichsorte: Riesling				Vgl.-Sorte MT							
												a: Riesling		b: andere als Riesling		c: Müller- Thurgau u. andere							
												N <sup>1)</sup>	W <sup>1)</sup>	N	W	N	W						
I trocken und meist kalkfrei	1	Meeressand, z.T. mit geringer Loßlehm- beimengung	tertiärer Meeressand	anlehmiger Sand bis stark sandiger Lehm, ± feinkiesig	Sand bis stark sandiger Lehm, ± feinkiesig	0	0	WD <sup>1)</sup> meist hoch; FK <sup>1)</sup> gering bis mittel; meist Trockenstandort	im Durchschnitt der Jahre berechnungsbe- dürftig; Feinerde- und Dauer- humuszufuhr günstig	6: 4,30 ha	4: 1,20 ha	5 BB	keine	5 BB, 125 AA	keine	5 BB, 125 AA	keine	a Riesling; b, c keine wasserbe- dürftigen Sorten (kein Traminer, Ruländer, Weißburgunder, Rabener) bei N Zeilenabstand 1,30 bis 1,60 m und W Zeilenabstand nicht mehr als 2 m; Stockabstand in W bei 5 C und S04 enger als 5 BB und 125 AA; N und W Augenzahl max. 12 pro qm, in Höhenlagen $\geq$ nicht über 2 m					
	2	Terrassen- und Meeressande mit ± Loßlehm- beimengung	tertiäre und/oder pleistozäne Kiese und Sande	lehmgiger Sand bis sandiger Lehm, ± kiesig	Sand bis lehmiger Sand, ± kiesig	0 - 8,0	0	WD meist hoch; FK gering bis mittel; oft Trockenstandort		17: 6,58 ha	6: 5,15 ha	3309, 5 C, S04	5 BB 125 AA, 5 C, S04	5 C, S04	5 BB, 125 AA, 5 C, S04	5 BB, 125 AA	5 BB, 125 AA		5 BB, 125 AA				
II mittel- oder tiefgründig, meist trocken bis frisch und kalkfrei	3	Loßlehm ± quarzithaltig	Quarzitshutt oder Quarzit, z.T. mit Schieferlagen	sandiger bis toniger Lehm, ± steinig	-	0	-	WD mittel bis hoch; FK hoch bis mittel; Böden trocken oft aus	in trockenen Jahren berechnungsbedürftig; bei den skelettreichen Formen Feinerde- und Dauerhumuszufuhr günstig	1: 0,04 ha	1: 0,04 ha	5 C, S04	5 C, S04	5 C, S04	5 C, S04	5 BB, 125 AA	5 C, S04	125 AA	125 AA	a Riesling; b mit Traminer, Ruländer, Weißbur- gunder keine 5 BB und 125 AA, in Höhenlagen Zeilenabstand nicht über 2 m. Anbauempfehlung für II3 in Süd- expositionen wie I			
	4	Loßlehm mit ± Terrassen- oder Meeressand- beimengung	tertiäre oder pleistozäne Kiese und Sande	stark sandiger Lehm bis Lehm, ± kiesig	meist Sand bis lehmiger Sand, ± kiesig	0	0	WD mittel bis hoch; FK hoch bis mittel; Böden trocken oft aus		31: 32,79 ha	15: 5,94 ha												
	5	Loßlehm mit ± Schuttbei- mengung	± lehmiger Schutt, z.T. an- stehender Quarzit mit Schieferlagen	sandiger bis toniger Lehm, ± steinig	meist sandiger Lehm bis Lehm, ± steinig	0	0	WD mittel bis hoch; FK hoch bis mittel; Böden neigen zur Austrocknung		2: 1,08 ha	7: 5,58 ha										3309	5 BB, 125 AA	5 C, S04
	6	Loßlehm mit ± Schutt- und Terrassen- beimengung	Schieferzersatz, z.T. verwitterter Schiefer	Lehm bis toniger Lehm, ± steinig und kiesig	toniger Lehm bis lehmiger Ton, ± grusig	0	0	WD mittel bis gering; FK hoch; Wasserhaushalt meist ausgeglichen; in Mulden z.T. staunaß		1: 0,30 ha	7: 2,58 ha										bei Staunässe Untergrundlockerung		

Abb.2. Ausschnitt aus der Legende von Bl. Gottesthal (ZAKOSEK et al. 1972).

Hauptsächlich unter dem Einfluß des Ausgangsgesteins sind im Rheingau 236 verschiedene, z. T. sehr unterschiedliche Böden entstanden. Den größten Bodenwechsel hat der Obere Rheingau, wo pro Flächeneinheit im Durchschnitt doppelt so viele Böden auftreten wie im Unteren Rheingau. Ein Laie ist daher nicht in der Lage, die große Anzahl der Böden zu übersehen. Das war auch der Grund, warum BIRK & ZAKOSEK (1960) alle (über 500!) hessischen Weinbergsböden nach weinbau-ökologischen Gesichtspunkten zu sieben Bodengruppen zusammengefaßt haben. Nach diesem in der Praxis bewährten Grundschema sind die Böden sowohl im Weinbauatlas (ZAKOSEK et al. 1967) als auch in der Weinbau-Standortkarte Rheingau i. M. 1:5000 (ZAKOSEK et al. 1972) klassifiziert.

Aus Tab. 1 gehen Gliederung, Charakterisierung, Flächenanteil der sieben Bodengruppen im Rheingau und zu empfehlende Unterlagen hervor. Ausführlich vorgestellt worden sind die Böden bereits im Weinbauatlas (ZAKOSEK et al. 1967).

Die sieben Bodengruppen bestimmen nicht nur den Aufbau der Legende, sondern sie sind auch auf der Karte farblich wiedergegeben. Damit die unter großem Aufwand ermittelten Bodeneinheiten auch erhalten bleiben, werden sie auf jedem Blatt – jeweils durchnummeriert – als Unterglieder der Bodengruppen aufgeführt.

Die Kennzeichnung der Bodeneinheiten innerhalb der Bodengruppen hat wissenschaftlichen und praktischen Wert, weil alle wichtigen geologischen und bodenkundlichen Merkmale aus der Karte und Legende zu entnehmen sind. Die Karte ist diesbezüglich wertneutral und zeitlos.

Die Zahl und der Aufbau der Bodeneinheiten, die bodensystematisch etwa das Niveau der Bodenform haben, ändert sich bei der Vielzahl der Böden naturgemäß von Blatt zu Blatt. Auf Bl. Gottesthal wurden z. B. 39 Bodeneinheiten dargestellt, auf dem in Druckvorbereitung befindlichen Bl. Winkel-Nord sind es nur 28. Sehr wahrscheinlich wird es auch Blätter geben, die nicht alle Bodengruppen beinhalten. So sind z. B. im Unteren Rheingau die Bodengruppen IV und VII nicht vertreten.

Abschließend sei noch bemerkt, daß bei den Bodenarten nach der Abstufung der Reichsbodenschätzung und bei der Bezeichnung der Ausgangsgesteine, der Gründigkeit, des Bodenwassers usw. nach einer Dienstanweisung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung aus dem Jahre 1954 alle Weinbergsböden Hessens einheitlich angesprochen worden sind. Sonst wurde, wo eben möglich, auf die später erschienene Kartieranleitung (Arb.-Gem. Bodenkunde 1971) zurückgegriffen.

#### 4. Geländeklimatische Untersuchungen

Landschaftsklimatisch gehört der Rheingau zum Rhein-Main-Gebiet, einer der wärmsten und trockensten Klimazonen Mitteleuropas. Die für die Höhe und Breitenlage ohnehin schon günstigen allgemeinen Klimaverhältnisse werden darüber hinaus noch durch geländeklimatische Besonderheiten positiv beeinflusst (KREUTZ 1965, HORNEY 1972).

Dennoch ist auch in einer als Weinbaugesbiet ausgewiesenen Landschaft wie dem Rheingau selbstverständlich nicht jeder Standort für den Anbau von Reben geeignet. Relevanter Parameter zur Bestimmung der klimatischen Weinbauwürdigkeit ist einzig und allein der Wärmehaushalt der jeweiligen Lage, denn die Rebe benötigt als



Tab. 1. Bodengruppen und zu empfehlende Unterlagen

Bodengruppe	Allgemeine Charakterisierung	Ausgangsgesteine	Flächenant. in % a.d. Weinbaufl.	Verbreitung	Unterlagensorten
I trocken und meist kalkfrei	flachgründig und lehmig-skelettreich oder tiefgründig und sandig-kiesig; Ranker- und Braunerde-Rigosol	vordevonischer und devonischer Sandstein und Schiefer, tertiärer Meeressand, pleistozäne Schotterkörper, z.T. mit Lößbeimengung	2,9	inselförmig im ganzen Rheingau	5 BB, 125 AA
II trocken bis frisch und kalkfrei	mittel- bis tiefgründig und lehmig-skelettreich oder tiefgründig kiesig-sandig; Braunerde- und Parabraunerde-Rigosol	vordevonischer und devonischer Sandstein und Schiefer, pleistozäne Schotterkörper, häufig mit Lößbeimengung	28,9	große, zusammenhängende Flächen im ganzen Rheingau	5 C, SO 4, 125 AA, 5 BB
III frisch und meist kalkfrei	tiefgründig und lehmig; Parabraunerde-Rigosol	überwiegend Löß	6,0	inselförmig, überwiegen im Oberen Rheingau	5 C, SO 4, 125 AA, 5 BB, 8 B
IV häufig staunaß, kalkfrei	lehmig-tonig, z.T. skelettführend, häufig im Unterboden verdichtet; Pseudogley- und Pelosol-Rigosol	Lößlehmreiches Solifluktionmaterial, tertiäre Tone	7,6	hauptsächlich in höheren Lagen des Oberen Rheingaus	5 C, SO 4, 8 B, 125 AA
V meist trocken bis frisch, kalkhaltig	mittel- und tiefgründig, sandig-lehmig, meist skelettfrei; Pararendzina-Rigosol	Löß, z.T. tertiäre Sand- und Lehmmergel	33,1	im ganzen Rheingau; große, zusammenhängende Flächen in tieferen Lagen des Oberen Rheingaus	5 C, SO 4, 125 AA, 8 B
VI frisch bis feucht, oft kalkhaltig	tiefgründig, lehmig-tonig, z.T. skelettführend; Auenboden-Rigosol	holozäner Hochflutlehm, z.T. Kolluvien	9,8	in der Rheinaue und in Tälern der Rheinzuflüsse	5 C, SO 4
VII frisch bis feucht, z.T. staunaß, kalkhaltig	lehmig-tonig, meist im Unterboden verdichtet; Rendzina-Rigosol	tertiäre Tonmergel	11,7	im Oberen Rheingau	SO 4, 8 B

Auenwaldliane des Mittelmeerraumes für Wachstum und Reife relativ hohe Temperaturen. Oberhalb von 10 °C beginnt erst ihr Triebwachstum, und ihre optimalen Werte liegen zwischen 25 und 28 °C, also in einem Temperaturbereich, der großklimatisch in Deutschland kaum gegeben ist (AICHELE 1965, HORNEY 1972).

In einem orographisch gegliederten Gelände gibt es jedoch Hänge, die auf Grund ihrer Neigung und Richtung günstigere Wärmeverhältnisse aufweisen als die Ebene, auf die – gleichsam als Basisgröße – die großklimatischen, stets größere Landschaftsräume betreffenden Aussagen bezogen werden müssen. Die Temperatur eines Standortes wird stark beeinflusst von dem dort auf die Strahlungsumsatzfläche Erdboden auftreffenden Sonnenschein, denn die Luft wird ja nicht von der Sonnenstrahlung direkt, sondern von ihrer Unterlage, in der Regel dem Erdboden oder ersatzweise der Vegetationsdecke erwärmt. Je leichter und rascher diese Unterlage von der sie treffenden Sonnenstrahlung aufgeheizt wird, desto schneller und höher steigt auch die Temperatur der sie begrenzenden Luftschicht. Je mehr sich dabei der Inzidenzwinkel, also der Winkel zwischen Sonnenstrahl und Auftrefffläche 90 °C nähert, um so energiereicher wird das Strahlungsangebot, um so mehr Wärme entwickelt sich am Standort (BRANDTNER 1975 b).

Die flächenhafte Erfassung des Wärmehaushaltes mittels instrumenteller Messungen ist sehr aufwendig. Indes bietet sich die Möglichkeit, die Differenzierungen der Strahlungsverhältnisse in hügeligem oder bergigem Gelände für jeden beliebigen Zeitraum hinreichend genau zu berechnen (BRANDTNER 1974).

Der Deutsche Wetterdienst hat Unterlagen für „Die Bewertung geländeklimatischer Verhältnisse in Weinbaulagen“ erarbeitet, die auf der Basis von geographischer Lage, Hangrichtung, -neigung und Parzellenhöhe das Energieangebot aus der direkten Sonnenstrahlung ausgeben.

Man erhält dadurch Daten, die es erlauben, in jeder Lage die expositionsbedingten Grenzen der Weinbaufähigkeit zu bestimmen und die Höhenlage zu definieren, von der ab aufwärts Reben keine den Erwartungen entsprechenden Erträge mehr erbringen.

Auf Grund dieser Ergebnisse werden drei Zonen auf den Blättern abgegrenzt, und zwar in solche, in denen der Wärmehaushalt

- A auf allen Standorten eine im Mittel aller Jahre erheblich über den Mindestforderungen liegende Qualifikation erwarten läßt (HORNEY 1978). Das Energieangebot überschreitet dabei 200 kJ. Infolgedessen sind die geländeklimatischen Bedingungen in diesen Gebieten so günstig, daß den Trauben im allgemeinen eine ausreichend lange Vegetationszeit geboten wird und daher praktisch jede zugelassene Rebsorte anbaufähig ist.
- B(I) in der Regel für die Ausreife wärmeliebender, langvegetativer Rebsorten nicht mehr ausreicht. Obwohl das Angebot aus der direkten Sonnenstrahlung noch 200 kJ überschreitet, ist doch der Energieanspruch auf Grund verstärkter Kaltluftgefährdung so groß, daß die thermischen Verhältnisse sich lediglich wie die eines Standortes mit 190–200 kJ Energieangebot auswirken. Diese Lagen beschränken sich grundsätzlich auf den unteren Übergangsbereich zwischen den Zonen A und C. Anbaufähig sind daher nur Rebsorten mit klimatisch

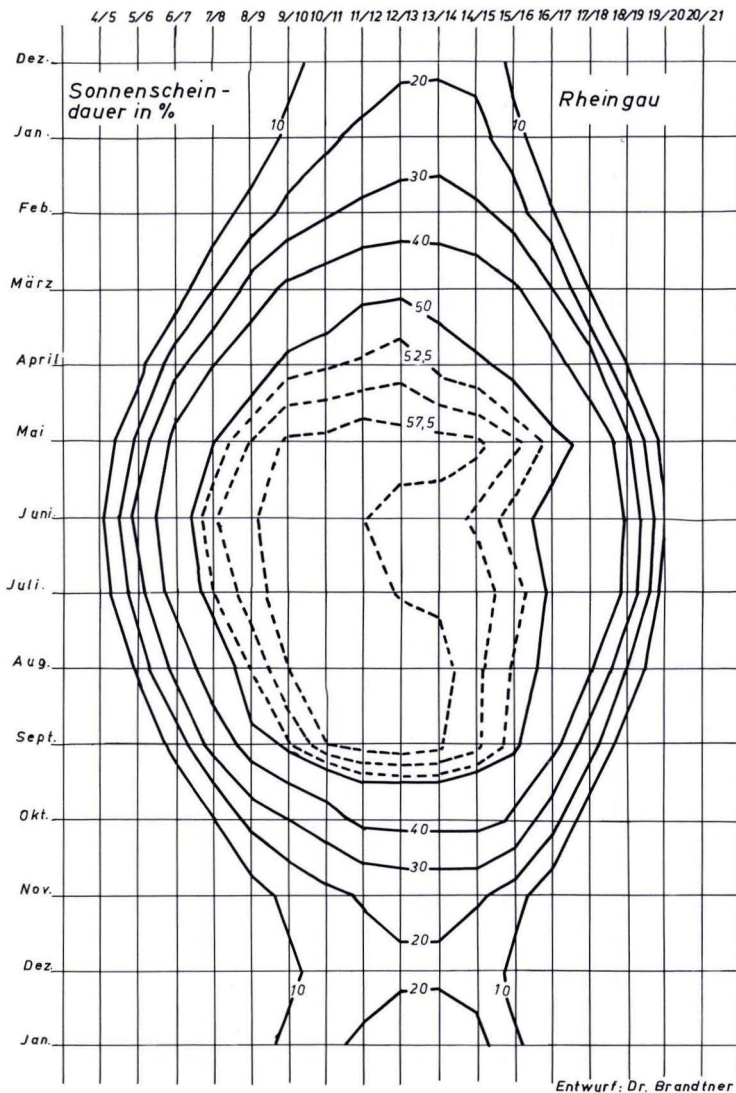


Abb. 3. Die Darstellung veranschaulicht die Zeit, in der – im langjährigen Durchschnitt – die Sonne während der jeweiligen Tagesstunden wirklich schien (in %). (Sucht man z. B. die Stunde zwischen 8/9 h im Mai auf, so sind hier = 55 % abzulesen, d. h. von den möglichen 60' schien die Sonne im Mittel  $55\% = 33'$ .)

geringeren Standortansprüchen, die zugleich auch über eine ausreichende Frostresistenz verfügen.

B(II) im allgemeinen nicht mehr die zur Reife langvegetativer Rebsorten erforderliche thermische Gunst aufweist, Sorten mit langer Reifezeit infolgedessen in der Mehrzahl der Jahre nicht mehr die dem Gebietscharakter entsprechenden

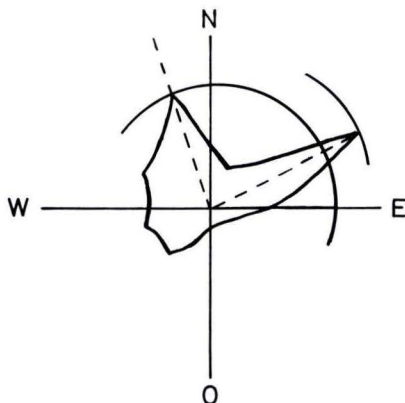


Abb.4. Schönwetterwinde in Geisenheim. (Nur bei Schönwetter = Strahlungstag = Bewölkung  $\leq 4/10$  bildet sich in den Beständen ein Sonderklima. Daher sind die Windrichtungen wesentlich, die insbesondere an Schönwettertagen auftreten.) Häufigste Windrichtung ENE, zweithäufigste NNW. Häufigste Windrichtung in Geisenheim, bezogen auf alle Wetterlagen = SW.

Mindestmostgewichte erreichen werden. Das Energieangebot liegt nurmehr zwischen 190 und 200 kJ. Rebsorten mit kurzer Vegetationszeit und damit früher Reife erzielen im allgemeinen auf solchen Standorten jedoch noch sehr gute Qualitäten. Fast immer handelt es sich bei solchen Lagen um die oberen oder die am weitesten von der S-Exposition abweichenden Grenzlagen der anbaufähigen Standorte.

- C nicht mehr ausreicht, um im Mittel der Jahre qualitativ befriedigende Moste zu gewinnen. Das Energieangebot liegt unter 190 kJ.

Der Wärmehaushalt einer Weinbaulage wird ja nicht allein nur durch seine Tagestemperatur charakterisiert. Von nicht zu unterschätzender Bedeutung sind auch die Wärmeverhältnisse der Nacht. Hohe Temperaturen sind unerwünscht, denn sie führen zu einer Veratmung der Assimilate, und mit steigender Temperatur nimmt die Respiration noch zu. Dennoch sind Parzellen mit starker nächtlicher Abkühlung in der Regel negativer als die mit geringem nächtlichem Temperaturrückgang zu bewerten. Bei ersteren handelt es sich fast immer um tiefere Lagen, in denen die sich nachts bildende Kaltluft zusammenfließt. Bei dem geringen Energieangebot der Sonne in den Frühstunden erwärmt sich dann diese angesammelte Kaltluft nur zögernd. Der Temperaturverlauf hinkt während des ganzen Tages gegenüber den ungestörten Lagen merklich nach, oft ohne die Temperaturhöchstwerte der Umgebung zu erreichen, denn meist früher als dort beginnt in den von der Kaltluft beeinflussten Lagen die Tagestemperatur schon wieder abzunehmen. Damit ist in den Kaltluftgebieten auch die thermisch begünstigte Tageszeit erheblich kürzer. Und bei nächtlichem Absinken der Temperaturen unter die  $10^{\circ}$ -Schwelle, ein Effekt, der in solchen Lagen naturgemäß häufiger eintritt als auf anderen Standorten, kommt es zudem sogar noch zu Entwicklungshemmungen.

All das bedeutet, daß in den von Kaltluft beeinflussten Lagen die Blüte verspätet eintritt und damit die bis zur Reife verbleibende Zeit drastisch verkürzt wird (HORNEY

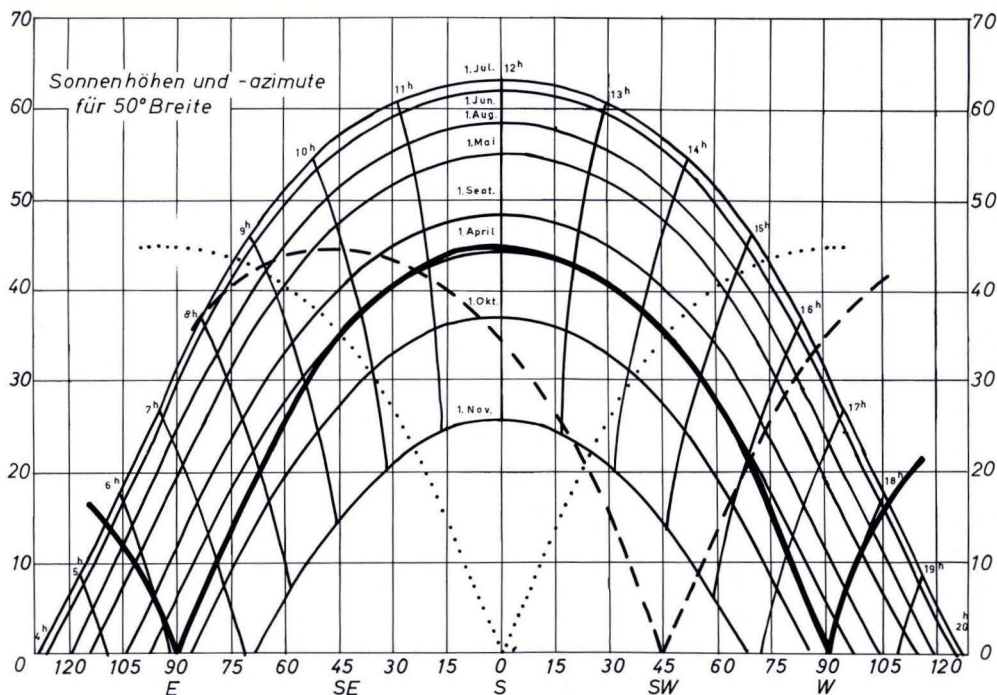


Abb.5. Zeilenbesonnung. Die als Trichter begrenzte Fläche gibt die Zeiten an, in denen der Sonnenschein bis auf den Erdboden einer Rebzeile fällt

bei nordsüdlicher Zeilung (punktiert)

bei nordost-südwestlicher Zeilung (gestrichelt)

bei ost-westlicher Zeilung (voll)

nur für Bestände, in denen die Höhe der Laubwand gleich der Zeilenweite entspricht (1:1).

1971). Da zudem ja auch noch das Wärmeangebot verringert ist, bleibt schließlich die Qualität der Trauben weit unter den vom Gesetzgeber im WWG (1961) gestellten Mindestforderungen.

Daß die Kaltluftbeeinflussung ein anbaubegrenzender Faktor ist, konnte vorstehend dargestellt werden. Im weitesten Sinne parallel mit dieser Kaltluftbeeinflussung verläuft die Frostgefährdung einer Lage (BRANDTNER 1974). Sie darf keinesfalls nur als ertragsverringendes Moment betrachtet werden, sondern hat vor allem auch eine starke qualitätsreduzierende Komponente. Die Menge-Güte-Relation ist hier nur selten anwendbar. Sie gilt lediglich dann, wenn nach Spätfrösten im Frühjahr noch einige Augen normal austreiben und die sich entwickelnden Trauben nicht durch Fröste im Herbst in ihrem Reifevorgang vorzeitig abgestoppt werden. Frost verkürzt in der Regel die Vegetationszeit, so daß dann auch einem geringen Behang eine optimale Reife versagt bleibt.

Trauben, die nach Frostschäden aus den Beiaugen entstehen, können jedoch kaum mehr die Qualität der normal zur Entwicklung gekommenen erreichen, da für sie vor allem die Reifeperiode entscheidend verkürzt wird. Es kommen ja die aus den

Biaugen stammenden Gescheine erheblich später zur Blüte. Nur in Jahren mit besonders günstigem Sommer und Herbst können die Beeren noch vollreif werden (HORNEY 1971). Derartige Jahre sind jedoch sehr selten. Daneben erreichen natürlich auch die Triebe aus Biaugen selten eine volle Holzreife. Damit sind sie anfälliger für Winterfröste und bringen im Folgejahr geringere Erträge, sowohl in der Quantität als auch in der Qualität.

Es wurde schon betont, daß – vor allem in den nördlichen Regionen der Deutschen Weinbaugebiete – Reben im Mittel aller Jahre nur dort den gewünschten Reifezustand erreichen, wo Hangrichtung und -neigung des jeweiligen Standortes ein hinreichend hohes Energieangebot aus der direkten Sonnenstrahlung gewährleisten. Verbessern läßt sich das Klima einer Lage aber auch noch durch die Reberziehung (BRANDTNER 1974). Zeilenrichtung und Zeilenweite können so gestaltet werden, daß es bei sonnigem Wetter im Rebbestand bis zu 4 °C wärmer wird als im Freiland. Noch zwei Stunden vor Sonnenuntergang kann die Temperaturdifferenz ein volles Grad Celsius betragen (HORNEY 1972, HOPPMANN 1978).

Die Größenordnung dieses Wärmeunterschiedes sollte nicht unterschätzt werden. Er führt z. B. dazu, daß während der Herbstmonate, wenn die Temperaturen im Tagesverlauf um 10 ° schwanken, der Schwellwert für den Entwicklungsbeginn der Reben pro Tag um mindestens 2 Stunden überschritten wird und daß bei der Summierung über die gesamte Vegetationszeit die Temperatursummen im Bestand bei einer den meteorologischen Gesichtspunkten entsprechenden Reberziehung um weit mehr als 1200 °-Stunden über der eines unzweckmäßig ausgerichteten und aufgebauten Bestands liegen kann (HOPPMANN 1978).

Wind, der in die Rebzeilen hineinweht, kann jedoch dieses günstigere Sonderklima, auch Bestandsklima genannt, wieder zerstören. Je größer der Zeilenabstand ist, um so anfälliger ist auch das Bestandsklima. Eine Weitraumanlage ist somit immer gefährdeter als eine Normalanlage. In den meisten Jahren bleiben die Mostgewichte in der Weitraumanlage hinter denen der Normalanlage zurück.

Neben der Zeilenbreite ist auch die Zeilenrichtung von ausschlaggebender Bedeutung. Bei sonnigem Wetter bilden sich, und darauf wurde ja schon verwiesen, im Bestand höhere Temperaturen als im Freiland. Sonnenschein differenziert zugleich auch die Wärmeverhältnisse der einzelnen Expositionen in gleicher Höhenlage, naturgemäß dem Einfallswinkel der Strahlung entsprechend. Diese besondere thermische Gunst kann jedoch durch den Wind zerstört, die Wärme bei einer mit dem Wind korrespondierenden Zeilenrichtung quasi ausgeblasen werden (BRANDTNER 1974).

Die Windverteilung bei sonnigem Wetter unterscheidet sich indes wesentlich von den allgemeinen Windverhältnissen (HORNEY 1975). Betrachtet man alle Wetterlagen, so dominiert der W-Sektor unter den Windrichtungen. Zählt man jedoch ihre Häufigkeiten bei Strahlungswetter aus, so zeigen sich in 65 % aller Fälle im Rheingau Winde aus E oder ENE. Diese Verhältnisse ergeben sich aus dem Einfluß der Lage des den Sonnenschein zumeist bedingenden wetterbestimmenden Hochdruckgebietes sowie durch einen Strömungseffekt, den das Rheingaugebirge bewirkt.

Ein nach E ausgerichteter Rebbestand unterliegt daher in der Regel wesentlich ungünstigeren kleinklimatischen Bedingungen als Bestände, die nach anderen Richtungen geöffnet sind. Da aus betriebstechnischen Gründen die Rebzeilen allgemein in

die Hangrichtung orientiert werden, bietet sich hier schon eine Begründung, warum die Anbaugrenzen an E-Hängen nicht so hoch liegen können wie etwa an W- oder gar SW-Hängen (HORNEY 1971).

Eine weitere Erklärung muß in den täglichen Besonnungsverhältnissen gesehen werden. Der Sonnenschein, während der Wachstumsperiode zunächst auf Vor- und Nachmittag überwiegend gleichmäßig verteilt, verlagert dann zur Reifezeit hin seine Gunst mehr auf den Nachmittag, ein Effekt, dessen Ursache in der zunehmenden Häufigkeit von Frühdunst und -nebel im Spätsommer und Herbst zu erkennen ist. Die E-Hänge werden infolgedessen im Strahlungsgenuß benachteiligt.

Die Rebe liebt, ihrer Herkunft gemäß, einen warmen Fuß. Dementsprechend müssen jene Lagen als für die Entwicklung vorteilhaft angesehen werden, in denen die Sonne mit hoher Energie den Boden erreichen kann; also in den Stunden des späten Vor- oder frühen Nachmittags voll den Bestand durchscheint. Daher sind etwa N-S-gezeilte Parzellen günstiger einzustufen. Der Vorteil der S-Zeilung ergibt sich aus den Ergebnissen der im Rheingau (BECKER 1969/70, HOPPMANN 1978) durchgeführten Untersuchungen. In den von E nach W gerichteten Zeilen trifft die Sonne den Boden meist schon morgens bzw. erst abends und dann unter einem Winkel, bei dem auf dem Weg der Strahlen durch die Atmosphäre sehr viel Energie absorbiert wird. Eine Lage am W-Hang wird – bei gleichverlaufender Zeilung – infolgedessen nicht so warm wie eine am S-Hang mit gleichgerichtetem Rebbestand. Noch ungünstiger erweisen sich die Verhältnisse am E-Hang. Zu der verringerten Bodenwärme kommen hier auch noch die schon erwähnten Abschattungseffekte durch Dunst oder Nebel hinzu.

Gelegentlich können im Sommer auch in unserem Klimabereich während sonniger Mittagstunden bei windschwachem Wetter in dem von der Sonne getroffenen Reblaub überoptimale Temperaturen induziert werden. In Blättern wurden dabei schon 6–8°C höhere Werte gemessen, als in der sie umgebenden Luft. Da durch die starke Erwärmung der Verdunstungsanspruch rasch ansteigt, die relative Luftfeuchtigkeit jedoch zugleich stark absinkt, bricht bei solchen Situationen der Wasserhaushalt der Reben zusammen. Zum Selbstschutz gegen die unerreichbare Wasserabgabe schließen sich die Spaltöffnungen der Blätter. Infolgedessen wird nicht allein nur die Assimilation gestoppt, sondern auch die Respiration gefördert. Je größer die besonnte Blattmasse ist, um so stärker werden Zucker, Stärke und Säure veratmet. Am günstigsten liegen die thermischen Übersteigerungen noch bei einem N-S-gezeilten Bestand. Dort trifft der volle Sonnenschein in den Mittagsstunden nur die Deckblätter der Reihen. Bei E-W-Zeilung werden hingegen Ober- und S-Seite der Laubwand bestrahlt. Die negativen Auswirkungen der hohen Temperaturen sind dadurch bedeutend größer und vermehren sich noch bei Weitraumanlagen durch die Verringerung der Eigenbeschattung.

Diese Darstellungen lassen es geboten erscheinen, daß

- (1.) Rebzeilen nach Möglichkeit in N-S-Richtung angelegt werden,
- (2.) dort, wo das Gelände eine nach E orientierte Zeilung erzwingt, in windoffenen Positionen
  - a) keine Weitraumanlagen eingerichtet,
  - b) ggf. Windschutzanlagen erstellt werden.

In Verbindung mit den Klassifizierungen der Standortkarte Rheingau 1:5000 lassen sich diese Empfehlungen zu einer optimalen Beratung bei der Anlage von Rebflächen nutzen.

## 5. Anbauempfehlungen und Rebsorten

Der Rheingau ist das Weinbaugebiet mit dem höchsten Anteil an Riesling in Deutschland. Ruf und Nachfrage haben dazu geführt, in diesen Gebieten auch in weniger günstigen Lagen Rieslingreben anzupflanzen. Dies schien bisher unter dem Aspekt des alten Weinrechtes durchaus angemessen. Der Riesling sollte aber durch höhere Mostgewichte in den für ihn geeigneten Lagen eine besondere Qualität erhalten. Es ist vorzuschlagen, künftig den Riesling nur noch auf solchen Standorten anzupflanzen, wo er durch entsprechenden Strahlungsgenuß und günstigen Böden und somit eine lange Vegetationszeit die höchstmögliche Qualität erringen kann. Geringeren Lagen, in denen jetzt noch kleine Rieslingweine gewonnen werden, sollten anderen, früher reifenden Sorten vorbehalten bleiben. Oft wird jedoch von dem Winzer nicht klar erkannt, wo die Grenzen zu ziehen sind. Die ökologischen Anbaugrenzen für Weinreben konnten inzwischen erfaßt werden. Es bedarf einer Abstufung innerhalb der weinbaufähigen Flächen im Sinne einer Abgrenzung der sortenbezogenen optimalen Standorte. Die Standortforschung im Weinbau hat letztlich das Ziel, die höchstmögliche Leistung standortgerecht durch Sortenwahl zu erzielen. Es ist somit an der Zeit, die gewonnenen Erkenntnisse in der Praxis anzuwenden und die angewandte Standortforschung zum Tragen zu bringen. Da das Kartenblatt die Ergebnisse der Boden- und Geländeklimakartierung mit den Ergebnissen weinbaulicher Versuche verbindet, ist die Karte zugleich Beratungsgrundlage für alle sortenkundlichen Fragen. Hierzu wird auf die Legende verwiesen. Die Wuchsräume, A für Riesling geeignet, B für Sorten mit geringen Wärmebedürfnissen und schließlich der für Reben ganz ungeeignete Geländeanteil, sind scharf abgegrenzt. Die Karte bringt erstmals eine auf die Qualität orientierte Anbauempfehlung.

### 5.1. Anbauempfehlungen

Weinbauliche Anbauempfehlungen haben sich auf die europäischen und nationalen Rechtsgrundlagen zu stützen. Boden, Wasserversorgung und Wärmehaushalt entscheiden über die standortbezogene Sortenwahl im ganzheitlichen Sinn. Da Edelreis und Unterlage als Pflanze eine Einheit bilden, sind Pfropfkombinationen zu wählen, die den Standortbedingungen entsprechen. Das Edelreis behält seine sortenspezifische Reaktionsnorm bei und verliert z. B. seine Chloroseanfälligkeit nicht durch Aufpfropfen auf eine kalkresistente Unterlage. Der Riesling gedeiht innerhalb der Zone A, für die er Leitsorte ist, auf allen Bodeneinheiten. Selbst auf trockenen Standorten wächst der Riesling mit entsprechenden Unterlagen. Auch Standorte der Bodengruppe VII sind noch für den ziemlich chlorosefesten Riesling unter Beachtung erforderlicher Meliorationen oder nach Tiefenlockerung geeignet.

Standorte, die hohe Kalkgehalte aufweisen, eignen sich z. B. nicht mehr für den chloroseempfindlichen Gewürztraminer. Die Burgunder-Gruppe ist wärmebedürftig



und benötigt tiefgründige Böden. In der Zone A ist der Riesling mit seinem Wärmebedürfnis Leitsorte. Für die Zone B ist hingegen der Müller-Thurgau Leitsorte. Dieser benötigt eine geringere Wärmesumme. Somit ist die Reifezeit des Müller-Thurgau innerhalb der Zone B maßgebend für die Wahl anderer Sorten. Großblättrige Sorten stellen bei der Wasserversorgung höhere Ansprüche. Der Müller-Thurgau und andere ähnliche Sorten wie z. B. Reichensteiner benötigen daher tiefgründige Böden. Anschnitt und Augenzahl haben in Harmonie mit der Zeilenbreite und dem Stockabstand zu stehen. Die Entscheidung, ob Normalerziehung oder Weitraumerziehung bei verschiedenen Sorten gewählt wird, ist unter Beachtung der Unterlagenwahl standortabhängig.

Im Pflöpfrebenbau ist die Unterlagenwahl von wesentlicher Bedeutung. Für das im Rheingau gegebene Edelreissortiment werden für die verschiedenen Bodengruppen die in Tab.1 aufgeführten Unterlagen empfohlen.

## 5.2. Ertragssorten

Die Ertragssorten sind im folgenden in der Reihenfolge ihrer Bedeutung für den Rheingau dargestellt. In der Legende der Karte ist die standortbezogene Bewertung der einzelnen Sorten angegeben (BECKER 1967, 1978, BÖRNER 1943, MOOG 1954).

### 5.2.1. Weißer Riesling

Die Sorte Weißer Riesling nimmt im Weinbaugebiet Rheingau und an der Bergstraße die größte Fläche ein. In den hessischen Weinbaugebieten wird der Gebietscharakter durch die Sorte Riesling geprägt, die früher überwiegend im gemischten Satz angepflanzt wurde. Da der Riesling spät reift, verlangt er warme Lagen. Weniger abhängig ist er vom Boden. Auf steinigen, flachgründigen, warmen Böden gedeiht diese robuste Sorte ebenso wie in schweren und kalten Böden. Ihre frühe Holzreife erlaubt zwar einen Anbau in „kleineren“ Lagen, führt in solchen aber im Durchschnitt der Jahre zu geringeren Weinen. Die züchterische Bearbeitung dieser Sorte hat zu qualitativ guten und zu wirtschaftlich interessanten Klonen geführt. In Hessen wird überwiegend durch das Institut für Rebenzüchtung und Rebenveredlung der FA Geisenheim die Versorgung der Praxis mit hochwertigem zertifiziertem Vermehrungsgut der Sorte Riesling wahrgenommen. Die in Geisenheim laufenden Arbeiten zur Klonenselektion haben die weitere Anhebung der Qualität der Sorte Riesling zum Ziel.

### 5.2.2. Müller-Thurgau

Die im Jahre 1882 in Geisenheim entstandene Sorte Müller-Thurgau ist inzwischen zur ersten Ergänzungssorte geworden. Sie zeichnet sich durch gute Erträge, Frühreife und kräftigen Wuchs aus. Auch bei der Sorte Müller-Thurgau ist zu beachten, daß sie in kleinen Lagen bei starkem Anschnitt nur geringe Qualitäten bringt. In feuchten Lagen tritt außerdem vorzeitig Fäulnis durch Botrytisbefall auf. Die Müller-Thurgau-

Rebe liefert bei mäßigem Anschnitt in mittleren Lagen, in denen häufig gute Böden verbreitet sind, wertvolle Weine. Als Unterlage sollten starkwüchsige Sorten verwendet werden. Die züchterische Bearbeitung der Sorte Müller-Thurgau ist im Institut für Rebenzüchtung und Rebenveredlung der FA Geisenheim im Gange.

### 5.2.3. Grüner Silvaner

Die Sorte Silvaner ist in den hessischen Weinbaugebieten, besonders aber im Rheingau, in den Hintergrund getreten. Der Silvaner ist im Wuchs schwächer als der Riesling und stellt seiner schlechten Holzreife wegen hohe Ansprüche an das Geländeklima. Die in Hessen angepflanzten Klone des Silvaners sind zwar sehr reichtragend, befriedigen qualitativ aber nur bei mäßigem Anschnitt. Die Sorte wird nicht mehr bei Neuanlagen verwendet.

### 5.2.4. Blauer Spätburgunder

Der Blaue Spätburgunder ist anspruchsvoll und gedeiht daher nur in sehr guten Lagen. Abbauerscheinungen zwingen zur ständigen Selektion, die im Institut für Rebenzüchtung und Rebenveredlung der FA Geisenheim erfolgt. Der Spätburgunder reagiert sehr empfindlich auf äußere Einflüsse und gedeiht am besten auf mittelwüchsigen Unterlagen.

### 5.2.5. Ehrenfelser

Die Sorte Ehrenfelser (Riesling  $\times$  Silvaner) ist eine geschützte Geisenheimer Sorte. Sie steht im Rheingau flächenmäßig mit einem relativ hohen Anteil. Die Sorte Ehrenfelser ist dem Riesling nahestehend und wird für mittlere bis geringere Lagen empfohlen. Anbautechnisch ist der Ehrenfelser wie der Riesling zu behandeln. Die Weine des Ehrenfelsers sind fast ausnahmslos in den Prädikatsstufen zu finden und stehen dem Riesling nahe.

### 5.2.6. Kerner

Die geschützte Weinsberger Sorte Kerner reift früher als der Riesling bei guten Erträgen. Die Neigung zur Geiztriebbildung erschwert die Weinbautechnik der Sorte. Sie gedeiht auf allen Böden, darf aber nicht in zu geringen Lagen angepflanzt werden, weil ein gutes Mostgewicht für den Weincharakter erforderlich ist. Im Rheingau hat der Kerner keine große Verbreitung gefunden.

### 5.2.7. Ruländer

Der Ruländer gehört zur Burgundergruppe und verlangt tiefgründige, garebereite, nährstoffreiche Böden in guten Lagen. Er reift auf solchen Standorten auch in ungünstigeren Jahren befriedigend aus. Die Weine entsprechen leider nicht immer dem Gebietscharakter. Das Institut für Rebenzüchtung und Rebenveredlung der FA

Geisenheim verfügt als eingetragener Erhaltungszüchter über brauchbare Klone der Sorte Ruländer.

#### 5.2.8. Gewürztraminer

Der Gewürztraminer ist eine sehr wertvolle alte, aber auch empfindliche Sorte, die hohe Ansprüche an den Standort stellt. Die Sorte Gewürztraminer verlangt gute, warme, nährstoffreiche Böden. Das Institut für Rebenzüchtung und Rebenveredlung der FA Geisenheim verfügt über wertvolle Klone dieser Sorte, die für die Standortverhältnisse im Rheingau geeignet sind. Die Verbreitung der Sorte ist gering.

#### 5.2.9. Scheurebe

Die Scheurebe wurde 1916 in Alzey gezüchtet. Sie ist eine Kreuzung von Silvaner  $\times$  Riesling. Die Scheurebe gedeiht gut auf warmen, kalkhaltigen Böden in guten Lagen. Nur dort werden reife Weine mit dem charakteristischen Bukett zu gewinnen sein. Die Verbreitung der Sorte ist in Hessen nicht groß.

#### 5.2.10. Reichensteiner

Die geschützte Geisenheimer Sorte Reichensteiner (Müller-Thurgau  $\times$  Madeleine angevine  $\times$  Calabreser) ist eine Ergänzungssorte vom Typ Müller-Thurgau. Sie verlangt kräftige Böden und darf nicht stark angeschnitten werden. Sie bringt auch in geringen Lagen, vor allem in kleinen Jahrgängen, gute Mostgewichte. Sie ist eine wertvolle Verschnittsorte. Der Flächenanteil ist noch gering.

#### 5.2.11. Sonstige Sorten

Der Anteil sonstiger Sorten ist flächenmäßig klein. Es werden vor allem Neuzüchtungen und andere Sorten versuchsmäßig geprüft.

### 5.3. Unterlagssorten

Die Unterlagenwahl ist stark abhängig von den Bodenverhältnissen, den klimatischen Bedingungen der Ertragssorten und der Weinbautechnik. Standortbezogen ist die Bewertung der Unterlagen in der Legende der Karte dargestellt. In Hessen wurden ausschließlich Unterlagen verwendet, die reblausfest und kalkresistent sind. Alle Unterlagen stehen als zertifiziertes, genetisch hochwertiges und sanitär einwandfreies Vermehrungsgut zur Verfügung (BECKER 1956, 1959, 1961, 1964, 1970, BECKER & TRIEB 1969, BECKER & ZAKOSEK 1969, BECKER & FIESENIG 1978).

#### 5.3.1. Teleki 5 C Geisenheim (Berlandieri $\times$ Riparia)

Die Geisenheimer Klone 6 und 10 der 5 C, welche BIRK aus der von Teleki selektierten Sorte auslas, haben hauptsächlich im Rieslingweinbau eine große Bedeutung

erlangt. Bei guter Kalkverträglichkeit beeinflußt der 5 C Geisenheim das Edelreis günstig, weil ihre Wüchsigkeit geringer ist als die der Kober 5 BB. Sie ist unter der Bezeichnung „5C Geisenheim“ zugunsten des Landes Hessen in die Sortenschutzrolle eingetragen. Inzwischen wurden in Geisenheim neue virusgetestete Klone ausgelesen und vermehrt.

### 5.3.2. Kober 5 BB (Berlandieri × Riparia)

Aus den von Teleki gezüchteten Berlandieri × Riparia-Typen selektionierte KOBER den Typ 5 BB, der bekanntlich eine große Verbreitung gefunden hat. Er ist sehr kalkresistent und vermittelt dem Edelreis einen kräftigen Wuchs. Bei enger Pflanzenweite und besonders mit Riesling als Edelreis neigt die Kober 5 BB zum Durchrieseln. Der in Geisenheim ausgelesene Klon 13 der Kober 5 BB hat sich bei Beachtung der sortentypischen Wuchseigenschaften als besonders geeignet erwiesen. Inzwischen wurden in Geisenheim neue virusgetestete Klone ausgelesen und vermehrt. Die 5 BB ist als freie Sorte in das „Besondere Sortenverzeichnis“ eingetragen.

### 5.3.3. Teleki 4 Selektion Oppenheim (SO 4) (Berlandieri × Riparia)

Die aus der Vermehrung der Teleki 4 stammende Sorte hat im deutschen Weinbau eine große Verbreitung. Ihre Wüchsigkeit ist geringer als die der Kober 5 BB. Sie ist ebenfalls kalkverträglich und im gepfropften Zustand bei normalen Standweiten auf wüchsigen Böden der 5 BB überlegen. Für leichtere, nährstoffarme Böden kann sie mit kräftig wachsenden Edelreissorten nicht empfohlen werden. Die Sorte SO 4 ist für das Land Rheinland-Pfalz unter der Bezeichnung Selektion Oppenheim 4 geschützt.

### 5.3.4. Teleki 8 B (Berlandieri × Riparia)

Die 8 B besitzt eine hohe Kalkverträglichkeit und einen guten Wuchs. Wegen ihrer geringen Veredlungsfähigkeit ist sie bei den Veredlern nicht beliebt und darum auch wenig verbreitet. Die 8 B beeinflußt jedoch das Edelreis, besonders auf schweren Böden, sehr positiv. Das Institut für Rebenzüchtung und Rebenveredlung der FA Geisenheim ist mit Klonen der freien Sorte 8 B als einziger Erhaltungszüchter eingetragen.

### 5.3.5 Kober 125 AA (Berlandieri × Riparia)

Die 125 AA gleicht in ihrer physiologischen Leistungsfähigkeit der Kober 5 BB. Sie ist vor allem für reichtragende Sorten anstelle der 5 BB geeignet. Das Institut für Rebenzüchtung und Rebenveredlung der FA Geisenheim ist mit eigenen Klonen der freien Sorte 125 AA als Erhaltungszüchter eingetragen.

## 6. Schriftenverzeichnis

- AICHELE, H. (1965): Weinbau-Meteorologie. — Weinberg u. Keller, **12**: 7–14; Bernkastel.  
BECKER, H. (1956): Zur Frage der Reblausresistenz der Trollinger × Riparia 26 Geisenheim. — Die Weinwissenschaft, **10**: 75–83; Wiesbaden.

- (1959): Untersuchungen über den Befall von Unterlagsreben durch die Reblaus. – Verh. 4. int. Pflanzenschutz-Kongreß Hamburg 1958, **1**: 783–785; Braunschweig.
  - (1960–1978): Mitteilungen aus dem Institut für Rebenzüchtung und Rebenveredlung. – In.: Jahresberichte der Forschungsanstalt Geisenheim 1960 bis 1978.
  - (1961): Betrachten wir die Unterlagsfrage richtig? – Dt. Weinbaukalender, **12**: 75–81; Waldkirch i. Br.
  - (1964): Über die Ziele und Möglichkeiten der Unterlagenforschung im deutschen Weinbau. – Dt. Weinbaukalender, **15**: 95–101; Waldkirch i. Br.
  - (1967): Über die erhaltungszüchterische Bearbeitung der Rebsorte Riesling und Stand der Unterlagsfrage. – In: Der Riesling und seine Weine; Traben-Trarbach.
  - (1978): Die Rebsorten. – In: AMBROSI, H., & BECKER, H.: Der Deutsche Wein; München.
  - & FIESENIG, W. (1978): Stand der deutschen Unterlagenzüchtung unter dem speziellen Gesichtspunkt der Geisenheimer Selektionsarbeit. – Probleme d. Rebenveredlung, **10**: 103–139; Geisenheim.
  - & TRIEB, G. (1969): Untersuchungen über den Einfluß verschiedener Unterlagen auf die Weinqualität bei der Rebsorte Riesling (Klon 239 Gm) im Jahr 1964. – Mitt. Klosterneuburg, **19**: 202–209.
  - & ZAKOSEK, H. (1969): Rebsorten und Böden in den hessischen Weinbaugebieten. – Weinberg u. Keller, **3**: 135–141; Traben-Trarbach.
- BECKER, N. J. (1969): Phänologische Beobachtungen an Reben und ihre praktische Anwendung zur Gütekartierung der Weinbergslagen. – Die Weinwissenschaft, **24**: 136–156; Wiesbaden.
- (1970a): Beiträge zur Standortforschung an Reben (*Vitis vinifera* L.). Ergebnisse einer Erhebungsuntersuchung im Rheingau. – Die Weinwissenschaft, **25**: 63–116; Wiesbaden.
  - (1970b): Kennwerte des klimatischen Leistungspotentials von Rebflächen. – Die Weinwissenschaft, **25**: 356–370; Wiesbaden.
- BIRK, H., & ZAKOSEK, H. (1960): Die bodenangepaßten Unterlagsorten für die hessischen Weinbaugebiete. – Weinberg u. Keller, **7**: 9–15; Frankfurt a. M.
- BÖRNER, C. (1943): Dreißig Jahre deutsche Rebenzüchtung. – Bremer Beitr. Naturwiss. **7**: 1–52; Bremen.
- BRANDTNER, E. (1974): Die Bewertung geländeklimatischer Verhältnisse in Weinbaulagen. – Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag, 2 Bde.; Offenbach.
- (1975a): Agrarmeteorologie heute – Geländeklimatologie der Weinbaulagen. – Promet, **5**: 1–6; Offenbach.
  - (1975b): Geländeklimatologie in Weinbaulagen. – Weinberg u. Keller, **22**: 319–327; Bernkastel.
  - & ZUNKER, E. (1978): Zur klimatischen Bewertung von Weinbaulagen. – Dt. Weinbau, **33**: 255–256; Wiesbaden.
- Gesetz über Maßnahmen auf dem Gebiet der Weinwirtschaft vom 29. August 1961 (BGBl. I vom 8.9.1961: 1622).
- HOPPMANN, D. (1978): Standortuntersuchungen im Rheingau und in Baden. – Weinberg u. Keller, **25**: 66–92; Bernkastel.
- HORNEY, G. (1971): Die mikroklimatische Standortbeurteilung im Weinbau. – Weinberg u. Keller, **18**: 61–78; Bernkastel.
- (1972): Die klimatischen Grundlagen des Anbaues von Weinreben in Deutschland. – Weinberg u. Keller, **19**: 305–320; Bernkastel.
  - (1973): Moderne Meßtechnik bei pflanzenbaulichen Untersuchungen, dargestellt am Bestandsklima im Weinbau. – Weinberg u. Keller, **20**: 307–316; Bernkastel.
  - (1975): Das Häufigkeitsspektrum der Windrichtungen in ökologischer Sicht, dargestellt an den besonderen Verhältnissen im Rheingau. – Ber. dt. Wetterdienst., **18**, H. 138, 20 S.; Offenbach.
  - (1978): Wetter und Klima. – In: AMBROSI & BECKER: Der Deutsche Wein: 65–74; München. Kartieranleitung. – Arb.-Gem. Bodenkunde, 169 S.; Hannover 1971.
- KREUTZ, W. (1965): Das Klima des Rheingaus. – Das Rheingaubuch, **1**: 25–30; Rüdesheim.
- MICHELS, F. (1965): Das Werden der Landschaft. – Das Rheingaubuch, **1**: 1–24; Rüdesheim.
- MOOG, H. (1957): Einführung in die Rebsortenkunde. – 93 S., 97 Abb.; Stuttgart (Ulmer-Verlag).

- PINKOW, H.-H. (1948): Die Kartierung der Weinbaugebiete im Rheingau, ihr Zweck und ihre Durchführung. — *Der Weinbau*, **3**: 180–182; Mainz.
- SCHRADER, L. (1974): Untersuchungen über die Dynamik des Wasserhaushaltes von Weinbergsböden mit Hilfe der Neutronensonde. — Diss.; Bonn.
- TRENKLE, H. (1969): Die Verwendung phänologisch-klimatologischer Beobachtungen bei der Gütebewertung von Weinbergslagen. — *Die Weinwissenschaft*, **24**: 327–338; Wiesbaden.
- TRIEB, G. (1967): Untersuchungen über den Einfluß verschiedener Unterlagen auf vegetative und generative Leistungseigenschaften des Rieslings. — *Die Weinwissenschaft*, **22**: 406–427, 447–474, 508–521; Wiesbaden.
- & BECKER, H. (1969): Untersuchungen über den Einfluß verschiedener Unterlagen auf die mineralische Ernährung des Edelreises. — *Die Weinwissenschaft*, **24**: 258–266; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H. (1958): Die Böden des Rheingaukreises und ihre pflanzenbauliche Nutzung. — *Der Rheingau von morgen*, Beih. 1: 43–69; Wiesbaden.
- (1959): Zum Kalkgehalt von Weinbergsböden in Hessen und zur bodenbedingten Chlorose. — *Weinberg u. Keller*, **6**: 85–88; Frankfurt a. M.
- (1960): Die Weinbergsböden. — *Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkd.*, **93**, (138): 38–43; Weinheim/Bergstr.
- (1965): Die Böden des Rheingaus. — *Das Rheingaubuch*, **1**: 31–44; Rudesheim.
- (1967): Erl. Bodenkt. Hessen 1:25000, Bl. 5913 Presberg, 59 S.; Wiesbaden.
- (1977): Weinbergsböden und Qualität. — *Symposium Qualitätsweinerzeugung*: 65–71; Freiburg.
- (1978): Wein und Gestein. — In: AMBROSI & BECKER: *Der Deutsche Wein*: 58–65; München.
- HORNEY, G., & BECKER, H. (1972): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5000, Bl. Gottesthal; Wiesbaden.
- KREUTZ, W., BAUER, W., BECKER, H., & SCHRÖDER, E. (1967): Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **50**, 86 S., 1 Atl.; Wiesbaden.
- & STÖHR, W. T. (1966): Erl. Bodenkt. Hessen 1:25000, Bl. 5914 Eltville, 138 S.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 28.2.1979

## Prograde Metamorphose in Quarziten des Taunus (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge)

Von

WOLFGANG SCHNEIDER und PETER PAULITSCH\*

**Kurzfassung:** Devonische Quarzite wurden im Hinblick auf die Orientierung der Quarz-Achsen sowie der Prismen- und Rhomboeder-Flächen optisch und röntgenographisch untersucht. – Für die Darstellung der Meßergebnisse wurden Computer-Programme entwickelt. Als Ergebnis kann festgestellt werden, daß die Quarzite mit zunehmender Metamorphose eine deutlichere Orientierung der Quarzhauptachsen sowie der Prismenflächen zeigen, mit dem Quarzmaximum VIII aus der sedimentären und Maximum II aus der Rekristallisationsphase.

**Abstract:** Prograde metamorphism of quartzites were realized by increasing orientation of quartz axes and of prism planes. The symmetry of fabrics were changed from monoclinic to orthorhombic with increasing deformation.

### Inhaltsverzeichnis

1. Fragestellung . . . . .		283
2. Optische Messungen . . . . .		283
3. Röntgenographische Messungen . . . . .		286
3.1. Zuordnung der Maxima zur c-Achsenverteilung. . . . .		287
3.2. Wertung der RTG-Aufnahmen . . . . .		290
4. Deformationsgeschichte der 3 Gesteine . . . . .		290
5. Schriftenverzeichnis . . . . .		291

### 1. Fragestellung

Im Raum von Ober-Rosbach, Saalburg und Straßenanschnitt Kolbenberg wurden Quarzite aufgesammelt. Die Orientierung wurde mit optischen und röntgenographischen Methoden bestimmt, wobei die Frage gestellt wurde, ob sich diese 3 Quarzite nicht nur durch ihr Alter, sondern auch durch ihr spezifisches Quarzitgefüge unterscheiden lassen.

### 2. Optische Messungen

Probe Nr. 1 (Unterdevon, Siegen)

Das Handstück stammt aus dem Quarzitbruch W der Autobahn Frankfurt – Kassel in der Höhe der Ortschaft Ober-Rosbach. Es wird von 6 paarweise „parallelen“ Flächen begrenzt.

\* Prof. Dr. P. PAULITSCH, W. SCHNEIDER, Institut für Mineralogie, Angewandte Kristall-, Mineral- u. Gesteinskunde der TH Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, 6100 Darmstadt.

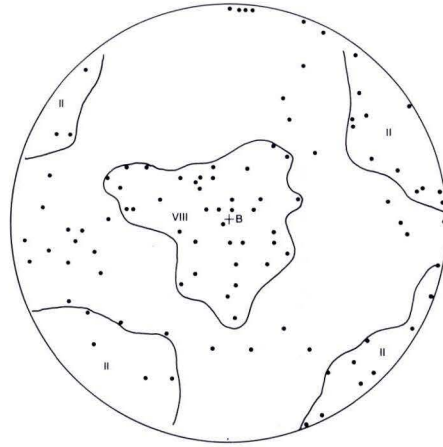


Abb. 1. Taunusquarzit, Pr. 1; 100 Quarzachsen mit Häufigkeitsfeldern; B = Lineation im Zentrum.

Das Gestein ist nicht gefärbt. Im Dünnschliff erkennt man eine sehr ungleichmäßige Körnung; die Korngrenzen sind unregelmäßig. Spaltbarkeit wird nicht beobachtet. Viele Körner weisen Längungen auf, die sich nach zwei Hauptrichtungen erstrecken. Die beiden Richtungen bilden einen Winkel von ca.  $90^\circ$  miteinander und laufen parallel zu den Winkelhalbierenden von  $c$  und  $a$  des Gefüges.

Abb. 1 zeigt das gemessene Kornlagendiagramm. Die Lineation  $L = B$  sticht dabei aus dem Mittelpunkt des Diagramms aus. Die Gesteinskoordinate  $c$  liegt am oberen, die Koordinate  $a$  am rechten Diagrammrand.

Die 100 gemessenen Körner lassen ein Max. in der Mitte der Projektion sowie zwei weitere Max. am Grundkreis erkennen. Die Max. sind durch Gürtel miteinander verbindbar.

Das Max. im Diagrammzentrum schwankt um die Lineation  $B$ . Es erhält die Nr. VIII gemäß der Beschreibung von FAIRBAIRN (1949: 10 u. 121). Die Punkthäufungen am Grundkreis dürfen demnach als Max. II bezeichnet werden. Max. II ist dadurch charakterisiert, daß die Rhomboederflächen des Quarzes parallel zur Schieferung liegen oder Wandständigkeit  $\perp (h01)$  vorliegt. Eine Unterscheidung der Rhomboederflächen  $r$  und  $z$  ist jedoch mit lichtoptischen Meßmethoden nicht möglich. Das Max. VIII ist aus sedimentären Strukturen bekannt. Es kann auf den Transport in minderteilbeweglichen Medien hinweisen (PAULITSCH & GUYOT 1967). Max. II wird oft in rekristallisierten Gefügen beobachtet (FAIRBAIRN 1949).

Aus dem Auftreten von 2 Maxima in diesem Gefügediagramm läßt sich eine 2phasigkeit der Geschichte dieses Gesteins ablesen:

1. Sedimentäre Rollung (Max. VIII)
2. Rekristallisation bei geringer Metamorphose (Max. II)

In demselben Schliff wurde versucht, die Kornlagen mit den Kornquerschnitten zu korrelieren. Dazu wurde die Gesamtmenge der gemessenen Körner mit dem Computer-Programm AUSWAL in neun Einzeldiagramme zerlegt.



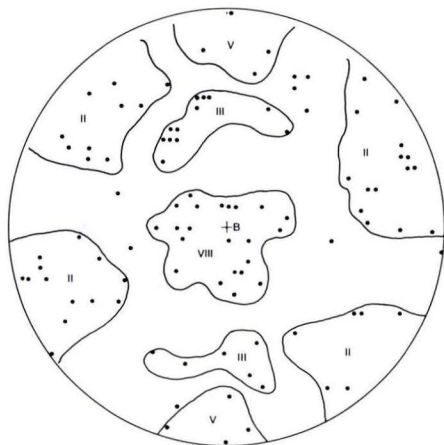


Abb.2. Taunusquarzit, Pr.2; 100 Quarzachsen; B = Lineation im Zentrum.

Max. VIII kommt in allen Größenklassen vor mit Ausnahme von  $350 \mu\text{m}^2$ . Zugleich wird beobachtet, daß nur die kleinen Körner zu dem Max. II beitragen, d. h. größere Körner sind an diesem Maximum nicht beteiligt. Daraus kann geschlossen werden, daß die kleinen Körner überwiegend rekristallisiert sind.

#### Probe Nr. 2 (Unterdevon, Siegen)

Dieses Handstück (Fundpunkt: Quarzitbruch Saalburg der Taunus-Quarzit-Werke Köppern/Ts.) hat makroskopisch eine ähnliche Form und Farbe wie Pr. 1. Unter dem Mikroskop zeigen sich einige deutliche Unterschiede zur vorigen Probe. Neben großen, kantigen Körnern ohne Längung treten lagenweise kleine bis kleinste Körner auf. Die Zwickel zwischen den großen Körnern und teilweise auch in den lagigen Bereichen sind mit submikroskopisch feinem Material gefüllt.

Das Diagramm der Abb. 2 beinhaltet 100 gemessene Körner aus diesem Schliff. Zu bemerken ist, daß in dem Gestein zwei Scherflächen auftreten, die einen Winkel von ca.  $70^\circ$  miteinander bilden. Diese zwei s-Flächen werden auch durch die Achsenlage der Quarze angedeutet.

Die Maxima am Grundkreis sind als Max. V und Max. II anzusprechen. Neben dem bereits beschriebenen Max. VIII finden sich noch Hinweise auf Max. III.

Auch hier wurde, wie bei Pr. 1 eine Aufteilung aller Meßpunkte nach verschiedenen Korngrößen vorgenommen: Es zeigt sich ein ähnlicher Effekt wie bei Pr. 1: Das Max. VIII wird von Körnern aller Größenklassen erzeugt, während die kleinen Körner in dem Max. II auftreten, das die Rekristallisation anzeigt.

Nach der geometrischen kann die genetische Interpretation versucht werden:

1. Das Max. VIII kann der sedimentären Phase zugeordnet werden (Rollung).
2. Die Max. II und III deuten auf Rekristallisation hin.
3. Das Max. V zeigt eine Deformation des Gesteins an.

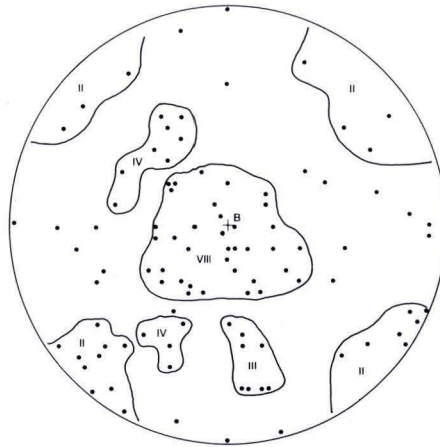


Abb. 3. Quarzit der Hermeskeil-Schichten, Pr. 3; 100 Quarzachsen; B = Lineation im Zentrum.

### Probe Nr. 3 (Unterdevon, Gedinne, Hermeskeil-Schichten)

Fundpunkt: Straßenanschnitt am Kolbenberg. Das Handstück ist von sehr viel mehr schief zueinander stehenden Flächen begrenzt als die anderen Proben. Im Anschliff wird eine deutliche, rötlich-braune Färbung sichtbar. Auf dem Dünnschliff-Foto erkennt man zwei (h01)-Flächen. Der Winkel zwischen beiden Flächenpolen beträgt etwa  $60^\circ$ . Die Körnung ist gleichmäßig, die Korngrenzen sind scharf, Zwickelfüllungen durch feines Material treten seltener auf als bei Pr. 1 und Pr. 2. Dies kann durch Rekristallisation des feinen Materials zu größeren Körnern gedeutet werden.

Durch die Unregelmäßigkeit des Handstücks sind die Gesteinskoordinaten schwerer zu erkennen als bei den anderen Proben. Das Gefügediagramm (Abb. 3) ermöglicht jedoch die Rekonstruktion dieser Koordinaten: Die Lineation B liegt wieder im Zentrum des Bildes. Die an dem Handstück sichtbaren Klüfte können deshalb als (h01)-, (hk0)- und (ac)-Klüfte angesprochen werden. Zu dem Max. VIII in der Mitte kommen noch viermal die Max. II am Grundkreis. Damit ist eine fast rhombische Gefügesymmetrie gegeben, die allerdings durch das Auftreten der Max. III und IV gestört wird.

Wieder sind alle Korngrößen an dem Max. VIII beteiligt. Es scheint auch hier so zu sein, daß die kleinen Körner rekristallisiert sind und in erster Linie die Max. II ausbilden.

### 3. Röntgenographische Messungen (RTG-Aufnahmen)

Zur weiteren Beurteilung der Regelungsverhältnisse in den drei Quarziten wurden mit dem Röntgen-Textur-Goniometer von jeder Probe je zwei Aufnahmen von der m- und der r-Netzebene angefertigt. Die zugehörigen 2- $\theta$  lauten  $20,9^\circ$  und  $26,6^\circ$ . Als Präparate dienten dünne Gesteinsscheiben (2–3 mm), die im Anschluß an die RTG-

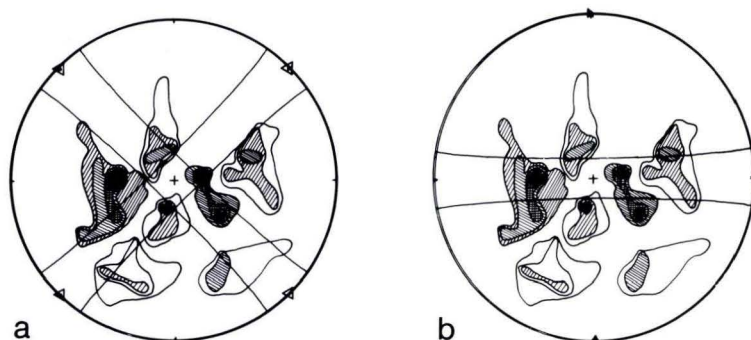


Abb. 4. Röntgenographisch ermittelte Prismenlage der Pr. 1 zum Max. II (Fig. a) und Max. V (Fig. b).

Aufnahmen auf Dünnschliffdicke (0,03 mm) heruntergeschliffen und für die optische Auswertung benutzt wurden. Somit ist die Position und die Orientierung der Präparate im Gestein für die optische und röntgenographische Messung identisch. In allen 6 Aufnahmen treten starke Peaks auf, die als Einkristallreflexe zu interpretieren sind. Nach AZAROFF (1968) liegt für Röntgenverfahren die optimale Korngröße bei  $\sim 5 \mu\text{m}$   $\varnothing$ . Der Kornquerschnitt liegt in allen Proben erheblich über diesem Wert. Daher wurden die starken Reflexe bei fehlender Nachbarbesetzung geringer gewertet als es ihr Betrag auf dem Schreiberdiagramm eigentlich erfordern würde.

### 3.1. Zuordnung der Maxima zur c-Achsenverteilung

Um einen Vergleich mit den Diagrammen aus der lichtoptischen Messung zu ermöglichen, müssen aus den Lagen der Maxima in den RTG-Aufnahmen die möglichen Positionen der jeweils zugehörigen c-Achsen rekonstruiert werden. Der Abstand der c-Achse [die mit dem (0001)-Flächenpol identisch ist] von der m-Netzebene beträgt beim Quarz  $90^\circ$ , der zu der r-Netzebene  $51^\circ$   $47'$ .

In den RTG-Diagrammen wurden die Intensitäten der Röntgenreflexe zu Feldern gleicher Intensität zusammengefaßt. Hierbei bedeutet die höchste Intensität das schwarze Feld. Die Intensitätsrelationen schwanken von 1:2,5 bis 1:5.

#### Probe Nr. 1, m-Fläche ( $10\bar{1}0$ )

Die zum Max. VIII zugehörigen m-Flächen sollten ein RTG-Maximum am Grundkreis erzeugen. Aufgrund des Beobachtungsausfalls oberhalb von  $70^\circ$  am Textur-Goniometer kann dieses Maximum bei identischer Orientierung von Dünnschliff und RTG-Probe nicht auftreten.

Die optischen Max. II würden zu einem diagonalen Kreuzgürtel im Prismendiagramm passen. Die vorhandenen Röntgen-Maxima lassen sich z.T. in diesen Bereich einordnen.

Darüber hinaus sind Maxima in einem EW-Gürtel vorhanden, die auf das Max. V hinweisen. Dieses Maximum trat bei den optischen Messungen nicht sehr deutlich hervor (Abb. 4a, b).

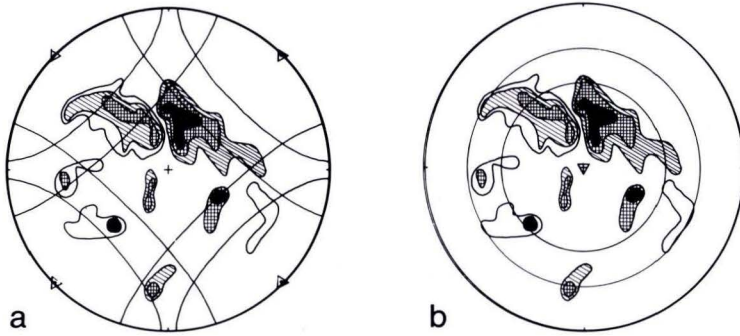


Abb.5. Röntgenographisch ermittelte Rhomboederlage zum Max. II (Fig.a) und zum Max.VIII (Fig.b) der Pr.1.

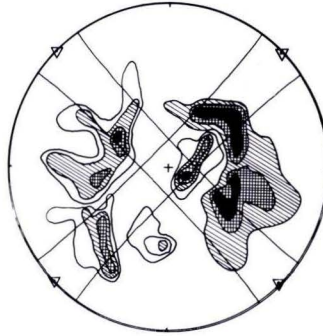


Abb.6. Röntgenographisch ermittelte Prismenlage zum Max. II der Pr.2.

#### Probe Nr. 1, r-Fläche (10 $\bar{1}1$ )

In den Max. II zugehörigen Gürteln finden sich Röntgenmaxima im Abstand von ca.  $51^\circ$  auf den Kleinkreisen. Daraus läßt sich die Existenz von zwei Positionen der Quarze in diesem c-Achsenmaximum ableiten (Abb. 5a).

Die parallel zur Lineation orientierten Körner (Max. VIII) erzeugen nur gering ausgeprägte Submaxima im zentralen Kleinkreis (Abb. 5b).

#### Probe Nr. 2, m-Fläche

In diesem Diagramm deuten die Maxima in den diagonalen Kreuzgürteln ebenfalls auf zwei Positionen der Quarzkörner hin. Die vom Zentrum der Projektion weiter entfernten m-Maxima sind jedoch stärker als das zentrale Maximum. Sie gehören zu den Quarzkörnern, deren Rhomboederfläche in der (ab)-Gesteinsfläche liegt.

Die exzentrische Lage des mittleren Maximums kann als Hinweis auf die schiefe Lage der Probe im Handstück gewertet werden (Abb. 6).

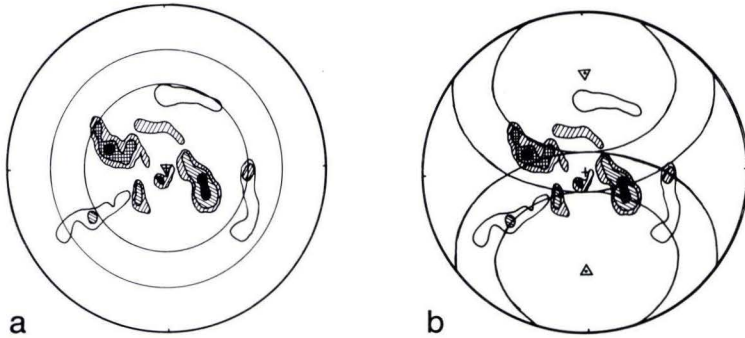


Abb. 7. Röntgenographisch ermittelte Rhomboederlage zum Max. VIII (Fig. a) und zum Max. III (Fig. b) der Pr. 2.

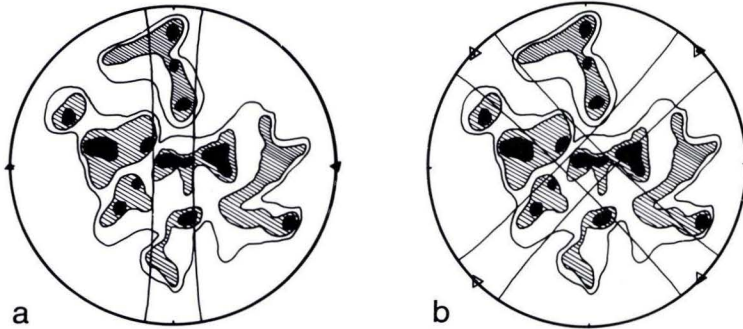


Abb. 8. Röntgenographisch ermittelte Prismenfläche der Pr. 3 zum Max. I (Fig. a) und zum Max. II (Fig. b).

#### Probe Nr. 2, r-Fläche

Im Kleinkreisring am Rand des Bereichs zum Max. VIII finden sich einige Rhomboedermaxima. Geeigneter erscheint jedoch eine Zuordnung zum Max. III, welches auch in Abb. 2 besetzt ist (Abb. 7a, b).

#### Probe Nr. 3, m-Fläche

Die Maxima sind über das ganze Diagramm verteilt. Als korrespondierende Maxima kommen Max. I und Max. II in Frage, sowie weitere Anteile von Reflexen derjenigen Körner, deren c-Achsen am Grundkreis verteilt sind. Für das Max. II ist wieder eine Doppelposition der m-Flächen denkbar (Abb. 8a, b).

#### Probe Nr. 3, r-Fläche

Hier zeigt sich eine deutliche Regelung der dem Max. VIII zugehörigen Rhomboederflächen ( $51^\circ$ ). Die starke Streuung der Prismenmaxima in dieser Probe

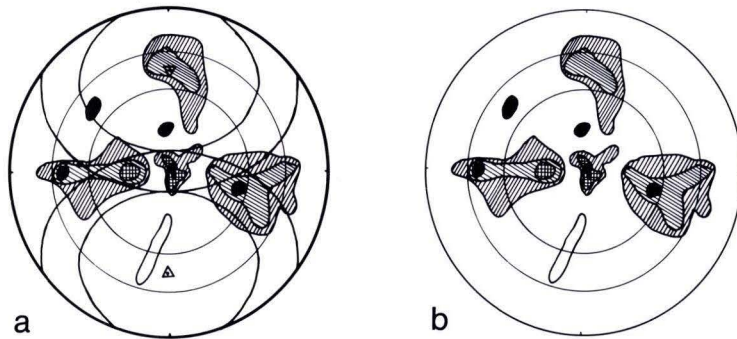


Abb.9. Röntgenographisch ermittelte Rhomboederfläche der Pr.3 zum Max. III (Fig.a) und zum Max. VIII (Fig.b).

unterstreicht die bevorzugte Einregelung der Körner nach der B-Achse. Diese Tatsache steht im Einklang zu Abb.3. Das scharfe Maximum im Zentrum des Diagramms bestätigt das optische Max. III (Abb. 9a, b).

### 3.2. Wertung der RTG-Aufnahmen

In allen drei Proben treten mehr oder weniger stark ausgeprägt die Rhomboedermaxima zum c-Achsen-Maximum VIII auf. Die zugehörigen Prismenmaxima liegen am Grundkreis und können durch die dort wirksam werdende Intensitätsabnahme nicht gemessen werden. Eine Überprüfung wäre nur durch einen zweiten Schnitt parallel zur B-Achse möglich.

Die Prismenmaxima zum Max. II zeigen stets zwei Positionen der Quarzkörner an.

Insgesamt bestätigen die Röntgenaufnahmen die nach den lichtoptischen Untersuchungen getroffenen Aussagen über das Regelungsverhalten in allen drei Gesteinen. Die in den Pr. 1 und 2 beobachteten, nicht sehr guten Einregelungen der Quarzkörner finden sich auch in den RTG-Diagrammen wieder.

## 4. Deformationsgeschichte der 3 Gesteine

In allen drei Quarziten treten die Max. VIII und II auf. In den jüngeren Gesteinen (Pr.1 u. 2) ist überwiegend eine monokline Gefügesymmetrie ausgeprägt; in dem älteren Gestein (Pr.3) beobachtet man eine fast rhombische Symmetrie. Aus der monoklinen Symmetrie können Rotationen von Scherflächen im Gefüge abgelesen werden, und damit kann auf einen tektonischen Transport geschlossen werden.

Im Falle des fast rhombischen Gefüges darf beinahe von einem rhombischen Plättungsgefüge als Am-Platz-Gefüge gesprochen werden. Damit wird auch eine dynamische Analyse möglich:

Als Hauptdruckrichtung kann die Symmetrale C angesehen werden. Mit steigendem Alter und Deformation wird eine Zunahme der Gefügesymmetrie beobachtet. Das ältere Gestein (Pr.3) ist offenbar einer stärkeren Metamorphose unterworfen gewesen als die anderen beiden Proben.

WILSON (1973) beschreibt in seinen Untersuchungen über das Mount-Isa-Gebiet (Australien) einen ähnlichen Effekt. Die Umwandlungen der Quarzkörner in den einzelnen Metamorphosen-Zonen finden in 4 Stufen statt:

1. In der Chlorit-Zone werden die ursprünglich gerundeten, spannungsfreien und unverformten Körner abgeflacht und erhalten Deformationsbänder und -lamellen.

2. In der Chlorit- und Biotit-Zone wachsen um diese Körner neue herum unter Beibehaltung der c-Achsen-Orientierung.

3. Diese neuen Körner wachsen unter Auflösung alter Körner (Biotit-Zone) und bilden polygonale Mikrostrukturen (Biotit-Cordierit-Zone).

4. In der Sillimanit-Zone wachsen einige Körner besonders stark und erhalten dabei sehr komplex verlaufende Umrisse.

Die c-Achsen Orientierungen verändern sich bei dieser zunehmenden Metamorphose sukzessiv:

Die anfänglich statistische Verteilung der Quarzhauptachsen geht über in periphere Gürtel, dann in Kreuzgürtel und schließlich in sehr scharfe Kreuzgürtel oder sogar einzelne Maxima.

Zu vergleichbaren Ergebnissen kommt SUZUKI (1970) bei der Untersuchung an japanischen Quarziten: „Mit steigendem Metamorphosegrad werden die Häufungen der Hauptachsen von Quarz unter Änderung ihrer Raumlage intensiver.“

#### 5. Schriftenverzeichnis

- AZAROFF, L. (1968): Elements of X-Ray Crystallography. — New York.
- FAIRBAIRN, H. W. (1949): Structural Petrology of Deformed Rocks. — Cambridge.
- PAULITSCH, P., & GUYOT, W. (1967): Quarzgefüge des Odenwaldes am Röntgen-Universaldrehtisch. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 168–175, 18 Abb.; Wiesbaden.
- SUZUKI, T. (1970): Röntgenographische Gefügeanalyse von Quarzschiefern aus Zentral-Shikoku, Japan. — Experimental and Natural Rock-Deformation, Ed. P. PAULITSCH (Springer).
- WILSON, C. J. L. (1973): The prograde microfabric in a deformed quartzite sequence, Mount Isa, Australia. — Tectonophysics, **19**: 39–81.

Manuskript eingegangen am 9.3.1979

## Hessisches Geologisches Schrifttum 1977 mit Nachträgen aus den Jahren 1967–1976

Bearbeitet von  
ANNELIES HERZBERG\*

### Nachtrag aus dem Jahre 1967

JORDAN, H. (1967): Zur Biostratigraphie und Fazies des Zechsteins im Germanischen Becken, unter besonderer Berücksichtigung des Thüringer Beckens. — Freiberger Forsch.-H., **C245**: 27–45, 2 Abb., 3 Tab.; Leipzig. [Hess. Senke.]

### Nachtrag aus dem Jahre 1968

ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa — Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. — Göttinger bodenk. Ber., **6**: 3–107, 39 Abb.; Göttingen. [Beispiele aus Hessen.]  
— & MEYER, B. (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? — Göttinger bodenk. Ber., **6**: 127–212, 12 Abb.; Göttingen. [Wetterau, Oberrheingebiet.]

### Nachtrag aus dem Jahre 1970

ALBRECHT, P. (1970): Etude de constituants organiques des séries sédimentaires de Logbaba et de Messel. Transformations diagénétiques. — Mémoire du service de la carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, **32**, 119 S., 60 Abb.; Strasbourg.  
SCHELLMANN, T. (1970): SANDBERGER's und BEYRICH's Ansichten zur Parallelisierung der Mainzer und Kasseler Tertiärbildungen (1853–1856). Zugleich ein Beitrag zur Frage des Unteroligocäns in Niederhessen. — Jber. wetterau. Ges. ges. Naturk., **121/122**: 55–62; Hanau.

### Nachtrag aus dem Jahre 1971

Motor-Columbus Ingenieurunternehmung AG, Baden/Schweiz: Studie über die thermische Belastbarkeit des Rheins. Berechnung „Thermische Belastung des Rheins im Bereich Basel bis Grenze Holland“. — Rheinisch-Westfälisches Elektrizitätswerk (RWE), VI, 99 S.; Essen 1971.

### Nachtrag aus dem Jahre 1972

BANAT, K., FÖRSTENER, U., & MÜLLER, G. (1972): Schwermetall-Anreicherungen in den Sedimenten wichtiger Flüsse im Bereich der Bundesrepublik Deutschland — eine Bestandsaufnahme. — Laboratorium f. Sedimentforschung der Universität Heidelberg, 230 S.; Heidelberg.  
BRECHTEL, H. M. (1972): Forsthydrologische Forschungsprojekte in Hessen (Bildbericht). — Hess. Forstl. Vers.-Anst., Inst. Forsthydrolog., 34 Bl., 26 Abb.; Hann. Münden (Sonderdr. aus der geplanten Informationsschrift II der Hess. Staatsforstverwalt., Wiesbaden).

\* Dr. A. HERZBERG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.



- FELKEL, K. (1972): Das Sohlenkorn des Rheins zwischen Straßburg und Bingen. — Mitt.-Bl. B.-Anst. Wasserbau, **32**: 77–87, 9 Abb., 5 Taf.; Karlsruhe.
- HINRICH, H. (1972): Rhein bei Karlsruhe und Koblenz, Gegenüberstellung von Abfluß, Schwebstoff- und Salzgehalt (einschließlich der Frachten). — Wasser, Luft und Betrieb, (12): 421–424, 9 Abb., 6 Tab.; Mainz.
- SCHWANDT, A. (1972): Beziehungen zwischen untertägigen Salzlösungszuflüssen und Tektonik im Kalibergbau der DDR. — Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, **17** (2): 177–190, 9 Abb.; Berlin.
- SEMMEL, A. (1972): Junge Reliefformung im Rhein-Main-Gebiet und ihre landschafts-ökologische Bedeutung. — Umweltreport: 327–329; Frankfurt a. M. (Umschau).

## Nachtrag aus dem Jahre 1973

- ALTMAYER, H. (1973): Die braunen Hornsteingerölle in den Main- und Rheinablagerungen. — Aufschluß, **24** (7/8): 307–309, 9 Abb.; Göttingen.
- BERTSCH, W., & LINKE, R. (1973): Untersuchungen zur Sorption der Radionuklide Sr-85 und Cs-137 an Lockersedimente des Oberrheines. — Dt. gewässerk. Mitt., **17** (3): 76–82, 5 Abb., 2 Tab.; Koblenz.
- GERHARD, H. (1973): Datenerfassung und -auswertung in Gewässerkunde und Umweltschutz (Einrichtung eines zusammengefaßten Meßdienstes in Hessen). — Dt. gewässerk. Mitt., Sonderh. **1973**: 68–70; Koblenz.
- GROSS, V. (1973): Petrographisch-geochemische Untersuchungen der Differentiation und der Kontaktwirkung des Basaltes vom Hohen Meissner bei Eschwege. — Diss.; Göttingen.
- HELLMANN, H. (1973): Neuere Untersuchungen über Auftreten, Menge, Herkunft und Verhalten von Mineralölen im Rhein. — Dt. gewässerk. Mitt., Sonderh. **1973**: 63–64; Koblenz.
- KALWEIT, H. (1973): Die Veränderung der Abflußverhältnisse durch die wirtschaftliche Entwicklung im hessischen Ried. — Dt. gewässerk. Mitt., Sonderh. **1973**: 30–34, 5 Abb.; Koblenz.
- KLAUSING, O., & SALAY, G. (1973): Gewässerkundliches Flächenverzeichnis Land Hessen. — Loseblattsammlung i. Ordner, 1 Kt.; Wiesbaden (Hess. L.-Anst. Umwelt).
- SCHAEFFER, R. (1973): Die Mineralien und Fossilien der ehemaligen Grube „Schnepfenbusch“ im Richelsdorfer Gebirge (Nordhessen). — Aufschluß, **24** (7/8): 319–321, 1 Lageskizze; Göttingen.
- SCHROTH, H. E. (1973): Die Beseitigung der Abfallstoffe der Kaliindustrie in der BRD. — Kali u. Steinsalz, **6**: 158–164; Essen.
- TIPPNER, M. (1973): Über den Umfang der Sohlenerosion in großen Gewässern. — Dt. gewässerk. Mitt., **17** (5): 125–130, 4 Abb., 7 Tab.; Koblenz. [Rhein.]
- VIESER, H. (1973): Folgen der Ausbaumaßnahmen am Oberrhein auf den Hochwasserabfluß. — Dt. gewässerk. Mitt., Sonderh. **1973**: 42–50, 7 Abb.; Koblenz.
- WENTZEL, K. F. (1973): Das Hessische Landschaftspflegegesetz vom 4. April 1973. — Natur- u. Landsch., **48** (12): 331–334, 3 Abb.; Stuttgart.
- WEYER, K. U. (1973): Modellvorstellung zur Untersuchung der unterirdischen Wasserzirkulation in Mittelgebirgen mit anstehendem Festgestein. — Dt. gewässerk. Mitt., **17** (4): 106–112, 12 Abb.; Koblenz. [Rheinisches Schiefergebirge.]
- Seit 1938 Tone aus dem Westerwald. — Silikat-J., **12** (8): 210–211, 2 Abb.; Selb 1973.

## Nachtrag aus dem Jahre 1974

- BRECHTEL, H. M., DÖRING, K. W., & SCHLAG, J. (1974): Ziele und Organisation des Forstlichen Schneemeßdienstes im Land Hessen. — Dt. gewässerk. Mitt., **18** (6): 137–146, 8 Abb.; Koblenz.
- BÜHMANN, D. (1974): Die Tonmineralzusammensetzung in den Sedimenten der Niederhessischen Senke als Indikator festländischer Verwitterung und brackisch-mariner Tonmineralneubildung. — Diss.; Göttingen.
- FAHLBUSCH, K. (1974): Zur Geologie von Odenwald und Rheingraben. — Jb. techn. Hochsch.: 39–78, 9 Abb., 1 Tab.; Darmstadt.
- FRICKE, K., & MICHEL, G. (1974): Mineral- und Thermalwässer der Bundesrepublik Deutschland. — Mineralbrunnen, **24** (3): 70–89, 1 Tab., 1 Kt.; Bonn–Bad Godesberg.

- GEBHARDT, H. (1974): Anionen-Sorptionseigenschaften allophanreicher tropischer Böden als Faktor der Bodenfruchtbarkeit. — Mitt. dt. bodenk. Ges., **20**: 239–251, 3 Abb., 1 Tab.; Göttingen. [Westerwald.]
- KUDER, G. (1974): Unwetterschäden in den Weinberglagen des Rheingaaues. — Natur u. Landsch., **49** (1): 12–16, 4 Abb.; Stuttgart.
- LASKOWSKI, N., POMMERENKE, D., SCHÄFER, A., & TOBSCHALL, H. J. (1974): Hohe Quecksilberkonzentration in Sedimenten des Ginsheimer Altrheins. — Naturwiss., **61** (12): 681, 1 Abb.; Berlin–Heidelberg–New York.
- LEPPERT, H. (1974): Mineralwasser-Trinkkuren in unserer Zeit. — Heilbad u. Kurort, **26** (3): 92–94, 2 Abb., 2 Anal.; Gütersloh. [Bad Wildungen.]
- MEYER, H. (1974): Der Fuldaausbau hat begonnen. — Weser, **48** (11): 185–186, 3 Abb.; Bremen.
- NEMETH, K., & GRIMME, H. (1974): Kaliumdynamik bei Roterden mit kaolinitischer Mineralzusammensetzung im Tonanteil und deren Bedeutung für die Ertragsbildung. — Mitt. dt. bodenk. Ges., **20**: 194–200, 2 Tab.; Göttingen. [Hess. Senke.]
- SADLER, P. M. (1974): The Role of Slumping in the Deposition of Conglomerate and Marl among the Kulm Greywackes of the Edersee Area. — Nachr. dt. geol. Ges., **11**: 39–40; Hannover.
- SCHRADER, L. (1974): Untersuchungen über die Dynamik des Wasserhaushaltes von Weinbergsböden mit Hilfe der Neutronensonde. — Diss.; Bonn. [Rheinisches Schiefergebirge.]
- SINNER, K. (1974): Der Spessart, eine Landschaft im Umbruch. — Natur u. Landsch., **49** (6): 166–169, 4 Abb.; Stuttgart.
- SOLMSDORF, H. (1974): Die „Oberrheinische Seenplatte“ im Satellitenbild. — Natur u. Landsch., **49** (3): 71–73, 1 Abb.; Stuttgart.
- Künstliche Grundwasseranreicherung am Rhein. — Wiss. Ber. über Unters. u. Planungen d. Stadtwerke Wiesbaden AG, **2**, 224 S., Tab., Abb.; Wiesbaden 1974.

## Nachtrag aus dem Jahre 1975

- AMSTUTZ, G. C., MEISL, S., & NICKEL, E. (1975): Mineralien und Gesteine im Odenwald. Beiträge zum heutigen Forschungsstand. — Aufschluß, **27** (Odenwald), 344 S., Abb.; Heidelberg.
- BACKHAUS, E. (1975): Der Buntsandstein im Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 299–320, 5 Abb.; Heidelberg.
- BASKAYA, H. S. (1975): Untersuchungen über die organischen Stoffe in türkischen Teeböden sowie deutschen Basalt- und Lockerbraunerden. — Diss.; Göttingen [Hartmannshain; Hess. Senke.]
- BECKSMANN, E. (1975): Tektonik des Deckgebirges im Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 281–283; Heidelberg.
- BRAUN, U. (1975): Stoff, Form und Gestalt am Odenwälder Felsberg. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 331–335, 1 Abb.; Heidelberg.
- BROD, H. G., & PREUSSE, H.-U. (1975): Einfluß von Auftausalzen auf Boden, Wasser und Vegetation. — Rasen-Turf-Gazon, (1,2): 21–27 u. 46–54, 6 Abb.; Bonn–Bad Godesberg (Hortus). [Betr. auch Untersuchungen im Landkreis Hersfeld-Rotenburg und Raum Frankfurt a. M.]
- BRÜNING, H. (1975): Paläogeographisch-ökologische und quartärmorphologische Aspekte im nördlichen und nordöstlichen Mainzer Becken. — Mainzer naturwiss. Arch., **14**: 5–91, 37 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- FAHLBUSCH, K. (1975): Das Schollenmosaik im Bereich der östlichen Rheingraben-Schulter zwischen Dossenheim und Langen (Hessen). — Aufschluß, **27** (Odenwald): 33–37; Heidelberg.
- & SCHMIDT, R. H. (1975): Geologisch-tektonische Interpretation archäologischer Fundortkarten (Jungpaläolithikum bis Latène) des Darmstädter Raumes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 337–344; Heidelberg.
- FETTEL, M. (1975): Bergbaugeschichte des Odenwaldes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 267–280, 7 Abb.; Heidelberg.
- (1975): Die Blei- und Kupfererzvorkommen bei Reichenbach im Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 249–254, 2 Abb.; Heidelberg.
- (1975): Opalvorkommen im Odenwald. — Aufschluß, **26**: 294; Göttingen.
- FLEIGE, H., & MEYER, B. (1975): Mineralisch fixiertes Ammonium in jungpleistozänen Sedimenten Norddeutschlands und ihren Fossilien und holozänen Böden: Ein Indikator für litho- oder

- pedogenetische Prozesse und Herkünfte? — Göttinger bodenk. Ber., **34**: 315–328, 1 Abb.; Göttingen. [Material auch aus Nordhessen.]
- FRENZEL, G. (1975): Die Nephelinsteinparagenese des Katzenbuckels im Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 213–228, 13 Abb., 5 Tab.; Heidelberg.
- GOLWER, A., MATTHES, G., & SCHNEIDER, W. (1975): Effects of waste deposits in groundwater quality. — Proc. of the Moscow Symposium Groundwater Pollution, August 1971, JAHS-AISH Publ. No **103**: 159–166. [Frankfurter Stadtwald]
- GRAUL, H. (1975): Zur Geomorphogenese des kristallinen Odenwaldes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 27–31; Heidelberg.
- HABERER, K. (1975): Über die Relevanz von Gewässergüteuntersuchungen für die Wasserversorgung, dargestellt am Beispiel des Rheins. — Gewässerschutz-Wasser-Abwasser, **19**: 131–148; Aachen.
- HEIM, W. (1975): Entwicklungstendenzen im Untertagebereich des westdeutschen Kaliberbaus. — Kali u. Steinsalz, **6**: 375–382; Essen.
- HELLMANN, K.-N. (1975): Die Granodioritporphyrite des Bergsträßer Odenwaldes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 189–196, 4 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- EMMERMANN, R., & LIPPOLT, H. J. (1975): Stoffbestand der Granodioritporphyrite des Bergsträßer Odenwaldes. — N. Jb. Mineral., Abh., **123** (3): 253–274, 9 Abb., 6 Tab., 2 Beil.; Stuttgart.
- HINDEL, R. (1975): Geochemische Untersuchung der Paragneise zwischen Heppenheim und Lindenfels/Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 135–139, 2 Tab.; Heidelberg.
- HINRICH, H. (1975): Die neuen gewässerkundlichen Gebietskennziffern des Rheins und seiner Nebenflüsse innerhalb der Bundesrepublik Deutschland und Hinweise auf frühere Kennsysteme. — Dt. gewässerk. Mitt., **19** (6): 171–175, 2 Abb.; Koblenz.
- (1975): Die Schwefelbelastung der Weser und der Vergleich mit Elbe und Ems. — Dt. gewässerk. Mitt., Sonderh. **1975**: 113–120, 4 Abb., 4 Tab.; Koblenz.
- KLEMM, D. D., & FAZAKAS, H. (1975): Die Schwerspatvorkommen des Odenwaldes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 263–266; Heidelberg.
- & WEBER-DIEFENBACH, K. (1975): Zur Genese Odenwälder Amphibolite, Gneise und Basite. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 141–148, 4 Abb.; Heidelberg.
- KNAPP, R., & ASTHALTER, K. (1975): Forstliche Wuchsraum-Einheiten von Hessen. — Oberhess. naturwiss. Z., **42**: 13–20, 3 Abb.; Gießen.
- KOEPPEL, H.-D. (1975): Zum Entwicklungsstand der Naturparke in der Bundesrepublik Deutschland. — Natur u. Landschaft, **50** (10): 265–273, 5 Tab.; Stuttgart.
- KREUZER, H., & HARRE, W. (1975): K/Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des Kristallinen Odenwaldes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 71–77, 2 Abb.; Heidelberg.
- LASKOWSKI, N., KOST, T., POMMERENKE, D., SCHAEFER, A., & TOBSCHALL, H. J. (1975): Heavy-metal an organic-carbon content of recent sediments near Mainz. — Naturwiss., **62** (3): 136, 1 Tab.; Berlin.
- LEVIN, P. (1975): Über eine gangförmige Vererzung bei Schriesheim im südwestlichen Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 255–262, 5 Abb.; Heidelberg.
- LIPPOLT, H. J., BARANYI, I., & TODT, W. (1975): Die Kalium-Argon-Alter der postpermischen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 205–212, 2 Abb.; Heidelberg.
- LUETKEMEIER, S. (1975): Die Grundwasserzirkulation im Schelder Wald (Hessen) unter Berücksichtigung möglicher Verschmutzung durch Deponien. — Diss.; Berlin.
- MÄUSSNEST, O. (1975): Die Anomalien des erdmagnetischen Feldes im Gebiet des Katzenbuckels. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 229–234, 3 Abb.; Heidelberg.
- MAGGETTI, M. (1975): Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 87–107, 11 Abb., 2 Tab.; Heidelberg.
- & RADCZEWSKI, O. W. (1975): Zur Brennfarbe eisenhaltiger Tone. — Keramik-Z., **27**: 464–468, 9 Abb., 3 Tab.; Freiburg i.Br. [Westerwälder Klinkertone.]
- MEISL, S. (1975): Die Ganggesteine des Melibocus-Gebietes im Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 175–188, 6 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- (1975): Uranmineralisationen und begleitende Erzparagenesen im Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 245–248; Heidelberg.

- MÜLLER, D. (1975): Zum Einfluß der Aufwärmung auf die mikrobiologischen Stoffumsetzungen in Gewässern. — Dt. gewässerk. Mitt., **19** (3): 76–82, 7 Abb.; Koblenz. [Rhein.]
- NEGENDANK, J. F. W. (1975): Permische und tertiäre Vulkanite im Bereich des nördlichen Odenwaldes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 197–204, 1 Abb., 3 Tab.; Heidelberg.
- NICKEL, E. (1975): Geologische Position und Petrogenese des kristallinen Odenwaldes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 1–25, 7 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- & ZURBRIGGEN, B. (1975): Die Entwicklung der Neunkircher Flasergranitoide. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 159–174, 9 Abb.; Heidelberg.
- OESTERLE, F. P., & LIPPOLT, H. J. (1975): Isotopische Datierung der Langbeinitbildung in der Kalisalzagerstätte des Fuldabeckens. — Kali u. Steinsalz, **6** (11): 391–398, 2 Tab.; Essen.
- OKRUSCH, M., RAUMER, J. v., MATTHES, S., & SCHUBERT, W. (1975): Mineralfazies und Stellung der Metamorphite im kristallinen Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 109–134, 2 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- OLBERT, G. (1975): Talentwicklung und Schichtstufenmorphogenese am Südrand des Odenwaldes. — Tübinger geogr. Studien, **64**, 121 S., 40 Abb., 4 Tab., 4 Kt.; Tübingen.
- PAULITSCH, P., & GUYOT, W. (1975): Quarzgefüge im Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 67–69, 4 Diagr.; Heidelberg.
- PFLUG, H. D. (1975): Sporenstratigraphische Korrelation des Vogelsberg-Gebietes mit benachbarten Tertiärbecken (Das Nordwestdeutsche Tertiärbecken, Beitrag Nr.13). — Oberhess. naturwiss. Z., **42**: 21–30, 5 Abb.; Gießen.
- PICKEL, H.-J. (1975): Die Solebohrungen von Kassel-Wilhelmshöhe. — Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau, **26** (8): 277–281, 2 Abb., 1 Tab.; Köln.
- PRIER, H. (1975): Tuffe und Sedimente des Rotliegenden im Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 285–298, 6 Abb., 1 Kt.; Heidelberg.
- RAMDOHR, P. (1975): Der Odenwald und seine geologische Erforschung. — Aufschluß, **27** (Odenwald), 1 S.; Heidelberg.
- (1975): Der Silberkobalterzgang mit Kupfererzen vom Wingertsberg bei Nieder-Ramstadt im Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 237–243, 4 Abb.; Heidelberg.
- (1975): Die Lagerstätten des Odenwaldes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 235–236; Heidelberg.
- RAUMER, J. F. v., & MAGGETTI, M. (1975): Basite und Paragneise im Bereich von Heppenheim–Lindenfels, ein Vergleich geologischer Strukturen. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 39–45, 3 Abb.; Heidelberg.
- ROTH, H. J. (1975): Westerwald. — Skript-Reihe Naturschönheiten unserer Heimat, 62 S., Abb.; Stuttgart (Fink). [Natur- und Landschaftsschutzgebiete.]
- SCHADE, H. (1975): Die Ölschiefergrube Messel bei Darmstadt. — Glückauf, **111** (24): 1172–1176, 5 Abb.; Essen.
- SCHÄLICHE, W. (1975): Die Otzberg-Zone. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 47–57, 4 Abb.; Heidelberg.
- SCHLEICHERT, U. (1975): Schwermetallgehalte der Schwebstoffe des Rheins bei Koblenz im Jahresablauf. — Dt. gewässerk. Mitt., **19** (6): 150–157, 5 Abb., 5 Tab.; Koblenz. [Proben aus Rhein und Main.]
- SCHROTH, H. E. (1975): Die Salzbelastung der Werra und Weser aus der Sicht der Kaliindustrie. — Dt. gewässerk. Mitt., Sonderh. **1975**: 77–83, 10 Abb.; Koblenz.
- SEMMEL, A. (1975): Schuttdecken im Buntsandstein-Odenwald. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 321–329, 3 Abb.; Heidelberg.
- STRACK, H. (1975): Denkmalpflege — kritisch betrachtet. — Natur u. Landsch., **50** (11): 295–298, 3 Abb.; Stuttgart. [Rheinuferautobahn Eltville–Walluf.]
- STREIT, U. (1975): Ein Schätzverfahren zur Bemessung von Versorgungsspeichern auf der Grundlage physiographischer Einzugsgebietscharakteristika. — Dt. gewässerk. Mitt., **19** (3): 65–76, 10 Abb., 4 Tab.; Koblenz. [Flußgebiet der Lahn.]
- STRÜBEL, G. (1975): Über ein Urpferd der Gattung *Propalaeotherium* aus der Fossilfundstelle Messel, Hessen. — Oberhess. naturw. Z., **42**: 5–12, 4 Abb., 2 Tab.; Gießen.
- TABORSZKY, F. K., TAUPITZ, D., & GEHLEN, K. v. (1975): Der Auerbacher Marmor. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 149–157, 4 Abb.; Heidelberg.
- VEH, G. M. (1975): Die Salzbelastung der Flüsse im Einzugsgebiet der Weser. — Dt. gewässerk. Mitt., Sonderh. **1975**: 72–77, 6 Abb.; Koblenz.

- WAGNER, G. A., & STORZER, D. (1975): Spaltspuren und ihre Bedeutung für die thermische Geschichte des Odenwaldes. — Aufschluß, **27** (Odenwald): 79–85, 2 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- WEISS, W., & ROETHER, W. (1975): Der Tritiumabfluß des Rheins 1961–1973. — Dt. gewässerkr. Mitt., **19** (1): 1–5, 3 Abb., 1 Tab.; Koblenz.
- WILLE, W. (1975): Qualität des Weserwassers — Einstufung in Nutzungsbereiche. — Dt. gewässerkr. Mitt., Sonderh. **1975**: 84–87, 5 Abb., 1 Tab.; Koblenz.
- WOHLLEBEN, H. (1975): Die Notwendigkeit eines Wärmelastplanes für die Weser. — Dt. gewässerkr. Mitt., Sonderh. **1975**: 94–98, 4 Abb.; Koblenz.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Ergänzungsh. Land Hessen. Rhein- und Weseranteil. Abflußjahr 1973. — 135 S., 3 Kt., Wiesbaden (Hess. L.-Anst. Umwelt) 1975.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) (1975): Gewässergütekarte für den Gesamtbereich der Bundesrepublik Deutschland. T.1: Beurteilungskriterien zur Erfassung der Gewässergüte. Erläuterungen zur Karte; T.2: Gewässergütekarte; Mainz (Min. Landwirtsch., Weinbau u. Umweltschutz d. Landes Rheinland-Pfalz).

## Nachtrag aus dem Jahre 1976

- ABRAHAM, K. H., & PAHL, A. (1976): Bauwerksbeobachtung der großen Untertageräume des Pumpspeicherwerks Waldeck II. — Bautechn., **53** (5): 145–155, 23 Abb.; Berlin.
- ALTMAYER, H. (1976): Carneole als Rheingerölle und die Möglichkeiten ihrer Herkunft. — Aufschluß, **27**: 353–356, 2 Abb.; Heidelberg.
- AMANN, P., BEST, G., & SCHNEIDER, W. (1976): Bodenmechanische und geologisch-sedimentpetrographische Ergebnisse einer 100 m tiefen Kernbohrung im Untermiozän von Frankfurt am Main. — Geol. Jb., **C16**: 23–68, 19 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- ARMBRUSTER, J., & KOHM, J. (1976): Auswertung von Lysimetermessungen zur Ermittlung der Grundwasserneubildung in der badischen Oberrheinebene. — Wasser u. Boden, **28** (11): 302–306, 5 Abb., 3 Taf.; Hamburg–Berlin.
- BAUER, W., & DISTER, E. (1976): Sicherung von Feuchtland in Hessen. — Natur u. Landsch., **51** (12): 351–352; Stuttgart.
- BENEK, R., KATZUNG, G., & RÖLLIG, G. (1976): Variszischer subsequenter Vulkanismus und tektonogene Entwicklung im Gebiet der DDR. — Jb. Geol., **7/8**: 17–31, 4 Abb.; Berlin. [Mitteleuropa.]
- BRAUN, E. (1976): Die Braunkohlenlagerstätte des Meißner und die wirtschaftlichen Aspekte des Bergbaues. — Hessische Heimat, **26** (3): 85–88, 3 Abb.; Marburg/Lahn.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOČI, A., & TILLMANN, W. (1976): Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **151** (3): 358–378, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart. [Rhein-Main-Gebiet.]
- (1976): Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 1–17, 5 Abb.; Öhringen/Württ. [Datenmaterial aus Hessen: Horloff-Graben, Bad Soden, Wiesbaden.]
- DACHROTH, W. (1976): Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas (Ein Beitrag zur Anwendung gesteinsmagnetischer Daten in der Stratigraphie). — Geol. Jb., **E10**: 3–71, 19 Abb., 3 Taf.; Hannover. [Wetterau, Richelsdorfer Gebirge, Frankenberger Bucht.]
- DELERI, S. Y. (1976): Die Stratigraphie und Fazies des Zechsteins im Ostsauerland, im Raum Adorf–Niedermarsberg. — Diss.; Clausthal-Zellerfeld.
- DELISLE, G. (1976): Erdwärme-Nutzung auch in Deutschland? — Umschau, **76** (20): 651–653, 2 Abb.; Frankfurt a. M. [Rheingraben.]
- DENEKE, E. M. (1976): Die Petrographie der Kulm-Grauwacken des Edergebietes (NE Rheinisches Schiefergebirge). — Diss.; Hannover.
- DIES, K. (1976), mit Beitr. v. BIBUS, E., BOSINSKI, G., FIEDLER, L., FRANZEN, J. L., JORNS, W., KOENIGSWALD, G. H. R. V., KRÜGER, H., & STORCH, G.: Die Wetterau und ihre Randgebiete. Ausgewählte Abschnitte zur Geomorphologie, Paläoökologie und Archäologie. — Rhein-Main. Forsch., **82**, 257 S., Abb., Tab.; Frankfurt a. M.
- EIKAMP, H. (1976): Das Ölschiefervorkommen von Messel bei Darmstadt — eine mitteleozäne Fossilfundstätte. — Jber. wetterau. Ges. ges. Naturk., **125/128**: 41–50, 8 Abb.; Hanau.

- (1976): *Notogoneus longiceps* (H. v. MEYER) aus dem Untermiozän (Aquitän) bei Mainz-Kastel. — Aufschluß, **27**: 257–259, 2 Abb.; Heidelberg.
- ELLENBERG, J. (1976): Zur rezenten Sedimentation der Werra in Südthüringen. — Z. geol. Wiss., **4** (5): 781–795, 3 Abb., 1 Tab., 4 Beil.; Berlin.
- FINK, J. (1976): Internationale Lößforschungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 220–235, 6 Abb., 1 Tab.; Öhringen/Württ. [Pleistozänprofile aus Hessen.]
- FRIEDRICH, K. (1976): Der Braunkohlenbergbau in Hessen. — Braunkohle-Wärme-Energie, **28** (5): 161–167, 5 Abb., 11 Tab.; Düsseldorf.
- GEORGOTAS, N. (1976): Das Mineralwasservorkommen in der mittleren Mainregion. — Heilbad u. Kurort, **28** (10/11): 338–341, 3 Abb.; Gütersloh.
- GLATTHAAR, D. (1976): Die Entwicklung der Oberflächenformen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge zwischen Lahn und Ruhr während des Tertiärs. — Z. Geomorph., NF Suppl.-Bd. **24**: 79–87, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin–Stuttgart.
- GÖBEL, P. (1976): Beobachtungen zur Schichtstufenentwicklung im Fulda-Werra-Bergland. — Z. Geomorph., NF Suppl.-Bd. **24**: 33–41, 4 Abb.; Berlin–Stuttgart.
- HAASE, G. (1976): Beitrag zur Kenntnis der Salzlagerstätte im thüringischen Werra-Kaligebiet. — Jb. Geol., **7/8**: 211–261, 9 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- HAENEL, R. (1976): Die Bedeutung der terrestrischen Wärmestromdichte für die Geodynamik. — Geol. Rdsch., **65** (3): 797–809, 9 Abb.; Stuttgart. [Karte über die Verteilung der terr. Wärmestromdichte i. d. Bundesrep. Deutschland.]
- HEINTZE, G. (1976): Landschaftsplanung und Landschaftspflege am Meißner 1950–1970. — Hessische Heimat, **26** (3): 88–98, 11 Abb.; Marburg/Lahn.
- HOPPE, W. † (1976): Zur Bildungsgeschichte des Buntsandsteins im Germanischen Buntsandsteinbecken. — Z. geol. Wiss., **4** (11): 1457–1471, 4 Abb.; Berlin.
- KAEVER, M., & MEIBURG, P. (1976): Stratigraphy of the tertiary and its depositional sedimentary environments of the Diemel-Weser area (Hessen Graben, W-Germany). — Bull. Soc. géol. France, (7) **18** (5): 1277–1282, 2 Abb.; Paris.
- KAISER, G. (1976): Hydrogeologische Untersuchungen im Niederschlagsgebiet der Ohm (Hessen). — Gießener geol. Schr., **10**, 210 S. 31 Abb., 40 Tab.; Gießen.
- KALWEIT, H. (1976): Die Station zur kontinuierlichen Messung der Rheinwasserbeschaffenheit in Mainz. — Wasser u. Boden, **28** (11): 283–287, 7 Abb., 2 Taf.; Hamburg–Berlin.
- KARAFIAT, H. (1976): Zwanzig Jahre Institut für Naturschutz Darmstadt. — Hess. florist. Briefe, **25** (2/3): 20–56, Abb.; Darmstadt.
- KLAUSING, O., & SALAY, G. (1976): Die Messung des Wasserumsatzes im Felde (I–III). — Dt. gewässerk. Mitt., **20** (1): 1–7, 4 Abb., 2 Tab.; **20** (3): 70–79, 9 Abb., 1 Tab.; **20** (4): 100–111, 7 Abb., 4 Tab.; Koblenz. [Ergebnisse aus der ökologischen Forschungsstation Alsbach/Bergstraße.]
- KNOP, E. (1976): Sicherung der zukünftigen Wasserversorgung nach Menge und Qualität. — Vom Wasser, **46**: 179–198; Weinheim a. d. B. [Rhein.]
- KOSTAL, J. S. (1976): Weinbergssflurbereinigung im Rheingau. — Z. Kulturtechn. u. Flurberein., **17** (6): 358–366; Berlin–Hamburg.
- KOWALCZYK, G. (1976): Rotliegendes in Südhessen. — Forschungsber. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Frankfurt: 20–21; Frankfurt a. M.
- KOZUR, H. (1976): Ökologisch-fazielle Probleme bei der stratigraphischen Gliederung und Korrelation der germanischen Trias und faziell ähnlicher Triasablagerungen. — Jb. Geol., **7/8**: 87–108; Berlin.
- KRONBERG, P. (1976): Bruchstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges, des Münsterlandes und des Niederrheins — kartiert in Aufnahmen des Erderkundungs-Satelliten ERTS-1. — Geol. Jb., **A33**: 37–48, 4 Abb.; Hannover.
- KUHN, G. (1976): Die Fischerei am Oberrhein. Geschichtliche Entwicklung und gegenwärtiger Stand. — Hohenheimer Arb., Reihe: Agrarökonomie, **83**, 196 S., 80 Abb.; Stuttgart (Ulmer).
- KUTSCHER, F. (1976): Fossilien aus dem Hunsrückschiefer. Eine Kolonie mit *Parisangulocrinus* sp. (*cucumis*-Gruppe?). — Aufschluß, **27**: 293–295, 1 Abb.; Heidelberg.

- (1976): WILHELM ERICH SCHMIDT und die Crinoideen des Hunsrückschiefers (Forscher, Liebhaber und Sammler der Hunsrückschiefer-Fossilien. 9). – Mainzer naturwiss. Arch., **15**: 223–228, 1 Abb.; Mainz.
- MARTINI, E. (1976): Regionale Geologie und Paläontologie des Mainzer Beckens i. w. S. und der hessischen Rhön. – Forschungsber. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Frankfurt: 25; Frankfurt a. M.
- MRASS, W. (1976): Landschaftsplanungen in der Bundesrepublik Deutschland. – Natur u. Landsch., **51** (4): 106–108, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1976): Zwanzig Jahre Naturparke – ein Kartenvergleich. – Natur u. Landsch., **51** (5): 127–129, 2 Abb.; Stuttgart. [Hess. Naturparke.]
- MURAWSKI, H. (1976): Geotraverse Rhenoharzynikum. – Forschungsber. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Frankfurt: 29–30; Frankfurt a. M.
- NEULAND, H. (1976): A prediction model of landslips. – Catena, **3** (2): 215–230, 6 Abb., 8 Tab.; Gießen. [Untersuchungen von Rutschungen auch in Hessen.]
- NICKEL, H. (1976): Hochfrequenz-Bohrloch-Meßmethode zum Nachweis von Salzgesteinsarten in der Bohrlochumgebung. – Geol. Jb., **E6**: 47–66, 13 Abb., 2 Tab.; Hannover. [Werra-Gebiet.]
- NIESCHALK, C. (1976): Exkursion hessischer Floristen in das Naturschutzgebiet „Meißner“. – Hess. florist. Briefe, **25** (4): 64–68, 2 Abb.; Darmstadt.
- PETITJEAN, K. (1976): Halde der Grube Reichenbach im Odenwald – ein erloschener Fundpunkt. – Aufschluß, **27**: 315–316; Heidelberg.
- PRIMKE, G., & RADZINSKI, K.-H. (1976): Zur Gliederung des mittleren Buntsandsteins (Volpriehausen- bis Solling-Folge) im Subherzynyen Becken. – Z. geol. Wiss., **4** (11): 1473–1481, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- PRÜFERT, J. (1976): Der Zechstein auf Blatt 5620 Ortenberg/Hessen. – Forschungsber. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Frankfurt: 35–37, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1976): Kleintektonische Untersuchungen zum Bau und zur Stellung der metamorphen Zone am Taunus-Südrand. – Forschungsber. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Frankfurt: 34–35; Frankfurt a. M.
- (1976): Mitarbeit am Forschungsprogramm „Geotraverse Rhenoharzynikum“. – Forschungsber. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Frankfurt: 37–39; Frankfurt a. M.
- PUFF, P., & RADZINSKI, K.-H. (1976): Zur Paläogeographie und lagerstättenkundlichen Bedeutung des tieferen und mittleren Buntsandsteins im südlichen und mittleren Teil der DDR. – Z. geol. Wiss., **4** (11): 1483–1503, 12 Abb.; Berlin.
- RADCZEWSKI, O. E. (1976): Die Westerwälder Tone. – Keramik-Z., **28**: 256; Freiburg i. Br.
- RIEHL, R. (1976): Die Fische der Schwalm mit einem Bestimmungsschlüssel nach der Eistruktur. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturk., **125/128**: 1–14, 1 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Hanau. [Analyseergebnisse.]
- SABELBERG, U., MAVROCORDAT, G., ROHDENBURG, H., & SCHÖNHALS, E. (1976): Quartärgliederung und Aufbau von Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen in Bereichen mit Dominanz periglazialer Hangsedimente, dargestellt am Quartärprofil Dreihausen/Hessen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 93–120, 7 Abb., 3 Taf.; Öhringen/Württ.
- SALAH, A. A. (1976): Phylogenie und Biostratigraphie devonischer Nowakiidae (Dacryoconarida). – Diss.; Hamburg. [Kellerwald.]
- SAUER, H. (1976): Die Meißnerlandschaft. – Hessische Heimat, **26** (3): 82–84, 2 Abb.; Marburg/Lahn.
- SCHADE, H. (1976): Vorzeitiges Ende der Kohlegewinnung am Meißner – was wird aus der Bergbaulandschaft? – Hessische Heimat, **26** (3): 99–106, 4 Abb.; Marburg/Lahn.
- SCHÄFER, W. (1976): Aktuopaläontologische Beobachtungen. Zur Fossilisation von Vögeln. – Natur u. Mus., **106** (9): 276–279, 7 Abb.; Frankfurt a. M. [Ölschiefergrube Messel.]
- SCHULTHEIS, T. (1976): Episoden aus der medizinisch-literarischen Geschichte des Bades Wildungen. – Heilbad u. Kurort, **28** (10/11): 370–376, 11 Abb.; Gütersloh.
- SCHUMACHER, M. (1976): Karten der langjährigen mittleren Abfluß- und Verdunstungshöhe für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland. – Dt. gewässerk. Mitt., **20** (3): 61–70, 4 Abb., 1 Tab.; Koblenz.
- SEMMEL, A. (1976): Die Beziehungen zwischen Relief, Gestein und Böden in hessischen Buntsandsteinlandschaften. – Z. Geomorph., NF Suppl.-Bd. **24**: 23–32, 4 Abb.; Berlin–Stuttgart.

- & FROMM, K. (1976): Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen an quartären Sedimenten des Rhein-Main-Gebiets. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 18–25, 3 Abb.; Öhringen/Württ.
- SHRIVASTAVA, M. B. (1976): Quantifizierung der Beziehungen zwischen Standortfaktoren und Oberhöhe am Beispiel der Fichte (*Picea Abies Karst.*) in Hessen. — Göttinger bodenk. Ber., **43**, 228 S., 82 Abb., 55 Tab.; Göttingen.
- STRAUS, A. (1976): Eine Gangmine im Eocän von Messel. — Aufschluß, **27**, 445–446, 1 Abb.; Heidelberg.
- TROTT ZU SOLZ, F. v. (1976): Erfolge und Mißerfolge in der Praxis der Rekultivierung auf dem Hohen Meißner. — Hessische Heimat, **26** (3): 106–110, 4 Abb.; Marburg/Lahn.
- UFFENORDE, H. (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **152** (1): 75–111, 7 Abb.; Stuttgart.
- WEBER, K. (1976): Gefügeuntersuchungen an transversalgeschieferten Gesteinen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge (Ein Beitrag zur Genese der transversalen Schieferung). — Geol. Jb., **D15**: 3–98, 40 Abb., 12 Taf.; Hannover.
- WENTZEL, K.-F. (1976): Holz, Kohle, Basalt, Naturschutz und Erholung — Der Meißner im Konflikt. — Hessische Heimat, **26** (3): 79–81, 2 Abb.; Marburg/Lahn.
- ZIEGLER, W., KLAPPER, G., & JOHNSON, J. G. (1976): Redefinition and subdivision of the *varcus*-Zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. — *Geologica et Palaeontologica*, **10**: 109–140, 5 Abb., 15 Tab., 4 Taf.; Marburg/Lahn.
- ZIRFAS, J. (1976): Geotechnische Eigenschaften von feinkörnigen organischen Lockergesteinen. — Gießener geol. Schr., **8**, 166 S., 99 Abb., 21 Tab.; Gießen. [Untersuchungsmaterial aus dem Gießener Becken.]
- Bericht über das Bergwesen im Lande Hessen für das Jahr 1976. — 73 S., Tab.; Wiesbaden (Hess. Oberbergamt) 1977 (?).
- Der Rat von Sachverständigen für Umweltfragen: Umweltprobleme des Rheins. — 3. Sondergutachten, 258 S., 9 Kt.; Stuttgart u. Mainz (Kohlhammer) 1976.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet (einschließlich Anteile von Maas u. Vechte). Abflußjahr 1970. — 283 S., 5 Kt., Mainz (L.-Amt Gewässerk. Rheinland-Pfalz) 1976.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet. Abschnitt Main (mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1971. — 133 S., 1 Kt.; München (Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch.) 1976.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderh. Land Baden-Württemberg, Hoch- und Oberrhein mit Neckar, Anteile des Maingebietes und Donau bis Ulm. Abflußjahr 1971. — 188 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- und Abfallwirtsch.) 1976.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderh. Land Baden-Württemberg, Hoch- und Oberrhein mit Neckar, Anteile des Maingebietes und Donau bis Ulm. Abflußjahr 1972. — 188 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- und Abfallwirtsch.) 1976.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Weser- und Emsgebiet. Abflußjahr 1975. — 194 S., 1 Kt.; Hannover (L.-Stelle Gewässerk.) 1976.
- Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. — Umschau, **76** (19), 627 S., 1 Abb.; Frankfurt a. M. 1976.
- Gruppenkläranlage „Oberer Rheingau“ von zentraler Bedeutung. — Wasser u. Boden, **28** (11), 309 S.; Hamburg—Berlin 1976.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA): Die Gewässergütekarte der Bundesrepublik Deutschland. — 16 S., 1 Kt.; Hannover (Eigenverlag) 1976.
- Stadtwerke Wiesbaden AG (1976): Forschung und Entwicklung in der Wasserwerkspraxis. — Wiss. Ber. über Unters. u. Planungen d. Stadtwerke Wiesbaden AG, **3**, 192 S., 80 Abb., 28 Tab.; Wiesbaden. [Wasserwerk Wiesbaden-Schierstein.]
- Umweltprobleme des Rheins. 3. Sondergutachten März 1976. 258 S.; Stuttgart u. Mainz (Kohlhammer) 1976.

1977

AHRENDT, H., ANDERLE, H.-J., BEHR, H.-J., MEISL, S., & WEBER, K. (1977): Tektonische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Exkursionsführer Geotagung '77, I, Exk. G.: 93–169, 39 Abb.; Göttingen.



- HUNZIEKER, J., & WEBER, K. (1977): K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen aus dem Rheinischen Schiefergebirge. — *Nachr. dt. geol. Ges.*, **17**: 1–2; Hannover.
- ALBERTI, G. K. B. (1977): Zur Dacryonarida-Fauna aus dem Grenzbereich Unter-Devon/Mittel-Devon. — *Senckenbergiana lethaea*, **58** (4/5): 263–269, 2 Abb.; Frankfurt a.M.
- ANDERLE, H.-J., BEHR, H.-J., LANGHEINRICH, G., MEISL, S., & SCHREINER, M. (1977): Tektonische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Verformungsanalyse, Kinematik der Orogenese). Metamorphose-Bedingungen und Tektonik am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges (Taunus). — *Exkursionsführer Geotagung '77*, I, Exk. B: 59–92, 9 Abb.; Göttingen.
- ARMBRUSTER, J., JOACHIM, H., LAMPRECHT, K., & VILLINGER, E. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung im Rhein-Neckar-Raum (Baden-Württemberg). — *Z. dt. geol. Ges.*, **128**: 263–296, 15 Abb., 2 Tab.; Hannover. [Auch S-Hessen betreffend.]
- BARGON, E. (1977): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1976 (1.1.–31.12.1976). — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 275–293; Wiesbaden.
- BARTH, W., & HICKETHIER, H. (1977): Röt und tertiäre Sedimente im Raum Schlüchtern (Hessen) nach Kernbohrungen. — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 99–114, 2 Abb.; Wiesbaden.
- BAUER, M. (1977): Wassergewinnung — Heute und Morgen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **128**: 251–262, 4 Abb., 6 Tab.; Hannover. [Öffentl. Wasserversorgung in der BRD.]
- BAUMEISTER, R., & SCHROER, C. (1977): Zur Stratigraphie, Fazies und Palaeogeographie des Tertiärs im Reinhardswald (Nordhessen). — *Münstersche Forsch. Geol. Paläontol.*: 143–169, 3 Abb., 3 Tab., 2 Kt.; Münster.
- BAUMGARTE, D. (1977): Ein Profil in der Schaumkalkzone des Unteren Muschelkalkes bei Ringgau-Renda (Hessen). — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 115–119; Wiesbaden.
- BENDER, P. (1977): Die Entwicklung der Hörre-Zone im Devon und Unterkarbon. — *Nachr. dt. geol. Ges.*, **17**: 7–8; Hannover.
- EDER, W., ENGEL, W., FRANKE, W., LANGENSTRASSEN, F., WALLISER, O. H., & WITTEN, W. (1977): Paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, demonstriert an einem Querschnitt. — *Exkursionsführer Geotagung '77*, I, Exk. A: 1–57, 26 Abb.; Göttingen.
- BERG, M. L. J. V. D., MULDER, G. J., LEEUW, J. W. D., & SCHENCK, P. A. (1977): Investigations into the structure of kerogen. — I. Low temperature ozonolysis of Messel shale kerogen. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41** (7): 903–908, 6 Abb.; Oxford—New York—Paris—Frankfurt.
- BETZ, V. (1977): Gibbsit vom Katzenbuckel/Odenwald. — *Aufschluß*, **28**: 60, 1 Abb.; Heidelberg.
- BIBUS, E., & SEMMEL, A. (1977): Über die Auswirkung quartärer Tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein-Terrassen. — *Catena*, **4** (4): 385–408, 4 Abb., 1 Tab.; Gießen.
- — (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes. — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 141–147, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BÖKE, E. (1977): Ermittlung der Grundwasserneubildung aus Januar-Niederschlag und Spiegelgang. — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 223–233, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden. [Oberrheingraben.]
- BOENIGK, W., BRELIE, G. V. D., BRUNNACKER, K., KEMPF, E. K., KOČI, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., STREIT, R., & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. — *Geol. Abh. Hessen*, **75**, 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- BOKERMANN, R., & HERBERT, K.-G. (1977): Bewirtschaftungs- und Pflegekosten von Waldwiesentälern. — *Z. Kulturtechn. u. Flurberein.*, **18** (1): 1–12, 3 Abb., 5 Tab.; Berlin—Hamburg. [Naturpark Meißner—Kaufunger Wald.]
- BOTTKE, H. (1977): Lagerstätten und Mineralisationen im Sauerland. Vulkanite des Hauptgrünsteinzuges und Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. — *Fortschr. Mineral., Beih.*, **55** (2): 40–43, 2 Abb.; Stuttgart.
- BRASSEL, G. (1977): Der erste Fund von Hederelloideen (Bryozoa) im Hunsrückschiefer von Bundenbach (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 41–45, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BROCKSIEPER, I. (1977): Die Ökologie des Rheins — Rheingutachten des Rates von Sachverständigen für Umweltfragen. — *Decheniana*, **130**: 266–267; Bonn.
- BRUNNACKER, K., URBAN, B., & SCHNITZER, W. A. (1977): Der jungpleistozäne Löß am Mittel- und Niederrhein anhand neuer Untersuchungsmethoden. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Abh.*, **155** (2): 253–273, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- BUGGISCH, W. (1977): Conodonten aus dem Oberdevon der Dillmulde/Rheinisches Schiefergebirge (*Palmatolepis marginifera tuber* n. subsp. und aberrante Formen). — Geol. Jb. Hessen, **105**: 57–63, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BURWITZ, P., & TOBIAS, W. (1977): Das Luftbild als Hilfsmittel bei ökologischen Untersuchungen über thermische Belastungen des Untermain. — Natur u. Mus., **107** (3): 65–73, 6 Abb.; Frankfurt a.M.
- BUSSE, E., RÖSING, F., & VAUPEL, O. (1977): Der Wellenkalk (Trias) am Kalkberg bei Niederkaufungen östlich von Kassel. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 121–130; Wiesbaden.
- CALVEZ, J. Y., & LIPPOLT, H. J. (1977): Sr-Isotopen-Untersuchungen an vulkanischen Gesteinen des Oberrheingraben-Gebietes. — Fortschr. Mineral., Beih., **55** (1): 22–23; Stuttgart.
- CARLÉ, W., DIEDERICH, G., & VILLINGER, E. (1977): L'Odenwald et le Spessart. — Carte hydrogéologique internationale de l'Europe 1:1 500 000, Notice explicative Feuille C4 Berlin: 37; Hannover (Bundesanst. Geowiss. u. Rohstoffe) — Paris (Unesco).
- CARLS, P. (1977): Could Conodonts be lost and replaced? Numerical relations among disjunct conodont elements of certain Polygnathidae (late Silurian – Lower Devonian, Europe). — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **155** (1): 18–64, 6 Abb., 7 Tab.; Stuttgart. [Kellerwald.]
- DENEKE, E. (1977): Die Petrographie der Kulm-Grauwacken des Edergebietes (NE Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, **105**: 75–97, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- DEWITZ, V., & LANGE-BERTALOT, H. (1977): Differenzierung starker und übermäßig starker Abwasserbelastung im Main bei Frankfurt durch quantitative Analyse der Kieselalgenbesiedlung. — Gas- u. Wasserf., **118** (5): 217–223, 9 Abb.; München.
- DIEDERICH, G. (1977): La dépression de Hesse. — Carte hydrogéologique internationale de l'Europe 1:1 500 000, Notice explicative Feuille C4 Berlin: 45–47, 1 fig.; Hannover (Bundesanst. Geowiss. u. Rohstoffe) — Paris (Unesco).
- & EHRENBURG, K.-H. (1977), mit Beitr. v. HARRE, W., KREUZER, H., MEISL, S., MENDE, G., MENDE, R., REICHMANN, H., REUL, K., ULRICH, H.-J., & WENDLER, R. †: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5721 Gelnhausen, 2. Aufl., 256 S., 35 Abb., 14 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- VILLINGER, E., & STRUCKMEIER, W. (1977): Le Graben du Haut-Rhin et le Bassin de Mayence. — Carte hydrogéologique internationale de l'Europe 1:1 500 000, Notice explicative Feuille C4 Berlin: 66–68; Hannover (Bundesanst. Geowiss. u. Rohstoffe) — Paris (Unesco).
- DIES, K., & DIES, M. (1977): Die Standardisierung urgeschichtlicher Artefakte als Maß für die Entwicklung der Paläotechnik. Vorbericht, Teil 1: Hessisches Quarzit-Paläolithikum „Reutersruh“. — Quartär, **27/28**: 45–63, 9 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- DISTER, E. (1977): Sommerexkursion 1977 nach Südhessen. — Hess. florist. Briefe, **26** (4): 58–62, 4 Abb.; Darmstadt. [Naturschutzgebiete „Lamprathermer Altrhein“, „Griesheimer Düne“ und „Eberstädter Düne.“]
- EIGENFELD, R. (1977): Die Zuordnung kristalliner Gerölle in Devon- und Kulm-Konglomeraten zu Magmatiten und Metamorphiten innerhalb der Varisziden Deutschlands. — Nachr. dt. geol. Ges., **17**: 13–14; Hannover.
- EIKAMP, H. (1977): *Cyprinus priscus* H. v. MEYER — ein Karpfen aus der obermiozänen Kieselgur von Beuern (Krs. Gießen). — Aufschluß, **28**: 447–453, 5 Abb.; Heidelberg.
- (1977): *Morone aequalis* (KOKEN) — ein Wolfsbarsch aus dem Untermiozän der aquitanen *Corbicula*-Schichten von Dexheim–Oppenheim/Rhein. — Aufschluß, **28**: 15–18, 3 Abb.; Heidelberg.
- EISVOGL, G. (1977): Makrofossilien aus dem Aufschluß „Trift“ bei Weinheim/Rh. Eine Ergänzung. — Aufschluß, **28**: 19–20; Heidelberg.
- ERNST, T. (1977): Petrographisch ermittelte Altersfolge der Basaltergüsse von Rainrod I (Vogelsberg) im Gegensatz zur radioaktiven Altersbestimmung. — N. Jb. Mineral., Abh., **129** (1): 75–99, 15 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- FAHLBUSCH, K. (1977): Einige Basalt-Vorkommen, baueologisch betrachtet. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 235–243, 1 Abb.; Wiesbaden. [Vogelsberg, Habichtswald, Frankfurt-Ginnheim.]
- FETTEL, M. (1977): Eine Kobalt-Wismutvererzung bei Mackenheim im Odenwald. — Aufschluß, **28**: 35–39, 3 Abb.; Heidelberg.

- (1977): Mineralvorkommen bei Erlenbach im vorderen Odenwald. – Aufschluß, **28**: 395–400, 3 Abb.; Heidelberg.
- & PETITJEAN, K. (1977): Mineralfunde im Odenwald. Eine Übersicht nach Aufsammlungen der Verfasser. – Aufschluß, **28**: 221–228, 6 Tab.; Heidelberg.
- FEZER, F. (1977): Analysis of river sediments and quaternary ecology. – *Catena*, **4** (1/2): 135–138, 2 Abb.; Gießen. [Oberrheingraben.]
- FICKEL, W. (1977), mit Beitr. v. ASTHALTER, K., & THIELICKE, G.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5716 Oberreifenberg, 120 S., 20 Prof.; Wiesbaden.
- BECKMANN, H., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H., & ZAKOSEK, H. (1977): Über Bodenentwicklung in Hügelgräbern im Taunus. – Mitt. dt. bodenk. Ges., **25**: 639–644, 1 Abb., 2 Taf.; Göttingen.
- FINK, J., HAASE, G., & RUSKE, R. (1977): Bemerkungen zur Lößkarte von Europa 1:2,5 Mio. – Peterm. geogr. Mitt., **121** (2): 81–94, 7 Abb., 2 Taf.; Gotha/Leipzig.
- FLICK, H. (1977): Die chemischen Parameter der Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. – Nachr. dt. geol. Ges., **17**: 15–16; Hannover.
- (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Clausthaler geol. Abh., **26**, 231 S., 78 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- FRANZEN, J. L. (1977): Die Entstehung der Fossilfundstelle Messel. – Ber. naturforsch. Ges. Freiburg, **67**: 53–58, 2 Abb.; Freiburg i. Br.
- (1977): Die Grube Messel und ihre Fossilien. – Hess. Heimat, **27** (2): 46–50, 4 Abb.; Marburg.
- (1977): 100 Jahre Ölschiefergrube Messel. – Natur u. Mus., **107** (7): 208–211; Frankfurt a. M.
- (1977): Urpferdchen und Krokodile – Messel vor 50 Millionen Jahren. – Kleine Senckenberg-Reihe, **7**, 36 S., 23 Abb.; Frankfurt a. M.
- FREUDENBERG, D. (1977): Mineralien aus dem Ölschiefervorkommen der Grube Messel bei Darmstadt. – Aufschluß, **28**: 359–360; Heidelberg.
- GAHL, H., & MASCHWITZ, U. (1977): Eine Ameise aus dem Mittel-Eozän von Messel bei Darmstadt (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **105**: 69–73, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- GANGEL, L. (1977): Luftbildgeologische Untersuchungen im nördlichen Buntsandstein-Odenwald. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 155–167, 10 Abb.; Wiesbaden.
- GERHARD, H. (1977): Fernüberwachung wasserwirtschaftlicher Parameter im hessischen Umweltschutz. – Wasser u. Boden, **29** (3): 76–79, 3 Abb.; Hamburg–Berlin.
- (1977): Fernüberwachung wasserwirtschaftlicher Parameter im hessischen Umweltschutz. – Schr.-R. Kuratorium Kulturbauwesen, **28**: 39–59, 4 Abb.; Hamburg (Parey).
- GERLACH, C. (1977): Grundwasserzirkulation und Grundwassernutzung zwischen oberer Lahn und Westerwald. Satellitenbilddauswertung, Abflußmessungen, Hydrochemie. – Diss.; Berlin (T. U.).
- (1977): Satellitenbilddauswertung zur Feststellung von Trinkwasserreserven im Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., **66** (3): 850–866, 10 Abb.; Stuttgart.
- GIES, T. (1977): Hölzer aus der Braunkohle der Wetterau. – Cour. Forschungsinst. Senckenberg, **24**: 57–59; Frankfurt a. M.
- GIESSÜBEL, J. (1977): Nutzungsbedingte Änderungen im Naturraum, dargestellt an Beispielen aus dem Rhein-Main-Gebiet und Nordhessen. – Rhein-Main. Forsch., **85**, 203 S., 26 Abb., 12 Tab., 16 Bilder; Frankfurt a. M.
- GÖBEL, P. (1977): Vorläufige Ergebnisse der Messung gravitativer Bodenbewegungen auf bewaldeten Hängen im Taunus. – *Catena*, **3** (3/4): 387–398, 3 Abb., 1 Tab.; Gießen.
- GRAUL, H. (1977): Exkursionsführer zur Oberflächenformung des Odenwaldes. 18 Exkursionen durch den Kristallin- und Buntsandstein-Odenwald. – Heidelberger geogr. Arb., **50**, 210 S., 40 Abb., 14 Tab.; Heidelberg.
- GREILING, R. (1977): Über die Subrosionssenke „der See“ bei Kleinensee (Osthessen, TK 25 Bl. 5025 Hönebach). – Geol. Jb. Hessen, **105**: 169–175, 3 Abb.; Wiesbaden.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G., & STREITZ, B. (1977): Das Wiesbüttmoor: Über die Pflanzendecke eines kleinen Naturschutzgebietes im Spessart. – Natur u. Mus., **107** (4): 103–108, 5 Abb., 1 Tab., (5): 141–148, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- HAACK, U. (1977): Fission track dating of garnet and vesuvianite (idiocrase). – N. Jb. Mineral., Abh., **129** (2): 160–170, 2 Tab.; Stuttgart. [Auerbach/Bergstraße.]

- HALSBAND, E. (1977): Am Beispiel der Weser: Veränderungen im Blutbild der Fische bei einem Angebot höherer Kaliumkonzentrationen. — Wasser, Luft u. Betrieb, **21** (3): 144–146; Mainz. [Einfluß der Kaliabwässer auf Werra u. Weser.]
- HARMSEN, H. (1977): Inbetriebnahme der biologischen Stufe der Abwasserreinigungsanlage des Werkes Gernsheim. — Forum Städtehygiene, **28** (2): 48–50; Hannover (Patzner-Verl.).
- HELLMANN, H. (1977): Zur Phosphatbelastung des Rheins in gewässerkundlicher Darstellung. — Gas- u. Wasserf., **118** (6): 259–263, 8 Abb., 4 Tab.; München.
- HENNINGSSEN, D. (1977): Zusammensetzung und Schüttung der Kulm-Grauwacken im Rheinischen Schiefergebirge — Ergebnisse und offene Fragen. — Nachr. dt. geol. Ges., **17**: 21–22; Hannover.
- HENTSCHEL, G., & VOLLRATH, R. (1977): Die Zeolithe im Basalt von Ober-Widdersheim, Vogelsberg. — Aufschluß, **28**: 409–412, 14 Abb.; Heidelberg.
- HERZBERG, A. (1977): Hessisches Geologisches Schrifttum 1976 mit Nachträgen aus den Jahren 1969–1975. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 263–273; Wiesbaden.
- HICKETHIER, H., & HOLTZ, S. (1977): Ein weiteres Vorkommen von Oberem Muschelkalk im südlichen Vogelsberg. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 131–139, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1977): Bemerkungen zur Herkunft der Salinarwässer am Taunusrand. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 211–221, 1 Abb.; Wiesbaden.
- HOLTZ, S. (1977): Geophysikalische und geologische Untersuchungen für das Hochwasserrückhaltebecken Mackenzell/Nüst, Kreis Fulda. — Gießener geol. Schr., Festschrift Richard Weyl, **12**: 123–140, 4 Abb.; Gießen.
- HORN, M. (1977): RALPH WENDLER †. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 261–262, 1 Bild; Wiesbaden.
- HOUSE, M., & ZIEGLER, W. (1977): The Goniatite and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. — Geologica et Palaeontologica, **11**: 69–108, 4 Abb., 6 Taf.; Marburg.
- HÜHNER, G. (1977): Bohrprobenlager Villmar-Aumenau. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 294; Wiesbaden.
- IRION, G. (1977): Der eozäne See von Messel. — Natur u. Mus., **107** (7): 213–218, 3 Abb.; Frankfurt a.M.
- JACOBSHAGEN, V., KORITNIG, S., RITZKOWSKI, S., RÖSING, F., WITTIG, R., & WYCISK, P., unter Mitarb. v. SCHALOW, G., & SCHULZE, H. (1977): Der Unterwerra-Sattel: sein Deckgebirge (Perm–Tertiär) und der gefaltete paläozoische Kern. — Exkursionsführer Geotagung '77, II, Exk. C: 1–34, 8 Abb.; Göttingen.
- KEUSGEN, A. (1977): Aus dem Bericht über das Bergwesen im Lande Hessen für das Jahr 1976. — Glückauf, **113** (24): 1173–1174, 1 Tab.; Essen.
- KLAUSEWITZ, W. (1977): Über eine alte senckenbergische Fische Sammlung aus dem Main. — Natur u. Mus., **107** (7): 211–213; Frankfurt a.M.
- KOCH, M., & MICHEL, G. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung durch Kalksteinabbau im Raum Warstein. — Z. dt. geol. Ges., **128**: 441–449, 3 Abb.; Hannover.
- KRAJEWSKI, C. (1977): Rheinchronik 1976. — Beitr. Rheink., **29**: 65–70, 2 Abb.; Koblenz.
- KREMB, K. (1977): Der Odenwald und seine Randlandschaften im topographischen Kartenbild III: Ober-Ostern. — Odenwald, **24** (2): 67–70, 1 Abb.; Rheinheim/Odw.
- KUTSCHER, F., & SIEVERTS-DORECK, H. (1977): Über Holothurien im Hunsrückschiefer. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 47–55, 2 Taf.; Wiesbaden.
- LEGGEWIE, R., FÜCHTBAUER, H., & EL-NAJJAR, R. (1977): Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). — Geol. Rdsch., **66** (2): 551–577, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- LEHMANN, E. (1977): Reply to the note „Keratophyre defined“ of C. J. HUGHES. — N. Jb. Mineral., Mh., **5**: 193–198, 2 Abb.; Stuttgart. [Lahnmulde.]
- LIPPERT, H.-J. (1977): MAX TEIKE †. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 255–259, 1 Bild; Wiesbaden.
- LOHR, J. (1977): Wiederaufnahme der Explorationstätigkeit auf Kohlenwasserstoffe im Oberrheintalgraben. — Nachr. dt. geol. Ges., **17**: 122–123; Hannover.
- MAIER, W., EISVOGL, G., FEIST, O., & STOCK, P. (1977): *Macrocranion* — ein Allesfresser und nachtaktiver Stöberer. — Umschau, **77** (23): 774–776, 3 Abb.; Frankfurt a.M. [Grube Messel.]
- MALZ, H. (1977): Cypridopsine Ostracoden aus dem Tertiär des Mainzer Beckens. — Senckenbergiana lethaea, **58** (4/5): 219–261, 5 Abb., 7 Taf.; Frankfurt a.M.

- MATTHES, G. (1977): Grundwasservorkommen Mitteleuropas – Grundlagen und Möglichkeiten ihrer Erschließung und Bewirtschaftung. – Geol. Rdsch., **66** (3): 826–838, 6 Tab.; Stuttgart.
- MEIBURG, P., & KAEVER, M. (1977): Subrosion und Sedimentation im jüngeren Tertiär des nördlichen Reinhardswaldes (Weserbergland). – N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **153** (3): 283–303, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1977): Tertiär-Relikte und -Paläogeographie zwischen Ober-Weser und Egge-Gebirge. – Nachr. dt. geol. Ges., **17**: 44–46, 1 Abb.; Hannover.
- MEJERING, M. P. D. (1977): Neues Leben in der Fulda? – Umschau, **77** (14): 475–477, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- MICHEL, G. (1977): Ist das Versenken von Sole in Heilquellenschutzgebieten zweckmäßig und zu verantworten? – Heilbad u. Kurort, **29** (1): 24–31; Gütersloh. [Versenkung der Kaliabwässer im Werra-Kalirevier.]
- & NIELSEN, H. (1977): Schwefel-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten ostwestfälischer Mineralwässer. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 185–227, 16 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- MICHELS, F. † (1977), mit Beitr. v. FICKEL, W., KARSCHNY, A., & THEWS, J.-D.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5617 Usingen, 2. Aufl., 92 S., 5 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MOAYEDPOUR, E. (1977): Geologie und Paläontologie des tertiären „Braunkohlenlagers“ von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). – Geol. Abh. Hessen, **76**, 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf.; Wiesbaden.
- NEUFFER, O., & KUSTER-WENDENBURG, E. (1977): Mollusken aus dem Schleichsand (Oberes Rupelium, Mitteloligozän) bei Albig in Rheinhessen. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 5–40, 2 Abb., 7 Taf.; Wiesbaden.
- NEUGEBAUER, H. J., & TOBIAS, E. (1977): A Study of the Echzell/Wetterau Earthquake of November 4, 1975. – J. Geophys., **43** (5/6): 751–760, 3 Abb., 2 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York.
- NÖRING, F. (1977): ERWIN SCHENK †. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 245–253, 1 Bild; Wiesbaden.
- OFFNER, H. (1977): Unsere Naturparke. – **2**, 288 S., Bilder, Kt.; Stuttgart (DRW-Verl.). [Hessen.]
- PAPROTH, E., & STADLER, G. (1977): Neue Beobachtungen zur Entstehung des Rheinischen Schiefergebirges. – Nachr. dt. geol. Ges., **17**: 26; Hannover.
- PAUL, J., & FRANKE, W. (1977): Sedimentologie einer Transgression: Röt/Muschelkalk-Grenze bei Göttingen. – N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., (3): 148–177, 7 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- PAULY, E. (1977): Oberflächennahe Lagerstätten, ihre Bewertung und ihre Berücksichtigung im Rahmen der Landesplanung in Hessen. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 221–229; Hannover.
- PLASS, W., POETSCH, T., TRIBUTH, H., & ZAKOSEK, H. (1977): Zur Entstehung eines Smonica-Profiles in Rheinhessen. – Z. Pflanzenern. Bodenk., **140** (3/4): 317–328, 3 Abb., 5 Tab.; Weinheim.
- SCHEER, H. D., & SEMMEL, A. (1977): Löß-Sedimente und rote Böden im Altpleistozän Rheinhessens. – Catena, **4** (1/2): 181–188, 3 Abb., 4 Tab.; Gießen.
- QUITZOW, H. W. (1977): Die erdgeschichtliche Entwicklung des Rheintals. – Natur u. Mus., **107** (1): 6–12, 5 Abb., (2): 33–40, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- RAMBOW, D. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung in Nordhessen. – Nachr. dt. geol. Ges., **16**: 3–4; Hannover.
- (1977): Grenzen der Grundwassernutzung in Nordhessen. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 297–304, 2 Abb.; Hannover.
- REUL, K. (1977): Die tektonische Gefügeanalyse durch Fernerkundung, eine neue Untersuchungsmethode. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 149–153; Wiesbaden.
- & THEWS, J.-D. (1977): Unser Lebensraum aus 900 km Höhe. – Umschau, **77** (16): 529–530; Frankfurt a. M.
- RIBBECK, W. (1977): Das Wasserwerk Lange Schneise des Zweckverbands Wasserversorgung Stadt und Kreis Offenbach. – Wasser u. Boden, **29** (8): 237–240, 3 Abb.; Hamburg–Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): „Saxonische Tektonik“, HANS STILLES Begriff in heutiger Sicht. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 11–23, 10 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RISSLAND, W., & WIRTH, H. (1977): Grundwassertemperaturen im Untermaingebiet. – Gas- u. Wasserf., **118** (12): 581–583, 4 Abb.; München.
- RITZKOWSKI, S., & RÖSING, F., unter Mitwirk. v. BÜHMANN, D., & WALTHER, M. (1977): Tertiär Nordhessens. – Exkursionsführer Geotagung '77, II, Exk. K.: 63–111, 16 Abb.; Göttingen.

- RUPPEL, M., & LANGE-BERTALOT, H. (1977): Kieselalgen-Neufunde als wichtige Bioindikatoren im Abwasser von Frankfurt am Main. — Natur u. Mus., **107** (6): 157–164, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- SALAY, G., & TOUSSAINT, B. (1977): Der Bodenfeuchte-, Lysimeter- und Grundwasser-Meßdienst des Landes Hessen. — Dt. gewässerkr. Mitt., **21** (3): 45–52, 3 Abb., 1 Taf.; Koblenz.
- SAUER, H. (1977): Werraue und Talhänge am Jestädter Weinberg und Fürstenstein bei Eschwege (Nordhessen). — Philippia, **3** (3): 224–238, 4 Abb.; Kassel.
- SCHÄFER, W. (1977): Aktuopaläontologische Beobachtungen. Ökologische Nische für *Lepas*, die Entenmuschel. — Natur u. Mus., **107** (6): 165–173, 11 Abb.; Frankfurt a. M. [Oberrhein.]
- (1977): Aktuopaläontologische Beobachtungen. Biofazies-Bereiche in den Sedimenten des Oberrheins und Fossilisationsbedingungen von Flußfischen. — Natur u. Mus., **107** (8): 235–238, 2 Abb., (9): 265–273, 11 Abb., (10): 303–311, 8 Abb., (11): 338–345, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- SCHARPFF, H.-J. (1977), mit Beitr. v. ANDERLE, H.-J., BÖKE, E., BRELIE, G. v. D., DIEDERICH, G., KARSCHNY, A., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHWARZ, E., ULRICH, H.-J., & WENDLER, R. †: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 6316 Worms, 282 S., 42 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- SCHAUMBERG, G. (1977): Der Richelsdorfer Kupferschiefer und seine Fossilien. — Aufschluß, **28**: 81–104, 189–198, 297–352, 427–442; Heidelberg.
- (1977): Erster Nachweis von *Elonichthys punctatus* ALDINGER (Palaeonisciformes, Actinopterygii, Osteichthyes) in Mitteleuropa, im Kupferschiefer von Richelsdorf (Perm, Hessen). — Geol. Jb. Hessen, **105**: 65–68, 2 Taf.; Wiesbaden.
- SCHEINPFLUG, A. (1977): Chirotherien-Fährten aus dem östlichen Spessart. — Aufschluß, **28**: 1–14, 17 Abb.; Heidelberg.
- SCHENK, G. J. (1977): Die Diatomeenvegetation der Haune (Hessen). — Philippia, **3** (4): 255–270, 8 Abb., 5 Tab.; Kassel.
- SCHNEIDER, W. (1977): Diagenese devonischer Karbonatkomplexe Mitteleuropas. — Geol. Jb., **D21**: 3–107, 11 Abb., 7 Tab., 8 Taf.; Hannover. [Untersuchungen u. a. in den Gebieten Langenaubach, Gaudernbach und Wirbelau.]
- SCHRÖDER, B. (1977): Unterer Keuper und Schilfsandstein im germanischen Trias-Randbecken. — Zbl. Geol. Paläontol., Tl. I, **1976** (5/6): 1030–1056, 1 Abb.; Stuttgart.
- SCHUMACHER, M., & FISCHER, P. (1977): Abflußbilanz der Oberflächengewässer für das Gesamtgebiet der Bundesrepublik Deutschland. — Dt. gewässerkr. Mitt., **21** (1): 7–15, 4 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Koblenz.
- SCHWEITZER, F. (1977): Fossilien im Westerwald. — Westerburger Hefte, **8**, 48 S., 38 Abb.; Westerburg.
- SEILER, W., LIEBL, K. H., STÖHR, W. T., & ZAKOSEK, H. (1977): CO- und H<sub>2</sub>-Abbau in Böden. — Z. Pflanzenern., Bodenkr., **140** (3/4): 257–272, 6 Abb., 3 Tab.; Weinheim. [Böden aus dem Gebiet Mainz–Wiesbaden.]
- SONTHEIMER, H., & GIMBEL, R. (1977): Untersuchungen zur Veränderung der Fracht an organischen Wasserinhaltsstoffen mit der Wasserführung am Beispiel des Rheins. — Gas- u. Wasserf., **118** (4): 165–173, 8 Abb., 4 Tab.; München.
- STOPPEL, D. (1977): Schlammstrom-Sedimente im Oberdevon des Südwestharzes und des südlichen Kellerwaldgebirges. — Z. dt. geol. Ges., **128**: 81–97, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- STREITZ, B., & GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1977): Das Wiesbüttmoor: Entstehung und Entwicklungsgeschichte einer kleinen Vermoorung im Spessart. — Natur u. Mus., **107** (12): 367–368, 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- STRUEBEL, G. (1977): Zur Paragenese und genetischen Stellung der Baryt-Vorkommen von Edertal, Kreis Waldeck-Frankenberg. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk. Gießen, NF, naturwiss. Abt., **43**: 25–38, 9 Abb., 1 Tab.; Gießen.
- THEWS, J.-D. (1977): Die Mineralwasservorkommen im Rheingau/Hessen. — Geol. Jb. Hessen, **105**: 185–210, 7 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- UFFENORDE, H. (1977): Resedimentäre Kalke des mittleren Unterkarbons im Warsteiner Sattel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **153** (2): 253–281, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- ULRICH, B., & SHRIVASTAVA, M. B. (1977): Messung und Schätzung bodenchemischer Parameter zur Charakterisierung des Nährstoffhaushalts von Waldböden. — Mitt. dt. bodenk. Ges., **25**: 379–390, 1 Abb., 8 Tab.; Göttingen. [Hessisches Bergland.]
- VINX, R. (1977): Zusammenhänge zwischen Amphibolfraktionierung, Eruptionsmechanismus und Na/K-Verhältnis nordhessischer Basanite am Beispiel des Rosenberges bei Hofgeismar. — Fortschr. Mineral., Beih., **55** (1): 147–148; Stuttgart.
- WACKERFUSS, W. (1977): Hochwasserschäden auf alten Karten. — Odenwald, **24**(3): 88–98, 3 Abb.; Reinheim/Odw.
- WEBER, K. (1977): Tektonischer Bau und Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges. — Nachr. dt. geol. Ges., **17**: 32–34; Hannover.
- WEDDIGE, K. (1977): Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. — Senckenbergiana lethaea, **58** (4/5): 271–419, 9 Abb., 20 Tab., 6 Taf.; Frankfurt a. M.
- WELLER, D. (1977): Radiologische Gewässerüberwachung in Rheinland-Pfalz. — Wasser u. Boden, **29** (1): 22–25, 3 Abb., 5 Taf.; Hamburg–Berlin.
- WENTZEL, K. F. (1977): Glanz und Elend hessischer Naturschutzgebiete. — Hess. Heimat, **27** (1): 14–19, 4 Abb.; Marburg/Lahn.
- (1977): Wieder Sorgen um den Hohen Meißner. — Natur u. Landsch., **52** (5): 128, 2 Abb.; Köln.
- & TÖNGES, K. (1977): Fehlentwicklungen im Naturschutzgebiet Amöneburg. — Natur u. Landsch., **52** (7): 202–205, 4 Abb.; Stuttgart.
- WERNER, R. (1977): 6. Sitzung der „Subkommission für Devon-Stratigraphie“. — Natur u. Mus., **107** (4): 116–117; Frankfurt a. M.
- WIEGAND, K. (1977): Die geologischen, hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse des Vogelsberges (Hessen). — Geol. Jb. Hessen, **105**: 177–184, 5 Abb.; Wiesbaden.
- WYCISK, P. (1977): Fazies und Environment der Becken- und Schwellensedimente des Mittleren Buntsandsteins (Reinhardswald – Eschwege). — Nachr. dt. geol. Ges., **17**: 64–65; Hannover.
- ZIMMERLE, W. (1977): Sphärische Texturen in Lamprophyren aus der kristallinen Umrahmung des Oberrheingrabens (Südwest-Schwarzwald, Vogesen, Unterelsaß, Odenwald und Spessart). — Oberrhein. geol. Abh., **26** (1/2): 55–113, 26 Abb.; Karlsruhe.
- ZIPFEL, K. (1977): Grundwassermodelle für die Bundesrepublik Deutschland. — Umschau, **77** (22): 741–742, 2 Abb., 1 Kt.; Frankfurt a. M. [Rheinebene, Hessisches Ried.]
- ZÜCHNER, C. (1977): Die 18. Tagung der Hugo-Obermaier-Gesellschaft 1976 in Bad Homburg v. d. H. mit Exkursionen nach Nord- und Oberhessen. — Quartär, **27/28**: 173–190, 1 Taf.; Bonn.
- Arbeitsgemeinschaft der Länder zur Reinhaltung der Weser (1977): Zahlentafel der physikalisch-chemischen Untersuchungen 1976. — 43 S., 18 Tab.; Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Umwelt).
- Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft: Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. — Geol. Jb., **C19**: 3–98, 30 Abb., 9 Tab.; Hannover 1977. [Beispiele auch aus Hessen.]
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderh. Land Baden-Württemberg, Hoch- und Oberrhein mit Neckar, Anteile des Maingebietes und der Donau bis Ulm. Abflußjahr 1973. — 211 S., 1 Kt., Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- und Abfallwirtsch.) 1977.
- Grundwasser im Ried steigt wieder. — Gas- u. Wasserf., **118** (6): 299; München 1977.
- Hessen. Jahresbericht der Wasserwirtschaft, Rechnungsjahr 1976. — Wasser u. Boden, **29** (6/7): 178–181, 3 Abb.; Hamburg–Berlin 1977.
- Hochwassermaßnahmen an der Lahn. — Wasser u. Boden, **29** (11): 311; Hamburg–Berlin 1977.
- Im Ried begannen die Sanierungsmaßnahmen. — Gas- u. Wasserf., **118** (12): 589; München 1977.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) (1977): Talsperren in der Bundesrepublik Deutschland mit mehr als 0,3 hm<sup>3</sup> Speicherraum. Stand 1975. — Wasser u. Boden, **29** (1): 10–20, 3 Taf.; Hamburg–Berlin.

## Tätigkeitsbericht

### des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1978 (1. 1.—31. 12. 1978)

Im Jahre 1978 blieben die Arbeitsschwerpunkte gegenüber 1977 im wesentlichen unverändert. Neu traten hinzu die Betreuung und Bearbeitung von zahlreichen Bohrungen im hessischen Abschnitt der Neubaustrecke Hannover – Würzburg der Deutschen Bundesbahn sowie die Mitarbeit an der Erkundung des Kupferschiefers im Rahmen des Forschungsprogramms Rhenoharzynikum. Diese Mitarbeit erstreckte sich auf die Konzeption des Untersuchungsprogramms, den Ansatz und Verfolg von Bohrungen sowie umfangreiche geochemische Untersuchungen. Zugunsten der genannten Arbeiten wurde die geologische Landesaufnahme weiter eingeschränkt.

### 1. Geologische Landesaufnahme

Geologische Karte 1:25000

Blatt-Nr. und -Name	Ausgeführte Arbeit
4520 Warburg	Feldaufnahme
4521 Liebenau	Druckvorbereitung
4722 Kassel-Niederzwehren	Druckvorbereitung
4723 Oberkaufungen	Druckvorbereitung
4821 Fritzlar	Arbeiten unterbrochen
4822 Gudensberg	Arbeiten unterbrochen
4925 Sontra	Feldaufnahme
5018 Wetter (Hessen)	Feldaufnahme
5216 Oberscheld	Arbeiten unterbrochen
5320 Burg-Gemünden	Feldaufnahme
5325 Spahl	Druckvorbereitung
5326 Tann	Druckvorbereitung
5514 Hadamar	Arbeiten unterbrochen
5518 Butzbach	Feldaufnahme
5620 Ortenberg	Herausgabe
5622 Steinau	Feldaufnahme
5716 Oberreifenberg	Herausgabe
5813 Nastätten	Herausgabe
5917 Kelsterbach	Arbeiten unterbrochen



Herausgegeben wurden die Blätter der Geologischen Karte 1:25000 mit Erläuterungen

5620 Ortenberg  
5716 Oberreifenberg (3., ergänzte Auflage)  
5813 Nastätten (2., neu bearbeitete Auflage)

Damit verbleiben im Bearbeitungsgebiet des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung noch 17 bisher unveröffentlichte Blätter.

Die Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:1000000 wurde in 3. Auflage herausgegeben.

Zur Vorbereitung eines Untersuchungsprogramms auf Kupferschiefer wurde mit Mitteln aus den Gemeinschaftsaufgaben eine Forschungsbohrung in Herlefeld, Bl. 4924 Seifertshausen, ausgeführt.

Die großmaßstäblichen geologischen Unter- und Übertagekartierungen zur Prospektion auf Gold- und Buntmetallerze am Eisenberg (Bl. 4718 Goddelsheim u. 4719 Korbach) wurden abgeschlossen. Weitere Objektkartierungen geringeren Umfangs, z. T. unter Einsatz geophysikalischer Methoden, wurden für Projekte ausgeführt, die in den Abschn. 3 und 6 genannt sind. Besonderen Aufwand erforderte die stratigraphische Bearbeitung zahlreicher Bohrungen, die zur Planung der DB-Neubaustrecken auf den Bl. 5223 Queck, 5323 Schlitz, 5324 Hünfeld und 5424 Fulda niedergebracht worden sind.

Wissenschaftler des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung arbeiteten wie im Vorjahr in der stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften mit.

### Biostratigraphie, Paläontologie

Bei der geologischen Landesaufnahme und bei der Untersuchung von Bohrungen und wichtigen temporären Aufschlüssen wurden zahlreiche paläontologische Proben entnommen, um Makro- und Mikrofossilien für die Alterseinstufung der Gesteinsfolgen zu gewinnen. Das im Berichtsjahr bearbeitete Material stammt aus folgenden Gesteinsschichten und Blattgebieten:

- 205 Schiefer- und Kalksteinproben aus paläozoischen Gesteinsfolgen (Devon, Unterkarbon) von Bl. 5216 Oberscheld;
- 60 Kalkstein- und 6 Tonproben aus mesozoischen Gesteinsfolgen (Trias, Jura) der Bl. 4520 Warburg, 4922 Homberg und 5123 Niederaula;
- 106 Ton-, Mergel- und Sandproben aus tertiären Schichten der Bl. 4522 Hofgeismar, 4622 Kassel West, 4722 Kassel-Niederzwehren, 4723 Oberkaufungen, 4822 Gudensberg, 5022 Schwarzenborn, 5121 Schrecksbach, 5123 Niederaula, 5622 Steinau, 5913 Presberg, 5916 Hochheim und 5919 Seligenstadt.

Die paläontologisch-biostratigraphischen Untersuchungen von Proben aus Aufschlüssen und Sondierungsbohrungen der Bl. 4520 Warburg, 4723 Oberkaufungen, 4922 Homberg, 5216 Oberscheld und 5622 Steinau wurden im Rahmen der geologischen Landesaufnahme durchgeführt, um stratigraphische, tektonische und paläogeographische Fragen zu klären.

Mikropaläontologische Untersuchungen von Proben der übrigen genannten Blätter dienten der stratigraphischen Einstufung und geologischen Deutung von Aufschlüssen und vor allem von Bohrungen, die zur Erkundung oberflächennaher Lagerstätten oder zur Erstellung von hydrogeologischen und ingenieurgeologischen Gutachten niedergebracht wurden.

Außerdem sind Fossil- und Gesteinsproben bei geologischen Kartierungen und Profilaufnahmen im Gebiet der Bl. 5018 Wetter, 5216 Oberscheld und 5518 Butzbach sowie bei der Aufnahme von Kernbohrungen der Frankfurter U-Bahntrasse entnommen worden.

### Geophysik

Zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme wurden auf Bl. 4520 Warburg magnetische und geoelektrische Messungen an verschiedenen Einzelobjekten ausgeführt, auf Bl. 5518 Butzbach magnetische Messungen und geoelektrische Sondierungen zur Klärung von Basaltlagerungsverhältnissen und auf Bl. 5622 Steinau magnetische Versuchsmessungen zur Ortung von Basaltförderschloten.

Regionale magnetische Messungen zur Erstellung einer magnetischen Karte von Hessen 1:300000 wurden ausgeführt auf den Bl. 5225 Geisa, 5325 Spahl, 5326 Tann, 5424 Fulda und 5425 Kleinsassen.

Der Einsatz der Geophysik für Fragen der angewandten Geologie wurde gegenüber den Vorjahren verstärkt. Es wurden ausgeführt auf den Bl. 4619 Mengerlinghausen geoelektrische Messungen im Bereich von Standorten für Überlandleitungsmasten, 5123 Niederaula geoelektrische Messungen im Bereich der Staumauer eines Rückhaltebeckens, 5414 Mengerskirchen geoelektrische und magnetische Messungen zur Erkundung der Basaltüberdeckung von Tonvorkommen, 5520 Nidda geoelektrische Kartierungen zum Feststellen der Basaltoberfläche im Bereich einer Talsperre und 4920 Alzenau geoelektrische Messungen zur Untergrunderkundung an einer geplanten Sondermülldeponie.

Besonders zu erwähnen ist die Entwicklung einer neuen Methode zur Erkennung von Erdfällen auf den geplanten Neubaustrecken der Deutschen Bundesbahn. Im Rahmen dieses Programms wurden geoelektrische Messungen ausgeführt auf den Bl. 5223 Queck, 5323 Schlitz, 5324 Hünfeld und 5523 Neuhof.

Im Jahre 1978 wurde eine geophysikalische Bohrlochmeßapparatur zur Gewinnung geologischer Daten aus Bohrlöchern beschafft und erstmals eingesetzt.

### Geologischer Naturschutz

Zu 21 Verordnungsentwürfen für Naturschutzgebiete wurde Stellung genommen. Dabei waren sowohl die Bemühungen um den Natur- und Landschaftsschutz als auch die Erhaltung von Abbaumöglichkeiten wirtschaftlich wichtiger oberflächennaher Lagerstätten zu vertreten. Das Hessische Landesamt für Bodenforschung ergriff darüber hinaus Initiativen zur Erhaltung geologisch wichtiger Steinbrüche sowie Sand-, Kies- und Tongruben, die wegen ihrer regionalen, z.T. internationalen Bedeutung für Forschung und Lehre nach Auffassung nicht verfüllt, sondern als

flächenhafte Naturdenkmale erhalten bleiben sollten. Für die Bezirksdirektion für Forsten und Naturschutz in Kassel wurde eine Aufstellung über 203 geologisch bedeutsame, schutzwürdige Aufschlüsse und Landschaftsteile im Regierungsbezirk Kassel angefertigt. Außerdem erhielten die 6 hessischen Planungsgemeinschaften Listen über 272 geologisch wichtige Steinbrüche und Gruben.

## 2. Bodenkunde

### Bodenkarte 1:25000

Blatt-Nr. und -Name	Ausgeführte Arbeit
4523 Münden	Druckvorbereitung
4622 Kassel West	Feldaufnahme
4722 Kassel-Niederzwehren	Feldaufnahme beendet
5418 Gießen	Feldaufnahme beendet
5518 Butzbach	Herausgabe
5519 Hungen	Feldaufnahme
5717 Bad Homburg vor der Höhe	Druckvorbereitung
5814 Bad Schwalbach	Druckvorbereitung
5818 Frankfurt a.M. Ost	Druckvorbereitung
5819 Hanau	Feldaufnahme
6117 Darmstadt West	Feldaufnahme
6118 Darmstadt Ost	Feldaufnahme beendet

Herausgegeben wurde das Blatt 5518 Butzbach der Bodenkarte 1:25000 mit Erläuterungen.

Der Schwerpunkt der bodenkundlichen Landesaufnahme 1:25000 liegt z.Zt. weiterhin in den Ballungsgebieten, wo wegen des Hess. Landschaftspflegegesetzes und des Erlasses betr. Landschaftspläne im Rahmen der Bauleitplanung großer Bedarf an Bodenkarten besteht. So wurde als gutachtliche Objektkartierung auch eine Bodenkarte 1:25000 für das gesamte Stadtgebiet der Stadt Lahn im Auftrag des Magistrats der Stadt Lahn erstellt.

Weitere Objektkartierungen mit Gutachten und Berichten betrafen:

Allgemeine qualitative und quantitative Beurteilung der Lößlehmvorkommen im Raum der Abfallbeseitigungsanlage des Main-Kinzig-Kreises in Gelnhausen zur Eignung und eventuellen Verwendung als Abdeckmaterial bei Rekultivierungsmaßnahmen.

Bodenkundl.-weinbauökologische Beurteilung der Flächen im Einzugsbereich der B42 – N-Umgebung Eltville – Walluf.

Bodenkundl. Beurteilungen von Flächen im näheren Trassenbereich der geplanten BAB-Abschnitte Kirchhain – Maulbach, Kirchhain – Lumda, sowie der geplanten Straßenbauvorhaben (A 661 + Ergänzungsnetz) im Raum Darmstadt.

Deckschichtenuntersuchungen zur künstlichen Grundwasseranreicherung im Hessischen Ried.

Eventuelle Auswirkungen von vorgesehenen Wassererschließungen auf die Ertragsfähigkeit von Böden im Gebiet des Niestetales und im Raum Marburg – Biedenkopf.

### 3. Lagerstätten

#### Eisen- und Manganerze

Im Lahn- und Dillgebiet wurden die Arbeiten zur Erfassung der Vorräte an kieseligen Roteisenerzen fortgesetzt.

#### NE-Metalle

Im Rahmen der Gemeinschaftsaufgabe Geochemie der geologischen Landesämter wurde die Übersichtsprospektion in ausgewählten Arealen auf Blei, Zink und Kupfer lokal auch auf Barium fortgeführt. Die Untersuchung der Au-Cu-Se-Lagerstätte am Eisenberg bei Goldhausen (Kr. Waldeck/Frankenberg), ein vom BMFT gefördertes Forschungsvorhaben, wurde fortgesetzt und zum Abschluß gebracht. Im Rahmen der analytischen Arbeiten wurden 6180 Einzelbestimmungen durchgeführt.

Für das Forschungsvorhaben „Rhenoherzynikum“ zur Untersuchung stratiformer Metallanreicherungen in paläozoischen Gesteinen wurde in den Forschungsbohrungen Herlefeld, Eschwege u. Sontra die Verteilung der Elemente Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Ag und U im Kupferschiefer geochemisch untersucht (1300 Einzelbestimmungen), um Ansatzpunkte für weitere auf Kupferschiefer ausgerichtete Bohrungen im nordhessischen Raum zu gewinnen, die in Zusammenarbeit mit der BGR Hannover niedergebracht und bearbeitet werden sollen. 1978 wurden bereits 3 Bohrungen mit 664 Bohrmeter niedergebracht. Die Bearbeitung des Kernmaterials ist im Gange. Dieses Forschungsvorhaben wird ebenfalls vom BMFT gefördert und soll als Grundlage für die systematische Untersuchung der Metallverteilung des Kupferschiefers im Rahmen des ab 1980 geplanten Bundesbohrprogramms dienen.

#### Uran

Nach Abschluß der Uranprospektion im hessischen Teil des Odenwaldes wurden die beiden Uranvorkommen (Nieder-Ramstadt und Mackenheim) in genetischer Hinsicht weiter untersucht unter Einbeziehung der granitischen Gesteine, die als Lieferanten des Urans gelten. Diese Untersuchungen wurden von der DFG gefördert (Forschungsvorhaben „Radiogeochemie der granitischen Gesteine und ihre genetischen Beziehungen zu uranführenden Gangparagenesen des Odenwaldes“). Dabei wurden 100 Granitproben mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse auf ihren Chemismus untersucht und ausgewertet. In 52 dieser Proben wurden zusätzlich Uran, Thorium und das radioaktive  $K^{40}$ -Isotop mit dem Gammaskontrometer untersucht. Während sich für Granite mit der Literatur vergleichbare Th- und Urangelhalte ergaben, weisen Granodiorite bei vergleichbaren Th-Gehalten überdurchschnittliche U-Gehalte auf.

Als weiterer Schwerpunkt wurde der radioaktive Gleichgewichtszustand in den Erzproben von Nieder-Ramstadt und Mackenheim gammaspektrometrisch untersucht (51 Proben). Insbesondere für Mackenheim sprechen die Ergebnisse für das aufgrund früherer Befunde angenommene junge Bildungsalter der Vererzung.

Für weitere Untersuchungen sind aus zwei Granitkomplexen 110 neue Proben entnommen und für die geochemische Analyse vorbereitet worden.

## Steine und Erden

Das seit 1974 laufende „Programm zur Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden in Hessen“ wurde fortgeführt. Insgesamt wurden 1978 23 Bohrungen mit 969,20 m Teufe niedergebracht. Die Kosten für die Bohrtätigkeit betragen DM 297574,37. Die geologischen Untersuchungen an den Bohrkernen, die stoffliche Bemusterung und die lagerstättenwirtschaftliche Auswertung der Bohrungen ist im Gange.

Die Bohrungen des Jahres 1978 waren auf den Raum Limburg–Weilburg beschränkt und sind Teil eines Projektes, das die Bewertung von landschaftlich genutzten Flächen unter Berücksichtigung der Lagerstätten zum Ziele hat. Die Arbeiten im Zuge dieses Modells Limburg–Weilburg werden fortgesetzt und räumlich erweitert werden.

Im Rahmen der Lagerstättenkartierung Hessens im Maßstab 1:25000 (LK 25) wurden 36 Blätter aufgenommen.

Lagerstättenwirtschaftliche Gutachten wurden zu 4, meist größeren Objekten erstellt. Die Arbeiten an verschiedenen Rechenprogrammen (ADV) und die Vorbereitungen zur Übernahme von Lagerstätten-Ergebnissen auf Randlochdateien wurden fortgeführt.

Innerhalb der Erläuterungen der GK 25 Hessen wurden zu 3 Kartenblättern die Kap. Lagerstätten verfaßt.

## Landesplanung

Die Karte „Vorranggebiete Oberflächennahe Lagerstätten“ im Maßstab 1:100000 für Hessen wurde fertiggestellt. Die Karte ist Teil der Regionalen Raumordnungspläne. Nach Feststellung dieser Pläne durch das Hessische Kabinett im November 1978 sind diese Pläne rechtsverbindlich.

Im Rahmen der Stellungnahmen zu verschiedenen Planungsverfahren wurden bearbeitet:

- 20 Raumordnungsverfahren,
- 2 Verfahren im Rahmen der agrarstrukturellen Vorplanung,
- 8 Flurbereinigungsverfahren,
- 8 Planfeststellungsverfahren,
- 1 umfangreicher Raumordnungsbericht
- 139 Flächennutzungspläne.

Die Arbeiten am Rohstoffvorsorgegesetz wurden fortgesetzt.

Die zunehmende Notwendigkeit, die Interessen der Lagerstätten als zukünftige Rohstoffreserven für die wirtschaftliche Entwicklung des Landes zu sichern, brachte es mit sich, daß die Maßnahmen zur Rohstoffsicherung im Rahmen von Raumordnung und Landesplanung den staatlichen und kommunalen Behörden, Fachverbänden und Industriefirmen mit Nachdruck dargelegt werden mußten.

### **4. Mineralogie/Petrologie/Geochemie (einschl. Chemisches Laboratorium)**

Durch spezielle mineralogische Untersuchungen – vornehmlich durch Anwendung der Röntgenbeugung – wurden die geologische Landesaufnahme, die Bodenkunde,

der Lagerstättenbereich „Steine und Erden“, die Petrologie und die laufenden Forschungsprojekte, insbesondere die lagerstättenkundliche Untersuchung der Au-, Cu-, Se-Lagerstätte am Eisenberg (s. w. o.) und das Kupferschieferprojekt, unterstützt.

Neben eigener Kartiertätigkeit im Vogelsberg (s. geologische Landesaufnahme) erfolgte die petrologische Bearbeitung des umfangreichen Probenmaterials (Vulkanite, teilweise auch Sedimentgesteine) für die Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000. Überregional wurden Vogelsberg-Bohrungen ausgewertet, die Basalte aus der Brg. Elbenberg petrologisch bearbeitet und 1 petrographisches Gutachten abgegeben.

Einen besonderen Schwerpunkt bildete die petrologische Untersuchung der beiden Forschungsbohrungen „Vogelsberg“, die vor dem Abschluß steht.

Zur Vertiefung der geologisch-petrologischen und vulkanologischen Erkenntnisse im Vogelsberg, insbesondere um Hinweise über Magmenentwicklung und Herkunftstiefe der basaltischen Magmen zu erhalten, wurde ein Forschungsvorhaben zur Untersuchung der mafisch-ultramafischen Einschlüsse in Basalten des Vogelsberges mit finanzieller Unterstützung der DFG begonnen.

Mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde wurden 2500 quantitative Mineralanalysen von Gold- und Uranerzen und von gesteinsbildenden Mineralen zur Unterstützung der petrologischen und lagerstättenkundlich-geochemischen Untersuchungen angefertigt und fallweise mit Hilfe der ADV ausgewertet.

Zahlreiche (250, davon 100 s. Abschn. Uran) Röntgenfluoreszenz-Analysen (Gesteinsvollanalysen auf 8 Bestandteile  $\approx$  2000 Einzelbestimmungen) und deren petrochemische Auswertung durch hier entwickelte ADV-Programme wurden zur Unterstützung der petrologischen Arbeiten sowie der projektgebundenen Aufgaben in der praxisorientierten Erforschung tiefer gelegener Lagerstätten durchgeführt.

Im Interesse der Rationalisierung der geochemischen Arbeiten mit Hilfe der ADV wurde ein neues DV-Gerätekonzept erarbeitet, das – aufgabengebietsübergreifend – auch die Automatisierung der flächenhaften Luftbild-Gefüge-Analyse mit einbezieht. Die aufwendige Aufgabenuntersuchung wurde dem „Arbeitsausschuß für die Automation von Verwaltungsaufgaben des Landes Hessen“ vorgelegt und von diesem genehmigt. Die ADV-relevanten Arbeiten wurden im engen Kontakt mit der HZD und mit dem Fachreferenten im vorgesetzten HMWT durchgeführt.

Das chemische Laboratorium bearbeitet zentral die zur Erfüllung der Aufgaben des HLfB notwendigen Boden-, Gesteins- und Grundwasseranalysen. Es wurden 280 Kornverteilungsanalysen mit 10 Fraktionen ausgeführt. Im Rahmen chemischer Analysen erfolgten zur Untersuchung von Böden 983, von Gesteinen 1271 und von Grundwasser 3530 Einzelbestimmungen. Darüber hinaus wurden 6813 Einzelbestimmungen (Gold, Buntmetalle, Uran und verschiedene andere Elemente) durchgeführt, die teilweise auch in den entsprechenden Abschnitten angeführt sind. Insgesamt entfallen auf diesen Bereich 15397 Einzelbestimmungen.

## 5. Hydrogeologie

### Wissenschaftliche Tätigkeit

Hydrogeologische Feldkartierungen und Abflußmessungen wurden auf den Bl. 4618 Adorf, 5018 Wetter (Hessen), 5517 Cleeburg und im Gebiet des Krofdorfer

Forstes in den Gemeindebezirken Biebertal-Frankenbach und Lohra-Kirchvers durchgeführt. Die hydrogeologischen Erläuterungsanteile zu den veröffentlichten Blättern der Geologischen Karte 1:25000 wurden bearbeitet.

Für radioaktive Altersbestimmungen des Grundwassers wurden im Bereich des Wasserwerkes Hergershausen des Zweckverbandes Gruppenwasserwerk Dieburg, Kreis Darmstadt-Dieburg, Wasserproben entnommen.

Für das Hydrogeologische Kartenwerk der BGR im Maßstab 1:1 Mio. zum Bundesraumordnungsprogramm wurden die hessischen Anteile der Karten „Grundwasser-Ergiebigkeit“, „Grundwasser-Qualität“ und „Grundwasser-Gefährdung“ erstellt.

Auf der Rechenanlage der Universität Kiel wurden Wasseranalysen von Buntsandstein-Grundwässern im Hinblick auf anthropogen verursachte hydrochemische Veränderungen ausgewertet.

Tektonische Luftbild-Gefügeanalysen erfolgten im Raum Korbach zur Ermittlung lagerstättenhöflicher Gebirgstteile, für Großbauvorhaben (Bundesschnellbahnstrecke Kassel – Würzburg) im Bereich des Rhönvorlandes zur Untersuchung der felsmechanischen Gegebenheiten für den Tunnelbau und für hydrogeologisch-tektonische Fragestellungen im Kinzig- und Untermaingebiet sowie im nördlichen Odenwald. Eine künftige Teilautomation der Luftbild-Gefügebrauswertung steht sowohl von der Entwicklung eines ADV-Programms als auch der Geräteauswahl und -beschaffung her kurz vor dem Abschluß.

Die Arbeit am gemeinsamen Bericht der Länder Baden-Württemberg, Hessen und Rheinland-Pfalz zur Stufe I des Untersuchungsprogramms „Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung im Rhein-Neckar-Raum“ wurde abgeschlossen.

Das Untersuchungsprogramm Straße wurde mit Untersuchungen über die Belastung des unterirdischen Wassers mit organischen Stoffen im Gebiet von Straßen sowie mit Untersuchungen zur Beurteilung der Notwendigkeit von Vorschalteinrichtungen (Leichtstoff- bzw. Ölabscheider) vor Sickerbecken in Wasserschutzgebieten fortgeführt.

Die Abschn. V „Unterirdisches Wasser und Quellen“ der Hydrologischen Bibliographien für die Jahre 1974 und 1975 wurden fertiggestellt.

### Gutachtliche Tätigkeit

Das Geschäftsjahr 1978 war insgesamt ausgeglichen und brachte in der Zahl der Erstattungen nur geringe Abweichungen gegenüber dem Vorjahr. An schriftlichen Beratungen wurden gefertigt: 254 Gutachten (Vorjahr 278), 188 Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert (Vorjahr 176), Gesamtzahl 442 (Vorjahr 454) und 198 hydrogeologische Stellungnahmen zu Vorgängen (Flächennutzungs-, Raumordnungs-, Flurbereinigungsverfahren, geplante Naturschutzgebiete u. ä.), die von anderen Abteilungen bzw. Referaten federführend bearbeitet werden. Die Gebühreneinnahmen lagen mit 369 791,50 DM deutlich höher als im Vorjahr (312 483,80 DM). Die Gutachten verteilten sich auf folgende Sachgebiete:

		Gutachten
1. Wassererschließungen		
a) Zentrale Wasserversorgung	25	
b) Aus- und Neusiedler	4	
c) Dienstgehöfte und Gewerbe	1	
d) Notversorgung, Luftschutz- oder Militäranlagen, Bahn, Post	1	
e) Sonstige	<u>3</u>	34
2. Uferfiltratgewinnung, künstliche Grundwasseranreicherung		1
3. Beurteilung vorhandener Wassergewinnungsanlagen		6
4. Wasserschutzgebiete		40
5. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in qualitativer Hinsicht		
a) Lagerflüssigkeiten	10	
b) Müllablagerungen	29	
c) Baumaßnahmen	28	
d) anderer Art	<u>31</u>	98
6. Abwasserversenkung, Gasspeicher, Aquiferspeicher, Kavernendeponien usw.		1
7. Erlaubnisse, Bewilligungen und Genehmigungen zum Bau oder Betrieb von Wassergewinnungsanlagen		6
8. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in quantitativer Hinsicht		5
9. Beurteilung von Grundwasserständen und Grundwasserstandsänderungen		4
10. Heil- und Mineralquellen		
a) Erschließungen	1	
b) Schutzgebiete	<u>1</u>	2
11. Ausnahmegenehmigungen in Schutzgebieten		
a) Heilquellen	6	
b) Trinkwasser	<u>2</u>	8
12. Talsperren, Rückhaltebecken und Staustufen		1
13. Untersuchung größerer Gebiete, Rahmen-, Sonder-, Generalpläne		2
14. Landwirtschaftlicher Wasserbau, Dränung, Bewässerung, Beregnung		3
15. Vernässung, Wasserhaltung oder Bauwerkswasserfragen im Zusammenhang mit		
a) Friedhöfen	37	
b) anderen Anlagen	<u>4</u>	41
16. Hydrogeologische Luftbildauswertung und tektonische Gefügeanalyse		<u>2</u>
		254

Es zeigen sich vor allem deutliche Veränderungen gegenüber dem Vorjahresergebnis auf den Sachgebieten Wassererschließung (– 11), qualitative und quantitative Grundwassergefährdungen (– 19) und Anlage oder Erweiterung von Friedhöfen (+ 14). Im Bereich Wassererschließung dürfte sich vor allem der hohe Standard und die nahezu vollkommene Ausstattung aller Gemeinden des Landes Hessen mit zentralen öffentlichen Wasserversorgungsanlagen auswirken. Dies bedeutet nämlich, daß Neuer-schließungen nur mehr für ausgefallene Gewinnungsanlagen oder zur Zusatz- bzw.



Spitzenbedarfsdeckung vorgenommen werden, ein größerer Nachholbedarf aber nicht mehr besteht. Auf dem Sachgebiet Grundwassergefährdungen ist im Vergleich zu dem außergewöhnlichen Vorjahresergebnis (+ 42 gegenüber 1976) eine Reduzierung auf das zu erwartende mehrjährige Mittel eingetreten. Die deutliche Steigerung der Gutachten zur Neuanlage oder Erweiterung von Friedhöfen entspricht dem bislang über mehrere Jahre zu verfolgenden Trend.

Bei einer qualitativen Wertung der Beratungstätigkeit dagegen sind im Bereich Erschließung als Schwerpunkt der Raum Sontra – Eschwege, Werra-Meißner-Kreis, der W-Teil des Kreises Hersfeld-Rotenburg, der nördliche Lahn-Dill-Kreis und das mittlere Hessische Ried hervorzuheben. Nutzungen der Grundwasservorkommen im Grenzbereich Hessen/Nordrhein-Westfalen (Waldecker Upland) und Hessen/Bayern (Jossa-Sinn-Gebiet, Schaafheimer Senke) wurden mehrfach besprochen und für die Schaafheimer Senke erfolgreich abgeschlossen. Die Kommission Vogelsberg beim Regierungspräsidenten in Darmstadt und der Wasserverband Hessisches Ried wurden bei den anstehenden Fragen zur Grundwassergewinnung, Dargebotshöhe, Grundwasserbewirtschaftung und -anreicherung ständig beraten. In von Hydrogeologen vorgeschlagenen und überwachten 38 Haupt- und Versuchsbohrungen wurden rd. 540 l/s gewinnbaren Grundwassers nachgewiesen.

Während im Sachgebiet Wasserschutzgebiete keine außergewöhnlichen Vorkommnisse zu verzeichnen waren, wurden für die Verkehrswege- und Deponieplanung, den Lagerstättenabbau und die Umweltsicherung in z. T. aufwendigen Gutachten, Beratungen und Berichten Entscheidungshilfen und Vorschläge erarbeitet. So standen die Auswahl von Trassenvarianten bei Bundesbahn-Neubaustrecken und Autobahnen und der Schutz des Grundwassers im Bereich der Sondermülldeponie Offheim sowie der Abfallbeseitigungsanlage Grube Messel zur Entscheidung. Umwelt- und Naturschutzaspekte waren bei Beratungen zu bergbaulichen Untersuchungsmaßnahmen für die geplante Wiederaufnahme des Braunkohlenabbaues auf dem Meißner und zur geplanten Sanierung des Schusterwörther Altrheins zu berücksichtigen. Neben Fachfragen standen solche der Umweltsicherung und -sanierung bei Gutachten und Fragen zur Anlagemöglichkeit von Hochdruck-Gaskavernenspeichern im Salzgestein Ost Hessens, zur Langzeitsicherheit der Untertagedeponie Herfa-Neurode, zur Entziehung von Grundwasser aus dem südlichen Hessischen Ried über die Landesgrenze nach Baden-Württemberg und dem Anteil der durch die einzelnen Wasserwerke verursachten Grundwasserabsenkung und deren Auswirkung auf Gebäudeschäden, Kühlwasser-, Feuerlösch-, Beregnungsbrunnen und Badeseewasserstände sowie zur Eindämmung und Beseitigung von Grundwasserunreinigungen durch wassergefährdende Flüssigkeiten im Bereich des Frankfurter Flughafens und im Industriegebiet der Stadt Raunheim im Vordergrund.

Die Kaliabwasserversenkung im Werra-Kalirevier und die Haldenabwasserversenkung im Fulda-Kalirevier wurden laufend überwacht.

### Verfolg von Bohrungen

Im Berichtsjahr 1978 wurden rd. 285 Bohrungen und Aufschlüsse im Gebiet des Landes Hessen verfolgt. Die Bohrungen dienten vor allem der Grundwasserer-

schließung, daneben der Einrichtung von Grundwasserstandsmeßstellen und untergeordnet auch der Lagerstätten- und Baugrunderkundung. Schichtenverzeichnisse von 178 Bohrungen wurden in das Archiv gegeben.

### Ausschüsse und Arbeitskreise, -gruppen usw.

Angehörige der hydrogeologischen Referate waren während des Berichtszeitraumes in folgenden Ausschüssen und Arbeitsgemeinschaften tätig:

Arbeitsgemeinschaft „Hydrogeologie“ und „Kommission für Umweltschutz“ der Direktorenkonferenz der Geologischen Landesämter der Bundesrepublik Deutschland und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

Expertendelegation der Regierung der Bundesrepublik Deutschland.

Arbeitskreis „Schadlose Beseitigung der Produktionsrückstände der Kaliindustrie“ mit dessen Arbeitsgruppen „Trinkwasserversorgung“, „Heilwasserversorgung“ und „Beseitigung der Produktionsrückstände“ Untergruppe „Versenkung“.

Ausschuß zur Neuordnung der Versenküberwachung.

Arbeitsausschuß 20. Kaliabwasser der Arbeitsgruppe V. Abwasserwesen im Fachnormenausschuß Wasserwesen des Deutschen Normenausschusses.

Arbeitskreis „Bautechnische Maßnahmen an Straßen in Wassergewinnungsgebieten“ der Forschungsgesellschaft für das Straßenwesen e.V., Arbeitsgruppe Untergrund.

Arbeitsausschuß 7.4 C Grundwasser-Chemie des Kuratoriums für Wasserwirtschaft und Kulturbauwesen.

Arbeitskreis „Verbesserung der Umweltverhältnisse am Rhein“ beim „Hessischen Minister für Landwirtschaft und Umwelt“.

Arbeitsgruppe Ried beim Regierungspräsidenten in Darmstadt und Untergruppe 3 „Fragen der Trinkwassergewinnung und -versorgung“ und 4 „Hydrogeologische Fragen“.

Kommission Vogelsberg beim Regierungspräsidenten in Darmstadt und Arbeitsausschuß der Kommission Vogelsberg zur Beweissicherung im Kinziggebiet.

Arbeitsgruppe „Wasserbewirtschaftung im Spessart und Vogelsberg“ beim Regierungspräsidenten in Darmstadt.

Arbeitsgruppe des Landes Hessen und des Freistaates Bayern zur Klärung der Wasserversorgungsfragen im Grenzbereich Hessen – Bayern.

Arbeitsgruppe „Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung im Rhein-Neckar-Raum“ der geologischen und wasserwirtschaftlichen Dienste der Länder Baden-Württemberg, Hessen und Rheinland-Pfalz.

Arbeitskreis zum DFG-Forschungsprogramm „Wasser- und Stoffhaushalt in Abfalldeponien und deren Wirkung auf Gewässer“.

Arbeitskreis „Naturwissenschaftliche und technische Grundlagen der Balneologie“ im Deutschen Bäderverband.

Arbeitskreis „Fernerkundung und Photointerpretation“ in der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie e.V.

Fachausschuß „Geohydrologie“ des DVGW.

Rekultivierungsausschuß „Werratal“ des Bergamtes Kassel.

Unterausschuß „Grundwasserchemismus“ im Ausschuß für die Automation von Verwaltungsaufgaben des Landes Hessen.

## 6. Ingenieurgeologie

Im Berichtszeitraum sind erstattet bzw. abgegeben worden (in Klammern Vergleichszahlen der Jahre 1975/1976/1977):

283 Gutachten (305/229/248),

74 Berichte und Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert (75/45/51) sowie 610 Stellungnahmen zu Bauleit- und Flächennutzungsplänen (620/800/505).

Die Gebühreneinnahmen betragen 1978 DM 405 505,50 (297 056,–/275 804,–/331 545,50), nicht gerechnet Gebührenermäßigungen und -befreiungen nach § 7 der Gebührenordnung sowie die Sonderregelung mit dem Hess. Landesamt für Straßenbau.

Die Zahl der Gutachten verteilt sich wie folgt:

- 32 Behördenbauten (22/17/25)
  - 8 Universitäts- u. Hochschulbauten (17/9/7)
- 31 Bauvorhaben für die Bundeswehr (15/15/36)
- 54 Bauvorhaben der Landkreise und Kommunen einschließlich Industriegelände (33/29/32)
- 14 Bauvorhaben nach dem RSG, FBG und WWVO (10/6/12)
- 22 Allgemeine Straßenbauvorhaben (42/55/50)
- 10 Gutachten für BAB-Teilstrecken (15/8/3)
- 66 Gutachten für BAB-Ingenieurbauwerke (114/61/37)
  - 9 Gutachten für Talsperren und HRB (23/21/11)
- 36 Gutachten für Aufsichtsbehörden (–/–/30)
  - 2 Gutachten über Rutschungen und Rutschgebiete (1/1/4)
  - 1 Gutachten über ein Erdfallgebiet
  - 2 Gutachten für Felsbauvorhaben

An neuen Aufgaben liegen, außer der immer häufigeren Beratung der Aufsichtsbehörden (RP) zur Frage möglicher Geländesenkungen und Gebäudeschäden bei Grundwasserentnahmen, in den letzten Monaten als Folge der Stellungnahme zu Bauleitplänen auch mehrere Anfragen von Kommunalverwaltungen nach großflächigen Baugrunduntersuchungen von Neubaugebieten (z. Zt. 4 größere Anfragen) vor.

Für Maßnahmen der hessischen Straßenbauverwaltung sind insgesamt 89 Gutachten (91/124/171) erstattet worden, d. s. 32 % der gesamten Gutachten (56 %/54 %/37 %). Hinzu kommt die ständige ingenieurgeologische Beratung folgender Neubaustrecken:

- A 45 Gießen – Stuttgart, Abschnitt Gambach – Landesgrenze
- A 485 Cölbe – Gießen, Abschnitt Gießen – Stauffenberg
- A 49 Kassel – Marburg, Abschnitt Borken, und Abschnitt Schwalmstadt – Kirchhain
- A 48 Reiskirchen – Hattenbach, Abschnitt Reiskirchen – Rimberg
- A 7 Kassel – Hattenbach, Abschnitt Homberg/Efze – Melsungen
- A 4 Bad Hersfeld – Herleshausen, Grenzübergang Herleshausen
- B 7 Umgehung Kaufungen – Helsa
- B 253 Umgehung Bad Wildungen
- B 277 Umgehung Sinn – Herbborn – Burg
- Südtangente Kassel

Eine ständige Beratung fand auch bei folgenden Talsperren und Hochwasserrückhaltebecken statt:

- Twiste-Talsperre (Probestau)
- Kinzig-Talsperre (Bau)
- Talsperre Antrifftal (Bau)

HRB Marburg/Erbach (Bau)  
Stauanlage Kirchheim (Sanierungsarbeiten)  
Ernstbach-Talsperre (Bauvorbereitung)

Die angewandte Forschung über bei der Gutachtertätigkeit anfallende Probleme wurde weitergeführt. Folgende Untersuchungen sind besonders zu erwähnen:

Zur Erkundung von verdeckten Einbruchsschloten als Folgeerscheinung des tiefen Salinarkarstes an der Erdoberfläche wurden die Testuntersuchungen an der DB-NBS Hannover – Würzburg mit gutem Erfolg weitergeführt und einige (zufällige) Straßenaufschlüsse von solchen Subrosionsformen genau aufgenommen und vermessen.

Die Untersuchungen über Rutschungen, ihre Ursachen und Sanierungsmöglichkeiten wurden sowohl im Rahmen der geologischen Landesaufnahme als auch durch Bewegungsmessungen an rutschverdächtigen Böschungen und die Untersuchung von aufgetretenen Rutschungen nahe Wohngebieten weitergeführt.

Die Wirkung von Zementinjektionen zur Unterfangung von Gebäuden auf weichem Untergrund wurde in 2 Großversuchen untersucht und wird zwischenzeitlich im Hessischen Ried in großem Umfang angewandt.

Die Extensometermessungen an der Krebsbachtalbrücke (A 49) zur Ermittlung der Tiefenwirkung einer Großbohrpfahlgründung in tertiären Tonen wurden ausgewertet und werden veröffentlicht.

Fortführung der Kontrollmessungen des Kohlensäuregehaltes im Grundwasser in Pegelbohrungen an geplanten Talsperrenstandorten und von Erddruckmessungen an Brückenwiderlagern.

## 7. Bibliothek

Der Zuwachs im Jahre 1978 betrug 4799 Einheiten. Davon entfallen 3119 auf Bände und 1680 auf Karten. Die Anzahl der Tauschpartner hat sich von 393 auf 403 erhöht. Ausgeliehen wurden im Berichtsjahr 3340 Bände und 445 Karten.

## 8. Vertriebsstelle

In der Vertriebsstelle wurden verkauft:

1362 Geologische Karten 1:25000  
213 Bodenkarten 1:25000

829 Übersichtskarten  
917 sonstige Veröffentlichungen

## 9. Archive, Datendokumentation

Der Zuwachs betrug 4121 Stück, davon sind besonders zu erwähnen 697 Gutachten und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert sowie 2309 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen. Ausgeliehen und wieder vereinnahmt wurden 1770 Stück.

In Zusammenarbeit mit der HZD, Wiesbaden, und mit verschiedenen Arbeitsgemeinschaften und Arbeitsgruppen wurde die Dokumentation von Archivmaterial, insbesondere die Arbeit am Aufschluß- und Bohrkataster fortgeführt. Unter Einsatz

der hessischen Version des Dokumentations- und Abfrageprogramms für Schichtenverzeichnisse (DASCH-T/BOHRLIS und BOHRZEI) wurden 4 TK 25 mit insgesamt 2500 Bohrungen überarbeitet. Außerdem wurden nach diesem System alle laufend eingehenden Bohrungen erfaßt.

Das Programmsystem STAMPEDE wurde testweise für lagerstättenkundliche Auswertungen und Berechnungen eingesetzt.

Außerdem kamen verschiedene Programme und Programmsysteme sowohl bei der HZD als auch an eigenen Anlagen zum Einsatz, besonders für gefügekundliche/tektonische Untersuchungen (Programmsystem GELI) sowie für geochemische, ingenieurgeologische und geophysikalische Berechnungen und Auswertverfahren.

### 10. Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1978 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Geologisches Jahrbuch Hessen:

Band 106, 460 S., 91 Abb., 57 Tab., 30 Taf.

Geologische Abhandlungen Hessen:

Band 77: SOBOTH, E.: Lang- und kurzperiodische Änderungen der Grundwasserbeschaffenheit und der Quellschüttung während 20jähriger Beobachtungen in der Frankfurter Bucht (Hessen). 39 S., 17 Abb., 5 Tab., 6 Taf.

Geologische Karte von Hessen 1:25000:

Blatt 5620 Ortenberg und Erläuterungen, 351 S., 44 Abb., 13 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.

Blatt 5716 Oberreifenberg und Erläuterungen, 3., ergänzte Aufl., 101 S., 8 Abb., 6 Tab., 2 Taf.

Blatt 5813 Nastätten und Erläuterungen, 2., neubearbeitete Aufl., 112 S., 19 Abb., 12 Tab., 1 Taf.

Bodenkarte von Hessen 1:25000:

Blatt 5518 Butzbach und Erläuterungen, 119 S., 9 Tab., 9 Prof.

Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:1000000, 3. Aufl.

Bodenforschung in Hessen, 2. Aufl. Herausgegeben vom Hessischen Minister für Wirtschaft und Technik. 44 S., 44 Abb., 1 Tab., 2 Kt.

Unser Lebensraum aus 900 km Höhe. Hessisches Landesamt für Bodenforschung im Dienst der Daseinsvorsorge. Faltblatt, 2. Aufl. Herausgegeben vom Hessischen Minister für Wirtschaft und Technik.

### Hochschultätigkeit

Ltd. Geologiedirektor Dr. BARGON

als Lehrbeauftragter an der Technischen Hochschule Darmstadt (Bodenkunde)

Geologieoberrat Dr. BERNHARD

als Lehrbeauftragter an der Gesamthochschule Kassel (Geologie für Bauingenieure)

Geologieoberrat Dr. GOLWER

als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Hydrogeologie)

Geologieoberrat Dr. HÖLTING

als Lehrbeauftragter an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Allgemeine Hydrogeologie)

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)  
als Lehrbeauftragter der Justus-Liebig-Universität Gießen (Geochemie)
- Geologieoberrat Dipl.-Ing. MÜLLER  
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Baugrundgeologie)
- 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)
- Geologierat Dr. SCHRADER  
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Angewandte Bodenphysik)

### Veröffentlichungen von Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- BARGON, E. (1978): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1977 (1.1. – 31.12.1977). – Geol. Jb. Hessen, **106**: 443–460; Wiesbaden.
- BARTH, W., EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H. (1978): Lagerstätten. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5620 Ortenberg: 161–165; Wiesbaden.
- & LIPPERT, H.-J. (1978): Lagerstätten. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5716 Oberreifenberg: 74–75; Wiesbaden.
- BEURER, M. (1978): Geologie. – Festschr. z. Eröffnung: Bundes-Autobahn A 45 Gießen – Aschaffenburg: 26–27, 1 Abb.; Bonn.
- & PRINZ, H. (1978): Entlastungsbruch als Ursache von Rutschungen an Böschungen. – Ber. 1. nat. Tag. Ing.-Geol. Paderborn 1977: 137–158, 14 Abb.; Essen (DGEG).
- DIEDERICH, G., HOLTZ, S., & PRINZ, H. (1978): Exkursion G – Ingenieurgeologische Probleme im Kinzigtal, am 1. April 1978. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 83–94, 8 Abb.; Stuttgart.
- DIEDERICH, G. (1978): Exkursion B durch den Buntsandstein des Nordspessarts am 30. März 1978. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 55–63, 3 Abb.; Stuttgart.
- (1978): Hessische Senke. – Erl. internat. hydrogeol. Kt. Europa 1:1500000, Bl. C 4 Berlin: 95–101, 1 Abb.; Krefeld.
- HOFMANN, E.-L., & MOLLENHAUER, D. (1978): Exkursion V in die Umgebung von Bad Orb am 28. März 1978. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 25–31, 3 Abb.; Stuttgart.
- VILLINGER, E., & STRUCKMEIER, W. (1978): Oberrheingraben und Mainzer Becken. – Erl. internat. hydrogeol. Kt. Europa 1:1500000, Bl. C 4 Berlin: 137–141; Krefeld.
- & WIEGAND, K. (1978): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5620 Ortenberg: 166–182, 5 Tab.; Wiesbaden.
- (1978): s. BEURER, M., DIEDERICH, G., HOLTZ, S., & PRINZ, H.
- in: CARLÉ, W., DIEDERICH, G., & VILLINGER, E. (1978): Odenwald und Spessart. – Erl. internat. hydrogeol. Kt. Europa 1:1500000, Bl. C 4 Berlin: 78–79; Krefeld.
- EHRENBERG, K.-H. (1978): Exkursion A in den südlichen Vogelsberg am 30. März 1978. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 9–30, 9 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- & HICKETHIER, H., mit Beiträgen von BARTH, W., BIBUS, E., DIEDERICH, G., KOWALCZYK, G., MEISL, S., MENDE, G., PRÜFERT, J., REICHMANN, H., ULRICH, H.-J., WENDLER, R. †, WIEGAND, K. (1978): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5620 Ortenberg, 351 S., 44 Abb., 13 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- FICKEL, W. (1978): Böden. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5716 Oberreifenberg: 48–52; Wiesbaden.

- in: BECKMANN, H., FICKEL, W., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H., & ZAKOSEK, H. (1978): Aufbau und jungholozäne Tonverlagerung in Hügelgräbern im Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 383–407, 2 Abb., 10 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- FINKENWIRTH, A. (1978): Die Braunkohle am Meißner. – Aufschluß, Sonderbd. **28** (Göttingen): 229–236; Heidelberg.
- GOLWER, A. (1978): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000, Bl. 7821 Veringenstadt; Stuttgart.
  - mit Beiträgen von KOERNER, U., VILLINGER, E., & WERNER, J. (1978): Erläuterungen zu Blatt 7821 Veringenstadt. – Geol. Kt. Baden-Württ. 1:25000: 151 S., 9 Abb., 8 Taf., 5 Beil.; Stuttgart.
  - (1978): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5716 Oberreifenberg, 2. Aufl.: 53–67, 3 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
  - (1978): Bohrungen. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5716 Oberreifenberg, 2. Aufl.: 76–97; Wiesbaden.
  - (1978): Die Auswirkungen von Straßenverkehr auf das Grundwasser. – In: Sicherung der Wasserversorgung durch Gewässerschutz, Wasseraufbereitung und -verbund, Tagung vom 8.–10.3.1978 in Essen. – Gewässerschutz – Wasser – Abwasser, **29**: 463–481, 5 Abb., 2 Tab.; Aachen.
  - & SCHNEIDER, W. (1978): Untersuchungen über die Belastung des unterirdischen Wassers mit anorganischen toxischen Spurenstoffen im Gebiet von Straßen. – Straße u. Autobahn, **2**: 79–80; Bonn-Bad Godesberg.
  - & POST, O. (1978): Bau und Betrieb eines Brunnens zum Abpumpen von versickertem Mineralöl aus Lockergesteinen. – Brunnenbau, Bau v. Wasserwerken, Rohrleitungsbau, **10**: 360–363, 3 Abb., 1 Tab.; Köln.
- HAUPENTHAL, C. (1978): Über Schwarzerden in der Niederhessischen Senke. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 319–366, 20 Abb., 17 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
  - in: SCHARPENSEEL, H. W., HAUPENTHAL, C., & ABILAY, W. P. (1978): <sup>65</sup>Zn fixation and mobility in a flooded rice soil on two different levels of the soil toposequence. – 84 S., 26 Abb., 20 Tab.; Los Baños, Philippinen (IRRI special seminar paper-Umdruck).
- HENTSCHEL, G. (1978): Seltene Minerale in Calcium-reichen Auswürflingen vom Bellerberg bei Mayen/Eifel. – Aufschluß, **29**: 77–83, 2 Tab.; Heidelberg.
  - (1978): Die Minerale des Arensberges bei Zilsdorf, Eifel. – Aufschluß, **29**: 219–227, 10 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
  - in: BETZ, V., & HENTSCHEL, G. (1978): Offretit und Erionit von Gedern (Vogelsberg). – Geol. Jb. Hessen, **106**: 419–421, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
  - LEUFER, U., & TILLMANN, E. (1978): Brenkit, ein neues Kalzium-Fluor-Karbonat vom Schellkopf/Eifel. – N. Jb. Miner., Mh., **1978**: 325–329, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
  - (1978): s. SCHRADER, L., mit Beiträgen von ASTHALTER, K., HENTSCHEL, G., THIELICKE, G.
- HERZBERG, A. (1978): Hessisches Geologisches Schrifttum. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 459; Wiesbaden.
- HICKETHIER, H. (1978): s. EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H.
- HÖLTING, B. (1978): Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen in der Ense-Scholle südwestlich der Stadt Korbach/Kreis Waldeck-Frankenberg (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **106**: 423–432, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- HOLTZ, S., & EWERT, F. K. (1978): Abdichtungsarbeiten an der Talsperre Antrifftal, Vogelsbergkreis, Hessen. – Ber. 1. nat. Tag. Ing.-Geol. Paderborn 1977: 429–443, 7 Abb.; Essen (DGEG).
  - (1978): s. BEURER, M., DIEDERICH, G., HOLTZ, S., & PRINZ, H.
  - & SCHENK, V. (1978): Engineering Geological Problems of Dams in Highly Permeable Buntsandstein Formation in Hesse, Federal Republic of Germany. – Proc. III Int. Cong. IAEG, 4.–8. Sept., Sec. III, **1**: 133–142; Madrid.
  - & SCHOPPE, J. (1978): Planung einer Talsperre unter besonderer Berücksichtigung der Versickerung. – Wasser u. Boden, **11**: 289–291; Hamburg–Berlin.
- HORN, M., in: BUSSE, E., & HORN, M. (1978): Neue Fossilfunde im Mittleren Buntsandstein NW-Hessens und ihre Bedeutung für die Paläogeographie. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 131–142, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

- in: BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., CALVER, M. A., DEJONGHE, L., GRAULICH, J. M., HORN, M., KIMPE, W. F. M., KULLMANN, J., MEESSEN, J. P. M. T., NAYLOR, D., OLIVEIRA, J. T., PAPROTH, E., PARIS, F., PERDIGAO, J. C., RIBEIRO, A., ROBARDET, M., SANCHEZ DE POSADA, L., & TRUYOLS, J. (1977): Y a-t-il des Hydrocarbures dans le Pre-Permien de l'Europe occidentale? — Ministère des Affaires Économiques, Service Géologique, Prof. Paper; 977/11, n° 148: 58 S., 14 Fig.; Brüssel.
- HÜHNER, G. (1978): s. RABIEN, A.
- KÜMMERLE, E. (1978): Unterer Meeressand und Kaolin am Rotenberg bei Geisenheim am Rhein. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 147–158, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1978): „Reichtum des Landes“. Die Landschaft im Kreis Fulda, ihr geologischer Aufbau und ihre Bodenschätze. — Landkreis Fulda, Entwicklung eines Wirtschaftsraumes: 210–223, mit 1 geol. Übers.kt. u. 1 West-Ost-Profil; Mühlheim (Buchreihe Hessischer Landkreise, Geschichte und Entwicklung. Verlag E. W. H. Landgrebe).
- LIPPERT, H.-J. (1978): s. BARTH, W., & LIPPERT, H.-J.
- MEISL, S. (1978): Petrographie der Buntsandsteinsedimente. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. Nr. 5620 Ortenberg: 77–81; Wiesbaden.
- PAULY, E. (1978): Oberflächennahe Lagerstätten und ihre Berücksichtigung bei der Bewertung landwirtschaftlich genutzter Flächen. In: Hessen, Besiedlung und Landschaft. — Beitr. Frühjahrstagung agrarsoz. Ges. e. V. 18. – 20. 5. 1978 Heppenheim/Bergstraße; Göttingen (Hess. Min. Landwirtsch. u. Umwelt, Wiesbaden, u. Sekretariat agrarsoz. Ges. e. V.).
- PRINZ, H. (1978): Ursachen der beobachteten negativen Höhenwertänderungen im nördlichen Oberrheingraben. — Z. Vermess.-Wes., **103**: 424–430; Stuttgart.
- (1978): Grundwasserentnahme als indirekte Ursache von Gebäudeschäden. — Ber. 1. nat. Tag. Ing.-Geol. Paderborn 1977: 556–567, 5 Abb., 1 Taf.; Essen (DGEG).
- (1978): s. BEURER, M., DIEDERICH, G., HOLTZ, S., & PRINZ, H.
- RABIEN, A., in: BUGGISCH, W., RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1978): Biostratigraphische Parallelisierung und Faziesvergleich von oberdevonischen Becken- und Schwellen-Profilen E Dillenburg (Conodonten- und Ostracoden-Chronologie, Oberdevon I–V, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen, **106**: 53–115, 9 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- REICHMANN, H. (1978): Kriechen, Solifluktion, Gelifluktion, Kongelifluktion. Ein terminologischer Irrgarten. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 409–418; Wiesbaden.
- (1978): Böden. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5620 Ortenberg: 183–191; Wiesbaden.
- (1978): Geomorphologische Karte 1:25000, Blatt 5816 Königstein. — Mitt. nass. Ver. Naturkde., **3**: 3; Wiesbaden.
- & ZAHORKA, H. (1978): Bodenkundlich-standortkundl.-forstliche Exkursion durch den Bereich des Hess. Forstamtes Chausseehaus in Wiesbadener Vor- und Hochtaunus am 2. 7. 1978. — Mitt. nass. Ver. Naturkde., **3**: 4–6; Wiesbaden.
- (1978): Lößstratigraphie in Main-Taunusvorland und Rheingau. — Mitt. nass. Ver. Naturkde., **2**: 15–16; Wiesbaden.
- SCHRADER, L., in: BECKMANN, H., FICKEL, W., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H., & ZAKOSEK, H. (1978): Aufbau und jungholozäne Tonverlagerung in Hügelgräbern im Taunus. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 383–407, 2 Abb., 10 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- (1978): Bodenkarte von Hessen 1:25000, Bl. 5518 Butzbach; Wiesbaden.
- mit Beiträgen von ASTHALTER, K., HENTSCHEL, G., THIELICKE, G. (1978): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25000, Bl. 5518 Butzbach: 119 S., 9 Tab., 9 Prof.; Wiesbaden.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W., in: DILLMANN, W., & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1978): Hydrogeologie. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5813 Nastätten: 93–107, 4 Tab.; Wiesbaden.
- (1978): Bohrungen. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5813 Nastätten: 108; Wiesbaden.
- (1978): Bericht über die 99. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins vom 28. März bis 4. April 1978 in Bad Orb/Hessen. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 5–12; Stuttgart.
- THEWS, J.-D. (1978): Vorwort. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5716 Oberreifenberg: 5, 1 Abb.; Wiesbaden.
- Geologische Neuerkenntnisse. — Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5716 Oberreifenberg: 39–47; Wiesbaden.



- THIELICKE, G. (1978): s. SCHRADER, L., mit Beiträgen von ASTHALTER, K., HENTSCHEL, G., THIELICKE, G.  
 WIEGAND, K. (1978): s. DIEDERICH, G., & WIEGAND, K.

### Nachtrag:

- GOLWER, A., MATTHESS, G., & SCHNEIDER, W. (1977): Groundwater contamination by waste and the implications for methods of refuse disposal. Proc. of the Amsterdam Symposium Effects of Urbanization and Industrialization on the Hydrological Regime and on Water Quality, October 1977. — JAHS-AISH Publ., **123**: 365–369.  
 — (1977): Groundwater contaminated by heavy metals leached from waste deposits Groundwater Quality. Measurements, Prediction and Protection. Pap. a. Proc. Water Research Centre Conference 6–8 Sept. 1976 at Reading, Berkshire: 563–567, 1 Abb., 2 Tab.; Medmenham, Marlow, Bucks.  
 HAUPENTHAL, C. (1977): Über Schwarzerden in der Niederhessischen Senke. — Diss., 141 S., 34 Abb., 47 Tab., 1 Taf.; Bonn.  
 NÖRING, F. (1973): Die neuen Richtlinien für die Festsetzung von Grundwasserschutzgebieten. — Z. dt. geol. Ges., **124**: 397–398; Hannover.  
 STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1977): Bericht über die 98. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins vom 12. bis 16. April 1977 in Heilbronn. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **59**: 5–11; Stuttgart.  
 TANGERMANN, H., in: FRESENIUS, W., KNOLL, K.-H., LEONHARDT, H. W., MATTHESS, G., TANGERMANN, H., & SCHNEIDER, W. (1977): Qualitative und quantitative Untersuchung des Sickerwassers einer Hausmülldeponie mit Basisabdichtung. — Müll u. Abfall, **7**: 190–206; Berlin–Bielefeld–München.

### Wissenschaftliche Vorträge von Angehörigen des Landesamtes

- ANDERLE, H.-J.: Neue Anschauungen zur Großtektonik des südlichen Taunus. — Institut für Geologie u. Paläontologie d. TU Braunschweig, 17.1.1978.  
 BARTH, W.: Bolivien; Geologie, Land und Leute. — Nass. Ver. Naturkunde, Wiesbaden, 19.1.1978.  
 BERNHARD, H.: Das Hessische Landesamt für Bodenforschung — Gliederung und Aufgabenstellung. — Vortrag im Rahmen berufsbegleitender Seminare der GHK, Kassel, 1.3.1978.  
 EHRENBERG, K.-H.: Neue Ergebnisse zum Vulkanismus des südlichen und mittleren Vogelsberges. — Tagung d. Oberrhein. Geol. Ver., Bad Orb, 29.3.1978.  
 FICKEL, W.: Die Bodenübersichtskarte der Stadt Lahn und ihre Nutzungsmöglichkeiten. — Magistrat d. Stadt Lahn, Lahn, 4.9.1978.  
 GOLWER, A.: Die Auswirkungen von Straßenverkehr auf das Grundwasser. — Tagung „Sicherung der Wasserversorgung durch Gewässerschutz, Wasseraufbereitung und -verbund“, Essen, 9.3.1978.  
 HÖLTING, B.: Neue Mineralwasservorkommen in Hessen. — 74. Deutscher Bädertag, Norderney, 25.9.1978.  
 HOLTZ, S.: Talsperren im hessischen Buntsandstein am Beispiel der Twiste-Talsperre. — Geol. Institut d. TH Hannover, 12.12.1978.  
 HORN, M.: Stratigraphie und Fazies des Mittleren Buntsandsteins — Neuere Ergebnisse zur Ökologie der nordhessischen Buntsandstein-Ablagerungen. — Ver. f. Naturkunde, Kassel, 26.1.1978.  
 — Rhoden, Stadt an der Diemel? Die erdgeschichtliche Entwicklung der nordwaldeckischen Landschaft um Rhoden. — Waldeckischer Geschichtsverein, Rhoden, 9.3.1978.  
 LAEMMLEN, M., & PRINZ, H. (vorgetragen durch PRINZ, H.): Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes zwischen Neuhoof bei Fulda und dem Rand der Spessart-Rhön-Schwelle. — Tagung d. Oberrhein. Geol. Ver., Bad Orb, 29.3.1978.  
 LIPPERT, H.-J.: Nutzbare Lagerstätten in Hessen, Ausstellungsobjekte im Bergbau-Museum Weilburg. — Nass. Ver. Naturkunde, Wiesbaden.

- MEISL, S.: Regionale und überregionale Forschungsprojekte in Hessen. — Hess. L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden, 30.11.1978.
- PAULY, E.: Geologische Bedingungen im nördlichen Oberrheingraben. — Hess. Institut für Lehrerfortbildung Frankfurt/M., Pfungstadt, 10.7.1978.
- PRINZ, H.: s. LAEMMLEN, M., & PRINZ, H.  
— Sind die beobachteten negativen Höhenwertänderungen im nördlichen Oberrheingraben tektonisch bedingt? — Rundgespräch „Rezente Krustenbewegungen“ d. Dtsch. Forschungsgemeinschaft, Bonn—Bad Godesberg, 9.6.1978.
- REICHMANN, H.: Der Boden als Element der Landschaft; seine Entstehung und Nutzung. — Nass. Ver. Naturkunde, Wiesbaden, 26.10., 23.11. u. 14.12.1978.
- REUL, K.: Tektonik und Mineralwasserfließwege zwischen Vogelsberg und Spessart. — Tagung d. Oberrhein. Geol. Ver., Bad Orb, 28.3.1978.  
— Exkursionsführung: Grundwasser zwischen Vogelsberg und Spessart. — Tagung d. Oberrhein. Geol. Ver., Bad Orb, 28.3.1978.
- RÖSING, F.: Als Geologe auf den Canaren. — Nass. Ver. Naturkunde, Wiesbaden, 14.3.1978.  
— Über den Vulkanismus auf den Canarischen Inseln. — Tagung d. Oberrhein. Geol. Ver., Bad Orb, 29.3.1978.  
— Vergleiche zwischen rezenten Vulkanen und tertiären Vulkanrelikten in Nordhessen. — Geol. Institut d. Justus-Liebig-Universität, Gießen, 19.12.1978.

## Nachtrag

- HOLTZ, S., & EWERT, F. K. (vorgetragen von HOLTZ, S.): Abdichtungsarbeiten an der Talsperre Antrifttal, Vogelsbergkreis, Hessen. — 1. Nat. Tagung Ingenieurgeologie, Paderborn, 14.4.1977.

## Personalbestand 31.Dezember 1978

Leiter (kommissarisch): Ltd. Geologiedirektor Dr. agr. ERNST BARGON

## Geologiedirektoren:

Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ALFRED FINKENWIRTH  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. JENS KULICK  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HANS-GÜNTHER KUPFAHL  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MANFRED LAEMMLEN  
Dipl.-Geol. Prof. Dr. rer. nat. STEFAN MEISL  
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. ERNST PAULY

Dipl.-Geol. Prof. Dr. rer. nat. HELMUT PRINZ  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ARNOLD RABEN  
Dr. rer. nat. FRANZ RÖSING  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. OTTO SCHMITT  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. DIETRICH THEWS

## Geologieoberräte:

Dr. rer. nat. HORST BERNHARD  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MARTIN BEURER  
Dr. rer. nat. ECKHARD BÖKE  
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. GISBERT DIEDERICH  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. KARL-HEINZ EHRENBERG  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WALTER FICKEL  
Dr. rer. nat. KUNIBERT FRIEDRICH  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ARTHUR GOLWER  
Dipl.-Geogr. Dr. phil. nat. ANNELIES HERZBERG  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HELMUT HICKETHIER  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. BERNWARD HÖLTING  
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. SIEGFRIED HOLTZ

Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. MANFRED HORN  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. EBERHARD KÜMMERLE  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. RENATE MOTZKA  
Dipl.-Ing. KARL-HANS MÜLLER  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. DIETRICH RAMBOW  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HELMUT REICHMANN  
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. KONRAD REUL  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HANS-JÜRGEN SCHARPPF  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WILLI SCHRICKE  
Dipl.-Geol. Dr. phil. nat. WITIGO STENGEL-RUTKOWSKI  
Dipl.-Chem. GÜNTER THIELICKE  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. KLAUS WIEGAND

## Geologieräte:

Dipl.-Geol. HANS-JÜRGEN ANDERLE  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. WALTER BARTH  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. PETER HELBIG  
Dr. rer. nat. GERHARD HENTSCHEL  
Dipl.-Landw. Dr. agr. LUDOLF SCHRADER

Dipl.-Min. GERHARD STRECKER  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. HANS TANGERMANN\*  
Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. JENS WESTRUP  
Dipl.-Geol. CARL-PETER ZIEHLKE

\* Geologierat z.A.

## Wissenschaftliche Angestellte:

Dipl.-Geol. HEINRICH ABEL  
 Dipl.-Ing. ERIKA-UTE ARAGON  
 Mag. d. Hydrogeol. u. Ingenieurgeol. JOACHIM  
 GRABOWSKI

Dipl.-Ing. agr. Dr. agr. CHRISTOF HAUPENTHAL  
 Dipl.-Geol. EBERHARD KAUFMANN  
 Dipl.-Chem. MARIJAN SUSIĆ  
 Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. ALBERT-KARL THEUERJAHR

## Bibliothek und Vertriebsstelle:

ILSE FRÖLICH  
 GERTRUD GROSSMANN

DIETER HOMANN  
 CHRISTINE KINDSVOGEL

IRMGARD KÖNIG

## Technische Bedienstete:

LIENHARD BARNETT  
 OTTO BEINSTEIN  
 Ing. (grad.) NORBERT BLECK  
 EDMUND BREMSER  
 Ing. (grad.) EWALD CLOEREN  
 PETER DIEZ  
 GEORG DOMES  
 ROLF ETZ  
 KARL FINK  
 ROSEL FISCHER  
 PETER FUHRMANN  
 ANTON GLASER  
 Ing. (grad.) LUDWIG GRÜBER  
 URSULA HARTERT  
 Ing. (grad.) WERNFRIED HÜBLER  
 Ing. (grad.) GERNOT HÜHNER

ALBERT KARSCHNY  
 HANS KLING  
 GERHARD KNAB  
 FRITZ KRÜGER  
 HEINZ LEICK  
 ANNA ELISABETH LOBÜSCHER  
 Ing. (grad.) PETER MOHR  
 HELMA MÜNCH  
 ILSE POSUR  
 NORBERT PREISNER  
 WILHELM RICHTER  
 Ing. (grad.) ALBERT ROMSCHINSKI  
 Ing. (grad.) WINFRIED ROSENBERGER  
 SUSANNE SALCHER  
 Ing. (grad.) HANS-HEINRICH SCHMIDT

Ing. (grad.) RUDI SCHNEIDER  
 Ing. (grad.) NORBERT SCHOLZ  
 MONIKA SCHRECKENBACH  
 ECKHARD SCHULZ  
 Ing. (grad.) ALOIS SEDLATSCHEK  
 OTTO SOHN  
 Ing. (grad.) WILHELM STICH  
 Ing. (grad.) OTTO STIEGLER  
 ERICH STRAUCH  
 WILHELM TERME  
 Ing. (grad.) ERWIN THIEL  
 Ing. (grad.) ROLAND WIEDERER  
 GISELA WÜRFEL  
 JÜRGEN ZIMMER  
 URSULA ZÖLLER

## Landkartentechnisches Büro:

Leitung: PAUL UHL  
 JÜRGEN BARTHOLOMAY  
 HERBERT BAUER  
 HERMANN BRENNER  
 JENS DENGLER  
 JUTTA VON DZIEGIELEWSKI

MONIKA ECKL  
 ANNEROSE FUCHS  
 ADELHEID FUSS  
 RUDOLF HEUSER  
 KARL HIELSCHER

ANTONIE HOCH  
 GISELA KRAHNKE  
 ERIKA LIESKE  
 KARIN STOLL  
 MICHAEL STRYJ

## Verwaltung:

Leitung: Regierungsrat HUBERTUS CHRISTIAN  
 HARALD GEIST  
 HUBERT GROSSMANN  
 IRENE HEUSER

URSULA MICHNA  
 CHRISTA MÜLLER

URSULA ROTH  
 URSULA STOBER

## Schreibbüro:

ELISABETH BAUER  
 ANGELA BÜSSER-WESTERHOFF  
 KÄTE FLOR  
 URSULA FRANZ

HEIDRUN GEBAUER  
 URSULA KOPP  
 ANNE KUNZ-DENKER  
 ILSE SCHMITZ

DOROTHEE SCHULZ  
 INGBORG STRANGFELD  
 EDELTRAUD ZIERZ

## Lohnempfänger:

Fahrer GÜNTER DZUBA  
 Fahrer FERDINAND FLIESS  
 Fahrer KLAUS-DIETER GEIS  
 Fahrer NORBERT HÖPFNER

Fahrer FRIEDRICH LUDWIG  
 Fahrer FRITZ MEILINGER  
 Fahrer SIEGFRIED WENZKE  
 Laborgehilfe SIEGFRIED BIERBRAUER

Bohrgehilfe KONRAD KOZOK  
 Bohrkernlagerverwalter  
 WILLI EBEL  
 Hausmeister HORST HÖHLER

## Freiwillige Mitarbeiter:

Dr. h.c. ERWIN BUSSE, Kassel-Ki., Mittelbinge 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  
 Prof. Dr. HEINZ TOBIEN, Paläontologisches Institut der Johannes-Gutenberg-Universität, Mainz, Saarstraße 21

## Ausgeschieden bis 31.12.1978:

PAUL ANDOR  
 Dr. JÜRGEN FAZAKAS  
 SIEGFRIED HENNING  
 Prof. Dr. HANS-JOACHIM LIPPERT  
 Ing. (grad.) ULRICH PFEFFER

GILDE RÖSSLER  
 RUTH SALZBURG-HEISER  
 ECKHARD STEINBRECHER  
 HEIDEMARIE THIEL  
 GERHARD WÖLKE

**HANS HENTSCHEL 80 Jahre**

Anläßlich der Vollendung des 80. Lebensjahres von Herrn Professor Dr. HANS HENTSCHEL am 14.10.1978 gratulierte der kommissarische Leiter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Dr. E. BARGON, mit folgenden Worten:

Lieber Herr Professor HENTSCHEL!

Ihr heutiger Geburtstag ist mir ein willkommener Anlaß, einige Worte des Dankes an Sie zu richten. Meine kurze Würdigung Ihrer Verdienste um das Hessische Landesamt für Bodenforschung beziehe ich auf Ihre Zeit als Freiwilliger Mitarbeiter dieses Landesamtes.

Ihre Leistungen während Ihrer aktiven Dienstzeit im Hessischen Landesamt für Bodenforschung und die vielseitigen Tätigkeiten vor Ihrem Eintritt in das Amt sind bei früheren Anlässen bereits ausreichend gewürdigt worden.

Seit Ihrem Eintritt in den Ruhestand am 31.10.1963 wandten Sie sich gleich wieder den vielseitigen petrographischen Aufgaben zu, und Sie erhielten Legitimation als Freiwilliger Mitarbeiter durch Erlaß des Herrn Hess. Ministers für Wirtschaft und Verkehr vom 13.8.1965.

Was waren nun Ihre besonderen Leistungen als Freiwilliger Mitarbeiter?

Sie haben die Untersuchungen des paläozoischen Magmatismus und der damit verbundenen Lagerstättenbildung im Lahn-Dillgebiet, des tertiären Vulkanismus im Westerwald, im Vogelsberg und in Nordhessen, z.B. am Meißner, fortgesetzt. Darüber hinaus haben Sie für die geologische Kartierung der Blätter Schlitz, Wolfhagen und Dillenburg die vulkanischen Gesteine bearbeitet und in den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 veröffentlicht (1965, 1966, 1970). Ihre petrographische Bearbeitung der Vulkanite von Blatt Hadamar steht kurz vor dem Abschluß; der Bearbeitung des umfangreichen magmatogenen Gesteinsmaterials von Blatt Oberscheld wollen Sie sich noch weiterhin widmen.

Ferner waren Sie an der Herausgabe von Exkursionsführern anläßlich von Tagungen der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, des Oberrheinischen Geologischen Vereins und des Vereins der Freunde der Mineralogie und Geologie wesentlich beteiligt.

Außerdem haben Sie während der Zeit Ihrer freiwilligen Mitarbeiterschaft Dissertationen an die Herren ABEDINI und MOHR über die Vulkanite im Lahn-Dillgebiet vergeben und betreut, deren wertvolle Ergebnisse für die geologische Landesaufnahme von besonderer Bedeutung sind. Schließlich stellten die zahlreichen Auskünfte und Ratschläge zu petrographischen Fragen wertvolle Entscheidungshilfen bei Gutachten und amtlichen Stellungnahmen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung dar.

Ihnen, lieber Herr Professor HENTSCHEL, danke ich nochmals für Ihre vorbildliche Arbeit als Freiwilliger Mitarbeiter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. Mögen Ihnen noch viele Jahre bei bester Gesundheit beschieden sein, in denen Sie dem Landesamt weiterhin mit Ihren fachlichen Beiträgen und Ratschlägen zur Seite stehen können!

ERNST BARGON

### Bohrprobenlager Villmar-Aumenau

Die nachfolgende Aufstellung ergänzt die im Geologischen Jahrbuch Hessen, **104**: 321–328, **105**: 294 und **106**: 460 veröffentlichten Zusammenstellungen von eingelagerten Proben geologisch wichtiger Bohrungen. Erläuterung der Abkürzungen siehe Geol. Jb. Hessen, **104**: 322.

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z.T. Gesteinsart	A.E.
4622 Kassel West	S/77 Menke (1977)	352584	568844	60,00	Tertiär: tolo-tolm. KB	1983
4924 Seifertshausen	FB Herlefeld (1978)	355310	566076	151,00	Quartär: p. Perm: z; Praezechstein, Grauwacke. KB	1988
5315 Herborn	A/78–B 19 (1978)	344448	560734	41,40	Tertiär, Devon. KB	1983
5414 Mengerskirchen	A/78–B 5 (1978)	343698	559994	67,00	Tertiär. KB	1983
5415 Merenberg	A/78–B 4 (1978)	344476	559806	70,00	Quartär, Tertiär? KB, A	1983
5415 Merenberg	A/78–B 23 (1978)	344699	560539	54,80	Tertiär. KB, A	1983
5415 Merenberg	E/76–B 2 Reichenborn (1976)	344208	559941	30,00	Quartär, Tertiär: tol. KB	1983
5514 Hadamar	A/78–B 8 (1978)	343928	559467	25,00	Quartär, Tertiär?, Devon. KB, A	1983
5523 Neuhof	DB–NBS 32a (1976)	354646	559135	20,00	Versturzmassen i. Schlot b. Rhön-W. KB	1980
5523 Neuhof	DB–NBS 40a (1976)	354666	558816	20,00	Tertiär u. Versturzmassen i. Schlot. KB	1980
5615 Villmar	A/78–B 22 (1978)	344147	558216	24,60	Tertiär?, Devon? KB	1983
6118 Darmstadt Ost	KB I (1977)	347837	552174	338,00	varisk. Grundgebirge (Amphibolit, Diorit). KB	1983
6118 Darmstadt Ost	KB II (1977)	347830	552177	162,00	varisk. Grundgebirge (Amphibolit, Diorit). KB	1983
6418 Weinheim	KB III (1977/78)	348438	549254	250,12	varisk. Grundgebirge (Gneise, Granit, Diorit). KB	1983

Stand 31.12.1978

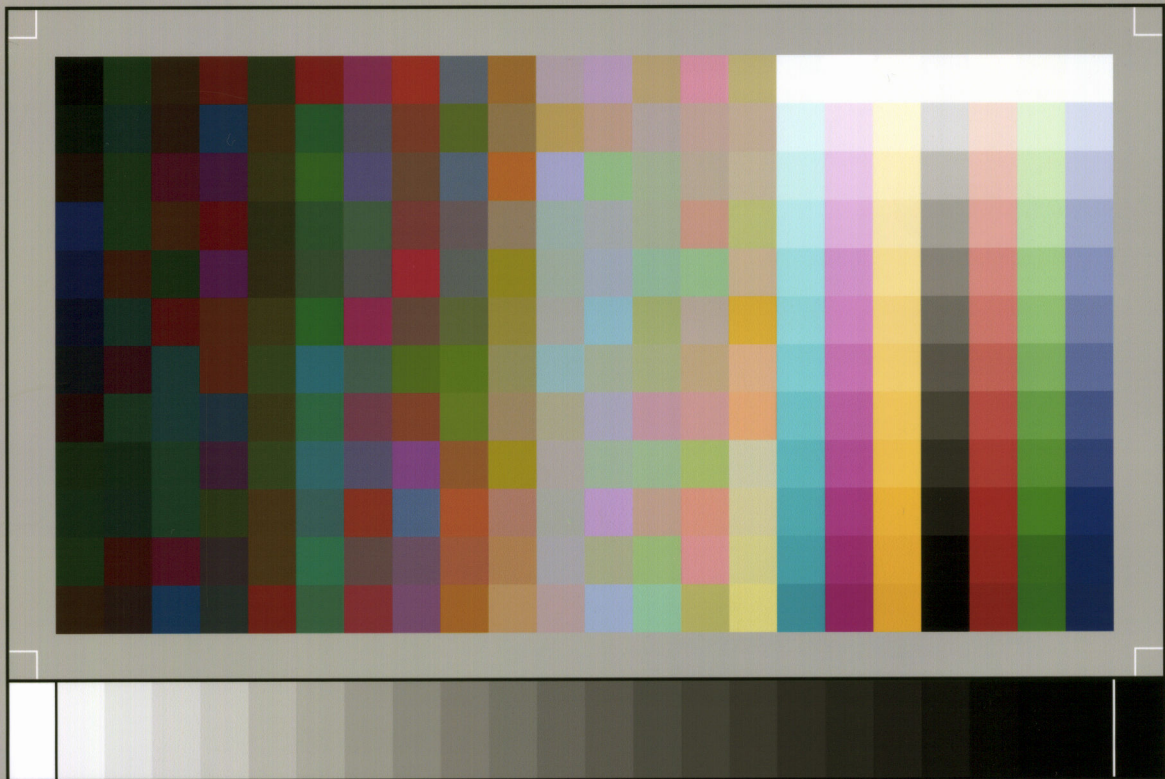
GERNOT HÜHNER

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

GEOLOGISCHES JAHRBUCH HESSEN

Band 104, 1976: 328 S., 53 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 1 Bild . . . . .	72,— DM
Band 105, 1977: 294 S., 47 Abb., 7 Tab., 16 Taf., 3 Bilder . . . . .	65,— DM
Band 106, 1978: 460 S., 91 Abb., 57 Tab., 30 Taf. . . . .	98,— DM



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0