

Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 114

Mit 102 Abbildungen, 29 Tabellen, 5 Tafeln und 1 Karte

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1986

Geol. Jb. Hessen	114	356 S.	102 Abb.	29 Tab.	5 Taf.	1 Kt.	Wiesbaden 1986
------------------	------------	--------	----------	---------	--------	-------	----------------

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 114

Mit 102 Abbildungen, 29 Tabellen, 5 Tafeln und 1 Karte

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1986

Geol. Jb. Hessen	114	356 S.	102 Abb.	29 Tab.	5 Taf.	1 Kt.	Wiesbaden 1986
------------------	------------	--------	----------	---------	--------	-------	----------------

ISSN 0341-4027

Schriftleitung

Dr. JOE-DIETRICH THEWS, 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 3 A, 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 1986

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: Hans Meister KG, Kassel

Inhaltsverzeichnis

BARGON, E.:	
Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1985 (1. 1.–31. 12. 1985)	329
BAUMGARTE, D., & SCHULZ, M.:	
Stratigraphie und Fauna des Unteren und Mittleren Wellenkalkes (Unteranis/Pelson) von Müs (Bl. 5423 Großenlüder). Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 2 Tafeln	69
BLUM, R.:	
Eine refraktionsseismische Interpretation der Ersteinsatzeiten des DEKORP-2-Profiles in der Wetterau. Mit 4 Abbildungen	287
BUGGISCH, W.:	
Diagenese und Anchimetamorphose aufgrund von Conodontenfarbe (CAI) und „Illitkristallinität“ (IC). Methodische Untersuchungen und Daten zum Oberdevon und Unterkarbon der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 6 Abbildungen und 2 Tafeln	181
BUGGISCH, W., RABIEN, A., & HÜHNER, G.:	
Stratigraphie und Fazies von Oberdevon/Unterkarbon-Profilen im Steinbruch „Beuerbach“ bei Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge, Blatt 5216 Oberscheld). Mit 12 Abbildungen, 11 Tabellen und 1 Tafel.	5
DOUTSOS, T., & PRÜFERT, J.:	
Bau und tektonische Entwicklung der Metamorphen Zone am Taunus-Südrand (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 14 Abbildungen und 1 Tabelle	125
HENTSCHEL, G.:	
Paulingit und andere seltene Zeolithe in einem gefritteten Sandsteineinschluß im Basalt von Ortenberg (Vogelsberg). Mit 9 Abbildungen	249
HERZBERG, A.:	
Hessisches Geologisches Schrifttum 1984 mit Nachträgen aus den Jahren 1974–1983.	319
JOCKENHÖVEL, A.:	
Neolithische Auenlehmablagerungen im Untermaingebiet – Ergebnisse einer Ausgrabung im Mainaltlauf „Riedwiesen“ zwischen Frankfurt am Main-Schwanheim und Kelsterbach, Kr. Groß-Gerau. Mit 4 Abbildungen.	115
KAMPHAUSEN, D., & KELLER, T.:	
Ein Stegocephalen-Schädelrest aus dem Mittleren Buntsandstein des Spessarts. Mit 3 Abbildungen.	61
KÜMMERLE, E.:	
Bemerkungen zur Geologie der „Großen Hub“ bei Eltville am Rhein. Mit 2 Abbildungen.	95
MARELL, D., & KOWALCZYK, G.:	
Höheres Rotliegendes in der Wetterau – Gliederung und Sedimentologie. Mit 8 Abbildungen.	227
MERTZ, D. F.:	
Isotopische Datierung des Pikrits von Sechshelden nach der K/Ar-Methode – ein Beitrag zur Altersstellung des variscischen Magmatismus im Rheinischen Schiefergebirge. Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle.	201
PICKEL, H.-J., & SCHUBOTZ, K.-W.:	
Methodik und Ergebnisse eines Soleeinleitungsversuches im Niestetal (Nordhessen). Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle.	277

REUL, K.:	
Zur Entwicklung der luftbildgeologischen Arbeiten im Hessischen Landesamt für Boden-	
forschung	311
SABEL, K. J., & THEWS, J.-D.:	
Ein Würmlöß-Profil in Wiesbaden-Schierstein. Mit 1 Abbildung.	111
SCHRAFT, A.:	
Die Grundwasserverhältnisse im Mittleren Buntsandstein nördlich von Fulda im Bereich	
des Dietershan-Tunnels der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg. Mit 9 Abbildungen	
und 4 Tabellen.	257
STÄBLEIN, G., & MÖLLER, K.:	
Subrosionsformen im Bereich des Meißners in Nordhessen. Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle	
und 1 Karte	295
THEUERJAH, A.-K.:	
Beitrag zur Genese der jungpaläozoischen Rhyolithe des Saar-Nahe-Gebietes (SW-	
Deutschland). Mit 6 Abbildungen und 4 Tabellen.	209
WERNER, W.:	
Ein Beitrag zur Geochemie und Paläogeographie des oberen Mitteldevons und unteren	
Oberdevons des Ostsauerländer Hauptsattels (Bl. 4618 Adorf). Mit 11 Abbildungen und 5	
Tabellen.	151
Bohrkernlager Hessisches Landesamt für Bodenforschung	347

Stratigraphie und Fazies von Oberdevon/Unterkarbon-Profilen im Steinbruch „Beuerbach“ bei Oberscheld

(Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge, Blatt 5216 Oberscheld)

Von

WERNER BUGGISCH, ARNOLD RABIEN und GERNOT HÜHNER*

Kurzfassung: In der Mittleren Eibacher Spezialmulde der SW-Dillmulde werden die im ehemaligen Kalksteinbruch Beuerbach vorkommenden Gesteinsfolgen beschrieben, biostratigraphisch eingestuft und fazieell untersucht.

Die biostratigraphische Datierung der 70 Fundschichten erfolgte hauptsächlich mit Conodonten, teilweise auch mit entomozoiden Ostracoden. Für einige Fundschichten ergeben sich Datierungsschwierigkeiten, da Conodonten-Leitarten verschiedener Zonen oder Subzonen gleichzeitig auftreten; starke Kondensation der entsprechenden Profilabschnitte dürfte dies hauptsächlich verursacht haben; bei einigen Conodonten-Arten werden jedoch auch längere Lebenszeiten vermutet, als bisher bekannt war.

Gemeinsames Auftreten von Conodonten und Ostracoden im Bereich der Hemberg- bis Wocklum-Stufe gestattet einen Vergleich der Conodonten-Zonen von der obersten *marginifera*- bis zur Mittleren bis Oberen? *costatus*-Zone (= Upper *marginifera* bis Lower/Middle *praesulcata* Zone der New Zonation) mit den Ostracoden-Zonen der *intercostata*- bis Oberen *hemisphaerica-dichotoma*-Zone. In der *hemisphaerica-dichotoma*-Zone zweier Profile kommt es zu einer Mischung von Ostracoden des Entomozoen- und Thüringer Ökotyps sensu BECKER, wobei die Entomozoen dominieren; 2 offenbar neue Arten werden mit offener Namengebung bezeichnet und abgebildet: *Richterina (Volkina)?* sp. A und *Processobairdia?* sp. A.

Die Fossilbestimmungen, die biostratigraphischen Einstufungen und die Lage der Fundschichten werden in 9 Tabellen zusammengefaßt und in 4 Profilabbildungen dargestellt.

Die karbonatische oberdevonische Schichtenfolge reicht von der Unteren Nehden-Stufe bis zur Unteren Wocklum-Stufe (höhere Obere *Pal.-triangularis*-Zone bis Mittlere bis Obere? *costatus*-Zone); obwohl geschürft wurde, konnte nur das Obere Oberdevon (Famennian) erfaßt werden. Schichten der Adorf-Stufe (Frasnian) müssen jedoch früher im Steinbruch Beuerbach angestanden haben; das belegen Sammlungsstücke, die sich mit Ostracoden als Unterer Kellwasserkalk diagnostizieren ließen.

Die geringmächtigen Hangenberg-Schichten beginnen in der höheren Wocklum-Stufe mit einer dünnen graugrünen Tonschieferlage und einem stark zersetzten Tuff, der örtlich Kalksteinlinsen der Wocklum-Stufe enthält (tektonisch eingeschuppt oder umgelagert?); dieser Teil der Hangenberg-Schichten dürfte die oberdevonischen Unteren Hangenberg-Schichten repräsentieren. Die darüber lagernden Hangenberg-Schiefer gehören nach den bisherigen Conodonten-Datierungen im Stbr. Beuerbach und anderen Aufschlüssen der Dillmulde in die *Gattendorfia*-Stufe und vertreten demnach die Oberen Hangenberg-Schichten.

* Prof. Dr. W. BUGGISCH, Lehrstuhl für Geologie der Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, 8520 Erlangen. Dr. A. RABIEN und Dipl.-Ing. G. HÜHNER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Die 1–2 m mächtigen Liegenden Alaunschiefer beginnen in der *crenulata*-Zone des Unterkarbons II; sie bilden das Liegende von Pillowlaven des Deckdiabases; außerdem kommen sie als dünne Einlagerungen im tiefen Deckdiabas vor. Hangenberg-Schiefer und Liegende Alaunschiefer enthalten geringmächtige Lagergänge von Intrusiv-Diabas.

Die maximal 8,5 m mächtige oberdevonische „Cephalopodenkalk-Fazies“ im Stbr. Beuerbach besteht aus pelagischen tonigen Kalksteinen, Mergelsteinen und karbonatischen Tonschiefern; die Schichtfolge ist in der Oberen Nehden- und Unteren Hemberg-Stufe überwiegend rotbraun, sonst grau gefärbt. Im Vergleich zum benachbarten Profil Diana C haben die zeitäquivalenten Beuerbacher Schichten je nach Profilabschnitt 10- bis 20mal größere Mächtigkeiten. Diese Mächtigkeitszunahme ist mit einer deutlichen Abnahme des CaCO₃-Gehaltes und einer Zunahme des Tongehaltes korreliert.

Tiefbohrungen in der Umgebung des Stbr. Beuerbach belegen, daß die oberdevonischen Sedimente nur ganz dünne Einlagerungen innerhalb der mehrere 100 m mächtigen Gesteinsfolgen des devonischen und unterkarbonischen submarinen Vulkanismus bilden. Die Sedimentation erfolgte mit einer sehr geringen Akkumulationsrate während einer langen, zwischen 5 und 10 Ma dauernden vulkanischen Pause auf einer submarinen vulkanischen Schwelle. Nach den bio- und lithofaziellen Merkmalen der Sedimente kann als Ablagerungsraum eine Tiefschwelle im aphotischen Tiefwasser angenommen werden. Die faziellen Unterschiede innerhalb der pelagischen Schwellensedimente sind auf Reliefunterschiede an der Oberfläche der Schwelle zurückzuführen: kleindimensionale Becken und Schwellen auf dem aus Pillowlaven und Tuffen aufgebauten Untergrund.

[Stratigraphy and Facies of Upper Devonian/Lower Carboniferous Sections in the Beuerbach quarry near Oberscheld (Conodont and Ostracod Biostratigraphy, Dill Syncline, Rheinisches Schiefergebirge, sheet 5216 Oberscheld)]

Abstract: In the Middle Eibach Special Syncline of the SW Dill Syncline, the rock units of the former limestone quarry Beuerbach are described and dated. The biostratigraphic age of the 70 fossiliferous beds was determined mainly by conodonts, partly also by entomozoid ostracods. In some samples, the stratigraphic position was not quite evident because index fossils of different zones occur together; this might be due to condensation or – secondarily – to a longer life span of some conodonts than hitherto known.

The coexistence of conodonts and ostracods in the Hemberg to Wocklum Stage allows the correlation of the conodont zones (Upper *marginifera* to Lower/Middle *praesulcata* Zone of the New Zonation) with the ostracod zones (*intercostata* to Upper *hemisphaerica-dichotoma* Zone).

In two sections, entomozoid ostracods are mixed with ostracods of the Thuringian ecotype in the *hemisphaerica-dichotoma* Zone; two new species are designated with open nomenclature and illustrated: *Richterina (Volkina)?* sp. A. and *Processobairdia?* sp. A.

The determined fossils, the stratigraphic range and the position of the fossiliferous beds are summarized in 9 tables and illustrated in 4 profiles.

The Upper Devonian carbonate sediments extend from the Lower Nehden Stage to the Lower Wocklum Stage (upper part of Upper *Pal. triangularis* Zone to Middle/Upper (?) *costatus* Zone). Despite digging, only the upper Upper Devonian (Famennian) was recorded. Beds of the Adorf Stage (Frasnian) must have been exposed in the quarry in former times. Lower Kellwasser Limestone with ostracods is known from older collections.

The rather thin Hangenberg Facies begins in the Upper Wocklum Stage with a thin layer of greenish-grey shales and a considerably altered tuff layer with local limestone lenses of Wocklum age (tectonically displaced or reworked); this part of the Hangenberg Formation might represent the Upper Devonian Lower Hangenberg Formation. The overlying Hangenberg Shales were dated by conodonts as *Gattendorfia* Stage in the Beuerbach quarry and in other outcrops of the Dill Syncline; they belong to the Upper Hangenberg Formation.

The 1–2 m thick „Liegende Alaunschiefer“ begins in the *crenulata* Zone of the Lower Carboniferous II, they are overlain by pillow lavas of the „Deckdiabas“. Furthermore, the Liegende Alaunschiefer is observed as a thin intercalation in the lowermost part of the Deckdiabas. Hangenberg Shale and Liegende Alaunschiefer contain thin sills of intrusive diabases.

The up to 8,5 m thick Upper Devonian sequence of „Cephalopod Limestone Facies“ consists of pelagic muddy limestones, marls and limy shales. The rocks are mainly redbrown in the Upper Nehden

Stage and Lower Hemberg Stage, the others are grey. Compared with the nearby section Diana C, the beds of the same age are 10 to 20 times thicker in the Beuerbach quarry. This feature is correlated with decreasing carbonate content.

Deep drillings in the surroundings of the quarry show that the Upper Devonian sediments are only a very thin intercalation in the several hundred meters thick sequences of the Devonian and Carboniferous submarine volcanic rocks. In the 5 to 10 m.y. of volcanic inactivity, only very few sediments were accumulated on a submarine volcanic ridge. According to the biofacies and lithofacies, the sediments were formed below the wave base and in aphotic deep water.

Inhaltsverzeichnis

1. Vorwort	7
2. Geographische und geologische Lage	10
3. Erforschungsgeschichte	11
4. Benutzte Abkürzungen, Symbole und Zeichen	13
5. Adorf-Stufe und Kellwasser-Kalk	14
6. Profil Beuerbach 1	16
6.1. Schichtenfolge	16
6.2. Fossilien und Biostratigraphie	21
6.2.1. Zur Conodonten-Biostratigraphie	21
6.2.1.1. Anmerkungen zu einigen Conodonten-Fundschichten	24
6.2.2. Zur Ostracoden-Biostratigraphie	25
6.2.3. Die übrigen Fossilien des Profils Beuerbach 1	30
7. Profil Beuerbach 1a.	32
8. Profil Beuerbach 2	34
8.1. Schichtenfolge	34
8.2. Fossilien und Biostratigraphie	36
8.3. Anmerkungen zu den Conodonten-Datierungen	37
9. Profil Beuerbach 3	38
9.1. Schichtenfolge	38
9.2. Fossilien und Biostratigraphie	40
10. Geochemische Daten und ihre Deutung	43
11. Biostratigraphische und fazielle Ergebnisse	48
12. Systematische Zusammenstellung der Fossilbestimmungen	52
13. Schriftenverzeichnis	56

1. Vorwort

Der „Kalksteinbruch an der Beuerbach“ gehörte um die Jahrhundertwende zu den bekanntesten geologischen Aufschlüssen der Dillmulde. EMANUEL KAYSER machte ihn berühmt durch seine Veröffentlichungen und durch die von ihm geführten Exkursionen, an denen viele namhafte Geologen und Paläontologen des In- und Auslandes teilnahmen, was die leider verschollenen Gästebücher des ehemaligen „Geologen-Gasthauses“ Möbus in Oberscheld bezeugten. Während der „Seßacker“ auf dem Bergrücken E Oberscheld seit 1½ Jahrhunderten (s. BEYRICH 1837: 17–20) als Fundpunkt für oberdevonische Fossilien eine große Bedeutung hat, wurde der Steinbruch Beuerbach von geologischen Exkursionen aufgesucht, um hier im kleinen Aufschlußbereich die im Lahn-Dill-Gebiet herrschende Schuppentektonik studieren zu können (Kap. 3, Abb. 3).

Als Fossilfundpunkt war aber die im Steinbruch Beuerbach aufgeschlossene Schichtenfolge offenbar wenig geeignet; denn weder KAYSER noch spätere Autoren, die sich mit der geologischen Erforschung der Dillmulde befaßten, veröffentlichten Fossilbestimmungen und biostratigraphische Einstufungen, die sich auf diesen Aufschluß bezogen. Fossilhaltiger Kellwasserkalk muß jedoch früher im Steinbruch Beuerbach angestanden haben; das belegen einige kleine Kellwasserkalk-Stücke, die 1895 und 1913 aufgesammelt und im Geologischen Institut der Universität Marburg und im Forschungsinstitut Senckenberg hinterlegt worden waren (s. Kap. 5).

Nachdem der Abbau der geringmächtigen Kalk- und Mergelsteine, die nur dem örtlichen Baubedarf dienten, vor langer Zeit eingestellt worden war, wurde die sedimentäre Schichtenfolge im Liegenden des Deckdiabases fast vollständig von Hangschutt und Vegetation eingedeckt. So ragte vor Beginn der Schurfarbeiten von der oberdevonischen Schichtenfolge des Profils Beuerbach 1 nur noch eine kleine Ecke der obersten Kalksteinbank aus dem Hangschutt heraus (Taf. 1, Scht. 15).

Im Rahmen der geologischen Neukartierung des Bl. 5216 Oberscheld der GK 25 Hessen durch H.-J. LIPPERT wurden 1977 die Geländeaufnahmen zur vorliegenden Arbeit ausgeführt. Den unmittelbaren Anlaß für die stratigraphischen Untersuchungen am ehemaligen Steinbruch Beuerbach bildete der Umstand, daß hier im Bereich der Profile



Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes beim aufgelassenen Stbr. Beuerbach N Oberscheld östlich Dillenburg. Maßstab 1:20 000. Vogel 1-9 = Lagepunkte von Tiefbohrungen auf Eisenerz.

Beuerbach 1 und 3 (Abb. 2) die Devon-Karbon-Grenzsichten relativ einfach freigelegt und besser studiert werden konnten als an allen anderen Orten des Blattgebietes. Hauptziel der Arbeit war es zunächst, das Alter der höchsten oberdevonischen Kalksteinbänke und damit das Ende der Karbonatsedimentation des Oberschelder Schwellenkomplexes an dieser Stelle zu datieren; außerdem sollte die stratigraphische Abfolge der hangenden tonigen Sedimente und Vulkanite bis zum Einsetzen des Deckdiabases geklärt werden. Sodann wurde die Karbonatfolge im S-Teil des Stbr. Beuerbach freigeschürft, wodurch eine biostratigraphische Einstufung und fazielle Untersuchung der oberdevonischen Schichten vom Grenzbereich Adorf-/Nehden-Stufe bis zur Wocklum-Stufe ermöglicht wurde. Das gestattete wiederum einen Vergleich mit den benachbarten Oberschelder Profilen bezüglich der Mächtigkeiten und der faziellen Ausbildung und lieferte weitere Kriterien zur paläogeographischen Deutung des Oberschelder Schwellenkomplexes.

Arbeitsteilung: Die geologische Aufnahme der Profile und die Aufsammlung der paläontologischen, petrographischen und chemischen Proben erfolgten durch RABIEN und HÜHNER. BUGGISCH bearbeitete die Conodonten, verfaßte gemeinsam mit RABIEN das Kap. 10 und fertigte die Vorlagen für die Abb. 4, 10 und 12. RABIEN bestimmte die Ostracoden und übrigen Fossilien, verfaßte den Text der Arbeit und fertigte die Entwürfe der Abb. 5–7 und 11 und der Tab. 3–5, 7, 9 und 10. HÜHNER übernahm die Entwurfszeichnungen zu der Taf. 1, den Abb. 1–2, 8 und 9 und den Tab. 1–2, 6 und 8. Die

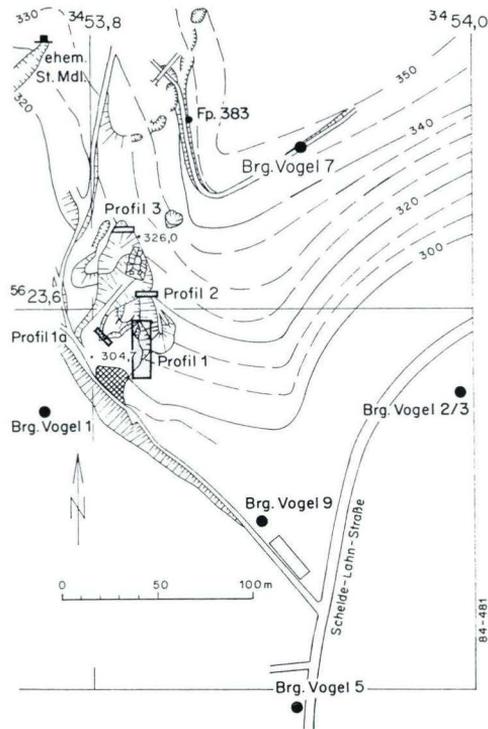


Abb. 2. Lage der Prof. Beuerbach 1, 1a, 2 und 3 im Bereich des ehemaligen Stbr. Beuerbach und Lage des Fundpunktes 383 (Fp. 383) und der Tiefbohrungen Vogel 1, 2/3, 5, 7 und 9. Maßstab 1:4000.

Reinzeichnungen zu allen Abbildungen und der Satz der Tabellen wurde im Landkartentechnischen Büro des HLFb (Wiesbaden) ausgeführt.

Danksagung: Die Autoren sind folgenden Personen für die Unterstützung bei den Untersuchungen zur vorliegenden Arbeit zu großem Dank verpflichtet: Priv.-Doz. Dr. G. BECKER (Geol.-Paläont. Inst. Frankfurt a.M.) unterstützte die Bestimmung einiger von ihm näher bearbeiteten Ostracoden-Arten aus Scht. 15 des Profils 1 und Scht. 5 des Profils 3, Dr. P. BENDER (Geol. Inst. Marburg) stellte KAYSERSches Belegmaterial vom Stbr. Beuerbach zur Verfügung, Dr. G. HENTSCHEL (HLfB) untersuchte röntgenographisch Tonschiefer- u. Tuffitproben des Profils 1, Prof. Dr. H.-J. LIPPERT (Wiesbaden) erteilte wertvolle geologische Hinweise, Prof. Dr. S. MEISL (HLfB) führte Dünnschliffuntersuchungen u. Beschreibungen von petrographischen Proben der Profile 1 u. 3 durch, Frau M. SCHRECKENBACH übernahm die Aufbereitung u. das Auslesen der Conodonten-Proben, Dipl.-Min. G. STRECKER (HLfB) berechnete die Korrelationskoeffizienten und Regressionsgeraden zum Kap. 10, Dr. W. STRUVE und Prof. Dr. W. ZIEGLER (Forsch. Inst. Senckenberg, Frankfurt a. M.) gaben wertvolle biostratigraphische Hinweise und stellten Sammlungsmaterial zur Verfügung, Frau Prof. Dr. H. ŻAKOWA (Geol. Inst. Kielce) unterstützte die Bestimmung der von ihr eingehend bearbeiteten *Guerichia*-Arten durch wertvolle Hinweise bei einem Besuch im HLFb und durch Übersendung ihrer Arbeiten.

Belegmaterial: Das paläontologische und petrographische Belegmaterial, die Dünnschliffe und die Folienabzüge werden in der paläontologisch-stratigraphischen und in der mineralogisch-petrographischen Sammlung des HLFb in Wiesbaden hinterlegt.

2. Geographische und geologische Lage

Geographische Lage: Der aufgelassene Steinbruch Beuerbach liegt rd. 3,8 km ENE Dillenburg (Hauptbahnhof) im Schelde-Tal N Oberscheld am SW-Hang des Volpertseichen, ca. 250 m SW P. 379,8 (Bl. 5216 Oberscheld). Abb. 1 und 2 zeigen die Lage des Steinbruchs, der Profile Beuerbach 1–3, des Fundpunktes 0/5/383 (= Fp. 383 auf Abb. 2) und der Eisenerzbohrungen Vogel 1–9. Das Vergleichsprofil Diana C liegt an der Böschung des Forstweges beim ehemaligen Tagebau Diana, ca. 70 m ENE P. 379,8 (BUGGISCH et al. 1983: 98, 111, Abb. 2).

Name des Steinbruchs: KAYSER (1901: 8, Abb. 1 u. in KAYSER & LOTZ 1907: 28, 42, Taf. 2) nannte den Aufschluß stets Kalksteinbruch oder Steinbruch „an der Beuerbach“. In vorliegender Arbeit werden der Steinbruch oder die Profile nur kurz Stbr. Beuerbach oder Prof. Beuerbach bezeichnet. Das entspricht auch den Namen der 3 benachbarten, NW des Steinbruchs gelegenen Grubenfelder „Beuerbach“, „Beuerbachskopf“ und „Beuerbachsrücken“ und der alten bergbaulichen Benennung des Roteisenstein-Lagerzuges „Beuerbach-Diana-Volbertseiche“ (FROHWEIN 1885: 92, Taf. 2). Auf der TK 25 ist der Name Beuerbach nicht verzeichnet; auf der Flurkarte 1:2000 dieses Gebietes heißt jedoch die Flur N Steinbruch „Beuerbach“ und der Bauernhof 100 m S Steinbruch „Hof Beuerbach“.

Geologische Lage: Der Steinbruch Beuerbach wurde, wie bereits KAYSER (1907) auf seiner geologischen Karte darstellte, in einem kleinen, allseitig vom unterkarbonischen Deckdiabas umgebenen Vorkommen von oberdevonischen „Knollen-(Cephalopoden-) Kalk“ am SW-Fuß des Volpertseichen angelegt. Es handelt sich hierbei um den Ausstrich einer der zahlreichen Teilschuppen am NW-Flügel der Mittleren Eibacher Mulde, die faziell durch stark reduzierte Sedimentmächtigkeiten im Oberdevon und tiefen Unterkarbon gekennzeichnet ist und einen intensiven Schuppenbau aufweist (s. dazu auch BUGGISCH et al. 1983: 98–99).

Von den in der Umgebung des Stbr. Beuerbach im Grubenfeld „Vogel von“ niedergebrachten Tiefbohrungen (Kap. 3, Abb. 1–2) durchteuften die Brg. Vogel 1, 2/3, 4, 5, 7, 8 und 9 im Liegenden des Deckdiabas Sedimente, die der im Steinbruch angetroffenen

Schichtenfolge ähneln. Die Brg. Vogel 7 erreichte ~0,5 m mächtige graugrüne Schiefer, die als Hangenberg-Schiefer gedeutet werden können, bereits in 39,4 m Tiefe; die Brg. Vogel 5 traf hingegen erst in 268,5 m Tiefe auf graugrüne Flaserkalke. Einige der Bohrungen (Vogel 1, 7 und 8) durchteuften innerhalb des tiefsten Deckdiabases oder unmittelbar im Hangenden der Hangenberg-Schiefer oder der oberdevonischen Flaserkalke geringmächtige Schwarzschiefer, bei denen es sich um die Liegenden Alaunschiefer handeln dürfte.

Im Liegenden der oberdevonischen Sedimente trafen die angeführten Bohrungen mächtige vulkanische Gesteinsfolgen an: Tuffe, Tuffite, Diabas- bzw. Spilit-Mandelsteine, Intrusiv-Diabase und Roteisensteine. Keine der im Grubenfeld „Vogel von“ bis zu 770 m Tiefe niedergebrachten Bohrungen erreichte das sedimentäre Mitteldevon. Das gilt auch für die im Nachbargrubenfeld „Kreuzberg“, 700 m E Stbr. Beuerbach, niedergebrachte Brg. Kreuzberg 1, die erst in 461 m Tiefe unter dem Deckdiabas auf 0,9 m mächtige „grüne Schiefer“ (wahrscheinlich Hangenberg-Schiefer) stieß, dann ca. 12 m mächtige oberdevonische, rötlich und grau gefärbte Flaser- und Knollenkalke durchörterte und bei 1004 m Tiefe im Schalstein eingestellt wurde.

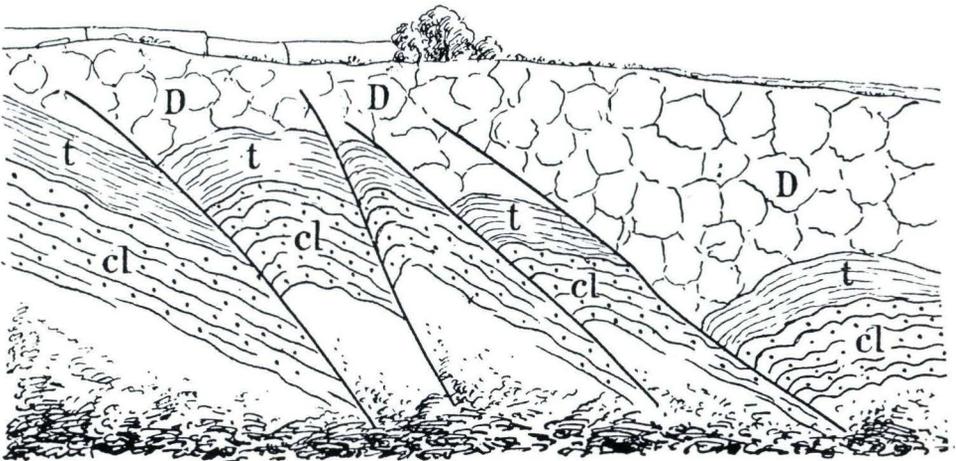
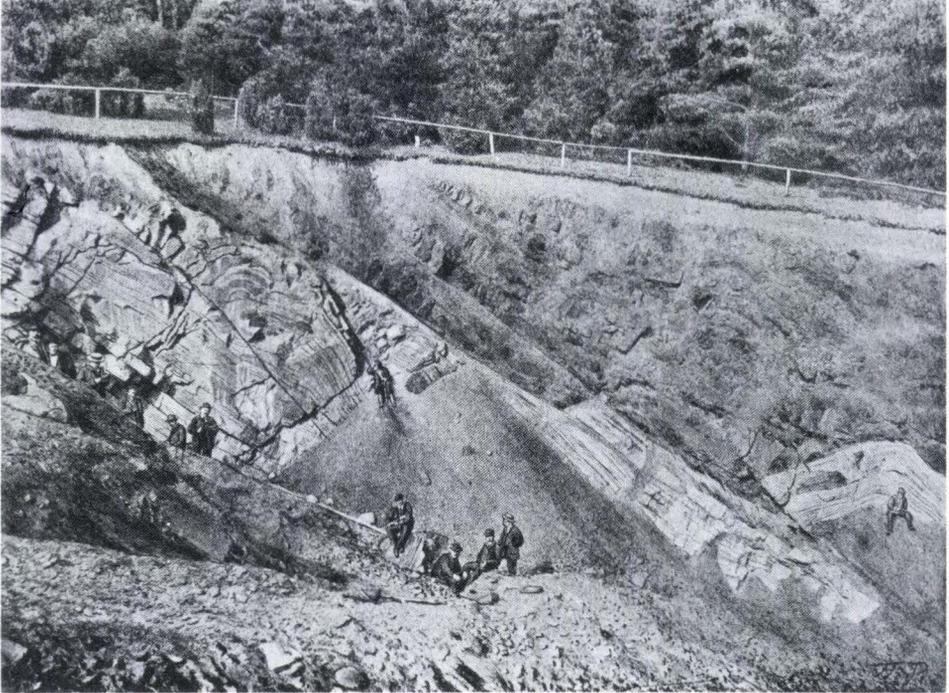
Diese Bohrungen belegen wieder gut, daß die nur wenige Meter mächtigen oberdevonischen und tieferunterkarbonischen Sedimente nur ganz dünne Einlagerungen zwischen den mehrere hundert Meter mächtigen Gesteinsfolgen des devonischen und unterkarbonischen submarinen Vulkanismus darstellen.

3. Erforschungsgeschichte

E. KAYSER (1901: 7–8, Abb. 1) machte die ersten Angaben über die Schichtenfolge und Lagerungsverhältnisse im Stbr. Beuerbach: „Als ein sehr lehrreiches Beispiel für Ueberschiebungen im Kleinen sei hier das Bild eines Steinbruchs unweit Oberscheld wiedergegeben, das auf kleinem Raume ein mindestens viermal von Ueberschiebungen durchsetztes oberdevonisches Kalklager darstellt. Alle Ueberschiebungsklüfte fallen mehr oder minder steil gegen SO. ein, und auf jeder ist die hangende Scholle von S. her auf die liegende aufgeschoben.“ KAYSERS „Ansicht des Kalksteinbruchs »an der Beuerbach« unweit der ehemaligen Grube Beilstein nördlich Oberscheld“ ist hier als Abb. 3b wiedergegeben. Die Abb. 3a zeigt die Kopie eines Fotos, das in KAYSER & LOTZ (1907) als Taf. 2 veröffentlicht wurde und die sehr guten Aufschlußverhältnisse um die Jahrhundertwende dokumentiert. (Dieses Foto wurde von H. LOTZ sehr wahrscheinlich im Frühjahr 1899 anlässlich der von KAYSER 1901: 8 in einer Fußnote angeführten Exkursion des Oberrheinischen Geologischen Vereins aufgenommen.)

KAYSER unterschied im Stbr. Beuerbach 3 Formationen: „Oberdevonischer Cephalopodenkalk“, „hangende Schieferzone“ und „jungoberdevonischer Deckdiabas“. Biostratigraphische Einstufungen und Fossilfunde, die speziell aus dem Stbr. Beuerbach stammen, wurden von ihm nicht genannt. KAYSER (in KAYSER & LOTZ 1907: 28) erwähnte jedoch von der Basis der auf Bl. Oberscheld vorkommenden Cephalopodenkalke „eine Folge von dunkelgrauen bis schwarzen Plattenkalken und Mergelschiefern, die zahlreiche Exemplare von *Buchiola retrostriata* und *angulifera*, *Tentaculites tenuicinctus*, *Entomis*, Reste von Fischen und *Ceratiocaris*, sowie kleine meist zerdrückte und unbestimmbare Goniatiten einschließen.“ Unter den Aufschlüssen, die diese dunkel gefärbten, fossilreichen Kalksteine enthalten, wurde von ihm auch der „Steinbruch an der Beuerbach“ aufgeführt (s. unten Kap. 5: Kellwasserkalk).

KREBS (1960a: 233–234, Tab. 2) gab einen tabellarischen „Überblick über die Schichtenfolge des Oberdevons und Unterkarbons im Hangenden der Dillenburg Tuffe im Bereich der Cephalopodenkalk-Fazies in der mittleren Eibacher Mulde“. Für das „Beuerbach-Diana-Lager (Steinbruch an der Beuerbach und alter Tagebau der Grube Diana)“ machte er folgende stratigraphische Angaben:



cl = oberdevonischer Cephalopodenkalk. **t** = hangende Schieferzone.
D = jungoberdevonischer Deckdiabas.

Abb. 3. Ansichten von dem um 1900 in Abbau befindlichen Steinbruch „an der Beuerbach“:
 a) Verkleinerte Kopie eines Fotos von H. LOTZ, veröffentlicht in KAYSER & LOTZ (1907: Taf. 2).
 b) Vergrößerte Kopie einer Abbildung von KAYSER (1901: Abb. 1). Die oberdevonischen „Cephalopodenkalke“ werden von den Hangenberg-Schiefern (dw-cd1), den Liegenden Alaunschiefern (cd2) und dem unterkarbonischen Deckdiabas überlagert. Die Schichtfolge streicht SW-NE und fällt nach SE ein; sie ist in geringmächtige Teilschuppen zerschert und örtlich durch Stauchfalten verformt.

<i>Pericyclus</i> -Stufe	Deckdiabas in Pillow-Ausbildung
	Liegende Alaunschiefer (0,20–0,85 m)
<i>Gattendorfia</i> -Stufe Wocklum-Stufe	Grüngraue milde Tonschiefer (0,75 m)
Dasberg-Stufe	Grüngraue glimmerführende Tonschiefer (0,75 m)
-----	-----
Hemberg-Stufe Nehden-Stufe	Grüner feiner Tuff (0,20–0,40 m)
	Graue Cephalopodenkalke, z. T. rote Kalkknoten- schiefer eingelagert (2,20–6,00 m)
Adorf-Stufe	Kellwasserkalk (0,15 m)
	Dillenburger Tuffe

Auf Grund von Conodonten-Datierungen in benachbarten Cephalopodenkalk-Profilen nahm KREBS an, daß die Oberkante der Kalksteine in der höheren Hemberg-Stufe (doIV) liegen müsse und daß daher die darüber lagernden Tuffe „in die höhere Hemberg-Stufe bzw. in den Grenzbereich Hemberg-/Dasberg-Stufe gehören.“

BUGGISCH et al. (1981: 47–48, Abb. 2) veröffentlichten Profilsäulen vom höchsten Teil der in dieser Arbeit beschriebenen Profile Beuerbach 1 und 3 (von der Oberkante der Kalksteinfolge bis zum Deckdiabas) und gaben die ersten biostratigraphischen Einstufungen von diesen Abschnitten bekannt: Mittlere *costatus*-Zone und Obere *hemisphaerica-dichotoma*-Zone an der Oberkante der Kalksteinfolge (= tiefere Wocklum-Stufe) und *crenulata*-Zone im unmittelbar Liegenden des Deckdiabases (= Unterkarbon IIa).

In der näheren Umgebung des Stbr. Beuerbach sind im Grubenfeld „Vogel von“ zwischen 1940 und 1962 Tiefbohrungen auf Eisenerz niedergebracht worden (Brg. Vogel 1–9, Lage s. Abb. 1 u. 2). Nach den bisher nicht veröffentlichten Schichtenverzeichnissen der Bearbeiter KEGEL, MICHELS und LIPPERT durchteuften 7 dieser Bohrungen die im Steinbruchsbereich vorkommenden Gesteinsfolgen in mehr oder weniger ähnliche Ausbildung. Die Einstufungen der Bohrprofile erfolgten seinerzeit nur lithostratigraphisch (s. auch Kap. 2).

4. Benutzte Abkürzungen, Symbole und Zeichen

(siehe: Richtlinien für die Verfasser geowiss. Veröff., Liste 1 und Symbolschlüssel Geologie)

Abkürzungen

Bg.	Berg	Fp.	Fundpunkt
Bl.	Blatt	Fs. (-Nr.)	Fundschrift(-Nr.)
Brg.	Bohrung	GK 25	Geologische Karte 1:25 000
Fol.-Nr.	Nummer des Folienabzuges (lfd. Fol.-Nr. der paläont. Slg. des HLfB)	HLfB	Hessisches Landesamt für Bodenfor- schung, Wiesbaden

Ma	Millionen Jahre	Schl.-Nr.	Schliffnummer (Ifd. Nr. der petrographischen Dünnschliff-Slg. des HLfB)
OK	Oberkante (einer Gesteinsschicht oder Bank)	Schl.-Nr.	Schliffnummer der Dünn- u. Dickschliffe der paläont. Slg. des HLfB
P.	(Höhen-)Punkt der TK 25	Pal.	Schichtnummer
Pr.-Nr.	Probe-Nummer	Scht.-Nr.	Schichtungs-s, Schichtung
Prof.	Profil	ss	Steinbruch
R H	Rechtswert Hochwert	Stbr.	Stollenmundloch
Ra.-Nr.	Ifd. Probennummern von petrographischen Proben und von Kalksteinproben zur Aufbereitung	St.Mdl.	TK 25
Rb.-Nr.	If. Probennummern von paläontologischen Proben (keine Slg.-Nr.)	TK 25	Topographische Karte 1 : 25 000
		UK	Unterkante (einer Gesteinsschicht, Bank)
		Z.	Zone

Symbole

cd2	Unterkarbon II, <i>Pericyclus</i> -Stufe, Erdbachium	dd	Dasberg-Stufe
cd2DD	Deckdiabas	dh	Hemberg-Stufe
cd2AL	Liegende Alaunschiefer	dn	Nehden-Stufe
cd1	Unterkarbon I, <i>Gattendorfia</i> -Stufe, Balvium	da	Adorf-Stufe
cd, D,g	Unterkarbonischer Intrusiv-Diabas	daDI	Dillenburg Schichten
$\frac{cd1}{dw}$ HA	Hangenberg-Schichten	$d_{\frac{a}{v}}^a$ Fe	Roteisenstein-Grenzlager
doCE	Oberdevonischer Cephalopodenkalk	dv	Givet-Stufe
dw	Wocklum-Stufe	dv, DSP	Diabas, Spilit u. Spilit-Diabas-Übergangsgestein
		dv, VTb	Givet-Schalstein

Zeichen und Häufigkeitsangaben für Fossilbestimmungen

●	= Taxon vorhanden; bei Conodonten aus Kalksteinprobe stammend	l usw.	= Anzahl der bestimmten Exemplare
■	= Conodonten auf Schieferproben	m	= massenhaft
O	= cf.-Bestimmung	sh	= sehr häufig
?	= Bestimmung fraglich	h	= häufig
		ns	= nicht selten, vereinzelt
		s	= selten

5. Adorf-Stufe und Kellwasser-Kalk

Im Bereich des ehemaligen Stbr. Beuerbach konnten trotz Schurarbeiten keine Schichten der Adorf-Stufe aufgefunden werden. Die ältesten, nachfolgend in den Prof. Beuerbach 1–3 beschriebenen Kalksteine und Schiefer gehören in die Untere Nehden-Stufe oder in den Grenzbereich Adorf-/Nehden-Stufe. Nach KAYSER (in KAYSER & LOTZ 1907: 28) müssen aber zur Zeit des Kalksteinabbaus die zur Adorf-Stufe gehörenden Basisschichten der oberdevonischen Cephalopodenkalke angestanden haben (Kap. 3).

In der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Marburg fanden sich vom Stbr. Beuerbach zwei KAYSERSche Belegstücke, bei denen es sich nach ihren litho- und biofaziellen Merkmalen um Kellwasserkalk handelt. Die eine Probe (ca.

10,5 × 7 cm) ist folgendermaßen beschriftet: „Platte m. *Card. angulifera* u. *retrostriata*, Orthocer., *Goniatites*. Intum.-St., alter Steinbruch Beuerbach. 95“. Das Stück enthält schlecht erhaltene Muschelreste, die sich als *Buchiola angulifera* (F.A. ROEMER) und *Buchiola* sp. bestimmen lassen; außerdem viele sehr schlecht erhaltene Reste entomozoider Ostracoden, die sehr wahrscheinlich meist zu *Entomozoe (Nehdentomis) pseudophthalma* (VOLK) gehören. Danach ergibt sich folgende Einstufung: wahrscheinlich höherer Teil des Unteren Kellwasserkalk-Horizontes im obersten Teil der Mittleren Adorf-Stufe.

Das zweite Stück (ca. 6,5×4 cm; Etikettenbeschriftung: „*Intumesc.*-St., Beuerbach, Steinbruch bei Oberscheld. 95.“) enthält einen sehr schlecht erhaltenen, nicht sicher bestimmbar Ostracoden-Steinkern: *Entomoprimitia (Entomoprimitia) nitida* (F. A. ROEMER)?

Die beiden Marburger Sammlungsstücke belegen, daß im Stbr. Beuerbach früher der Kellwasserkalk anstand, und zwar sehr wahrscheinlich der Untere Kellwasserkalk, ähnlich wie in den benachbarten Profilen Diana A und C (BUGGISCH et al. 1978: 93–98, Abb. 8, Tab. 8–9; 1983: 112–128, Abb. 6–8, Tab. 3 u. 5).

In der stratigraphischen Sammlung des Forschungsinstituts Senckenberg (Frankfurt a. M.) fanden sich beim Kellwasserkalk-Material von Bl. Oberscheld 2 Kästchen mit 10 kleinen Gesteinsstücken und folgenden Etiketten: „Adorfer Kalk mit *Buchiola*, *Entomis*, Tentaculiten. Kellwasser-Kalk-Horizont. Oberscheld, Überfaltungsbruch. Slg. RICHTER, Mai 1913.“ und „Kellw.-Kalk m. *Tornoceras simplex* v.B., *T. cf. auris* QU., *Buchiola* sp., *Entomis*. Schwarzer Kalk. Ober-Devon I δ. Stbr. jenseits Oberscheld, R. RICHTER, E. HÜTHER S. 1913.“

Die Bezeichnung „Überfaltungsbruch“ und die Lokalisierung „jenseits Oberscheld“ lassen mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit den Schluß zu, daß die 10 Kellwasserkalk-Proben im Stbr. Beuerbach aufgesammelt wurden, da dieser Steinbruch seinerzeit durch KAYSERS Veröffentlichungen und Exkursionsführungen (Kap. 3) wegen der gut sichtbaren Überschiebungstektonik berühmt geworden war, da er außerdem neben dem Fossilfundpunkt „Seßacker“ der bekannteste Aufschluß bei Oberscheld war und aus Frankfurter Sicht „jenseits“ von Oberscheld liegt. Aus der Datierung „Mai 1913“ geht hervor, daß das Material von RUDOLF RICHTER und EMMA HÜTHER, der späteren EMMA RICHTER, auf der von STRUVE (1981: 401–402, Abb. 1–2) beschriebenen, für die senckenbergische Trilobiten-Forschung so bedeutsamen Pfingst-Exkursion von 1913 aufgesammelt wurde. Die Stücke enthalten einige schlecht erhaltene Makrofossilreste: *Buchiola* sp., Orthocerida und Ammonoidea. Folgende Mikrofossilbestimmungen erlauben eine biostratigraphische Einstufung der Frankfurter Proben:

<i>Entomoprimitia (Entomoprimitia) nitida</i> (F. A. ROEMER)	(9; ns)
<i>Richterina (Volkina) zimmermanni</i> (VOLK)	(60; sh)
<i>Ungerella calcarata</i> (REINH. RICHTER)	(4)
<i>Ungerella</i> sp.	(1)
<i>Homoctenus</i> sp., <i>H.-tenuicinctus</i> -Gruppe	(Bruchstücke)

Einstufung: Unterer Kellwasserkalk, obere Mittlere Adorf-Stufe.

In den Schichtenverzeichnissen der umliegenden Tiefbohrungen (Vogel 1–9, s. Kap. 2 u. 3) ist von den Bearbeitern kein Kellwasserkalk aufgeführt worden; in mehreren dieser Bohrprofile treten jedoch innerhalb der tiefsten oberdevonischen Sedimente (oberhalb der

Dillenburger Schichten) geringmächtige „schwärzliche Schiefer“ oder „schwarze Schiefer mit Pyritlagen“ auf. Derartige Sedimente sind in der westlichen Dillmulde typisch für das ältere Oberdevon; wahrscheinlich handelt es sich z. T. um Äquivalente des Unteren Kellwasserkalk-Horizontes (s. KREBS 1960a: 231; RABIEN 1970a: 124–126, 132; BUGGISCH et al. 1978: Abb. 3, 4, 6, 7 u. 8; 1983: Abb. 7).

6. Profil Beuerbach 1

Lage: E-Wand im südlichen Steinbruchsteil, 25 m ENE P. 304,7 (Abb. 2); R 34 53 825, H 56 23 585.

6.1. Schichtenfolge (Taf. 1)

Die nachfolgend beschriebene Schichtenfolge des Prof. 1 war durch Hangschutt und Bewuchs fast vollständig zugedeckt. Der obere, unterkarbonische Anteil des Profils wurde von Hand bis zur Oberkante des oberdevonischen Kalksteins (Scht. 15) freigeschürft. Die tief verschüttete oberdevonische Karbonatfolge an der ehemaligen Steinbruchwand und auf der unteren Steinbruchsohle wurde mit einer Planierdraupe und einem Inzipiergerät freigelegt.

Das Streichen und Einfallen der Schichten variiert innerhalb des Profils. An der ehemaligen Steinbruchsohle: ss 35–45/35–40 SE; im oberen Profiltail: ss 60/55 SE.

Hangendes: Deckdiabas, dunkelgrüngrau, dicht, keine sichtbare Kontaktzone im Liegenden. Submariner Erguß-Diabas mit gut ausgebildeter Pillow-Absonderung, einige 100 m mächtig. Proben von der Basis zeigen nach Dünnschliffuntersuchungen von MEISL die petrographischen Merkmale der durch Olivin-Führung charakterisierten unterkarbonischen Effusiv-Diabase.

25–35 cm über UK (Ra 2065, Schl.-Nr. 21.952): Im sehr dichten Gestein mit porphyrischem Gefüge treten ehemalige Olivine als Einsprenglinge auf. Die Olivin-Substanz wurde jedoch vollständig durch Karbonate ersetzt. Die Karbonatpseudomorphosen nach Olivin zeigen z. T. noch die typische Maschenstruktur der früher serpentinierten Olivine. Die Feldspatleisten sind dünn, lang und divergentstrahlig (subophitisch) angeordnet. Blasen und Risse im Gestein sind vorwiegend durch Chlorit gefüllt, seltener auch durch Calcit. Örtlich ist in den kleinen Blasen neben Calcit auch sekundärer Quarz in kleinen Mengen zu beobachten. Der Erzanteil bestand überwiegend aus Magnetit, vielleicht aus Titanomagnetit. Gegenwärtig überwiegen Limonit und Leukoxen.

0–30 cm über UK (Ra 2066/1, Schl.-Nr. 21.953): Mineralbestand und Gefüge wie bei Schl.-Nr. 21.952. Insgesamt weniger trüb. Kaum Calcit-Mandeln, dagegen z. T. verästelte mächtigere Calcit-Trümchen. Ehemalige Olivine vollständig durch Karbonate ersetzt.

0–30 cm über UK (Ra 2066/2, Schl.-Nr. 21.954): Wie Schl.-Nr. 21.952 und 21.953, lediglich sind auch die dünnen Feldspatleisten unfrisch. Charakteristisch sind die bis zu 7 mm großen Karbonat-Pseudomorphosen nach Olivin.

Scht.-Nr.

22. 80 cm Liegende Alaunschiefer: Tonschiefer, schwarz, grauschwarze und gelbbraune Verwitterungsfarben, Mächtigkeit am S-Ende des Stbr. auf 34–40 cm reduziert. Einlagerung von Phosphoritknollen, längste Durchmesser der überwiegend kleinen ellipsoidischen Knollen 1,5 bis max. 5 cm. Die mikroskopische Untersuchung einer Phosphoritknolle (Ra 2265, Schl.-Nr. 21.971) durch MEISL ergab: Sie besteht aus gelbförmigem Apatit (Collophanit), der kleine rundliche oder ellipsoidische Körperchen in einer Matrix von feinkörnigem Chlorit bildet. Vereinzelt tritt detritischer Quarz auf.

Fs. 44: Conodonten-Bestimmungen s. Tab. 2.

21. 200 cm Diabas, kleinkörnig, grüngrau, bräunliche Verwitterungsfarben, intrusiv; Mächtigkeit am S-Ende des Steinbruchs auf 50 cm reduziert. Die mikroskopische Untersuchung einer Probe (Ra 2067, Schl.-Nr. 21.955) aus der Mitte des Lagerganges ergab (nach MEISL), daß ein „körniger“ Diabas mit noch relativ frisch erhaltenen Plagioklasen und ophitischem Gefüge vorliegt. Xenomorphe Pyroxene in den Zwickeln des Plagioklasengerüsts sind selten frisch erhalten; überwiegend sind sie in einen blaßgrünen Chlorit umgewandelt. Sichere Hinweise auf ehemalige Olivine fehlen, einige Chlorit-Nester könnten früher aber Olivine gewesen sein. Spuren einer tektonischen Beanspruchung sind überall vorhanden; Karbonat-Trümchen, Chlorit-Trümchen, zuweilen mit sekundärem Quarz, ausgewalzte chloritische Intersitien, zerbrochene, leicht verbogene Plagioklas-Großleisten bzw. Tafeln. Tafelige Plagioklasen zeichnen sich z. T. durch einen schönen Zonarbau aus.
20. 10–30 cm Tonschiefer: Oben 10–20 cm mächtiger schwarzer Tonschiefer ähnlich den Liegenden Alaunschiefern von Scht. 22. Unten 2–10 cm mächtiger, nach N ausdünnender grüngrauer Tonschiefer. An der Ober- und Unterseite der Scht. 20 sind ca. 2 cm mächtige Kontaktzonen erkennbar.
19. 35–40 cm Diabas, kleinkörnig, gelbbraun verwittert, intrusiv, nach S auskeilend.
18. 20–150 cm Hangenberg-Schiefer: Tonschiefer, grüngrau, feinglimmerig; infolge tektonischer Verquetschung stark wechselnde Mächtigkeit im Aufschlußbereich. Innerhalb des Schiefers eine Diabas-Linse mit birnenförmigem Querschnitt, max. Durchmesser 70 cm. Nach dem mikroskopischen Befund von MEISL (Diabasprobe Ra 2057, Schl.-Nr. 21.131 aus der Mitte der Linse) liegt ein mittelkörniger Olivin-Diabas vor. Die Feldspat-Leisten sind stark chloritisiert. In den Zwickeln des Feldspatgerüsts befindet sich reichlich Chlorit; auch der ehemalige Olivin liegt gegenwärtig als Chlorit vor. Untergeordnet treten Karbonat-Pseudomorphosen nach Olivin auf. Klinopyroxen fehlt, wenn er ehemals vorhanden gewesen sein sollte, so ist er nun vollständig chloritisiert. Das Gestein führt außerdem Magnetit und Titanomagnetit, ferner reichlich sekundäre Karbonate.
Fs. 43 (an der N-Seite des Profils): nur Conodonten, keine Bivalvia und Ostracoda (s. Tab. 2).
17. 30–35 cm Tuff oder Tuffit: Stark zersetztes, feinkörniges Gestein, gelbbraunlich, z. T. als graue, plastisch-tonige Gesteinsmasse vorliegend. Stark wechselnde Mächtigkeit infolge tektonischer Verquetschung, örtlich bis zu 65 und 85 cm Mächtigkeit anschwellend und in die Hangenberg-Schiefer der Scht. 18 aufgepreßt. Die röntgenographische Untersuchung von 2 Proben (Ra 2011, 2012) durch G. HENTSCHEL ergab: In Ra 2012 ist Hauptbestandteil ein ungeordnetes Wechsellagerungsmineral Glimmer/Montmorillonit neben einem geringen Anteil nicht aufgeweiteter Glimmer. In Ra 2011 ist außer dem ungeordneten Wechsellagerungsmineral und Glimmer noch ein wesentlicher Anteil Montmorillonit enthalten. Bei einer Vergleichsprobe (Rb 2267) vom Hangenberg-Schiefer (Scht. 18) wurde hingegen nur Glimmer festgestellt. Dieser Befund unterstützt zwar die Annahme, daß es sich bei den Proben Ra 2011 und 2012 um einen ehemaligen Tuff oder Tuffit handelt, ist jedoch kein zwingender Beweis für ein vulkanogenes Ausgangsmaterial. (Geringe Anteile nichttoniger Bestandteile wurden bei dieser Untersuchung nicht berücksichtigt).
Die mikroskopische Untersuchung dieser beiden Proben durch MEISL ergab: Bei Ra 2011 (Schl.-Nr. 21.945): Typische Tuffstrukturen fehlen. Das Gestein besteht aus muskovitähnlichen Schichtsilikaten (Illit) und aus sehr wenig Quarz (wenig gerundet, Siltkorngroße). Außerdem enthält es noch Pyritklumpen, die größtenteils limonitisiert sind. Bei Ra 2012 (Schl.-Nr. 21.946): Mineralbestand wie beim Schriff 21.945; diese Probe enthält jedoch Formrelikte von ehemaligen sideromelanischen Glas-Lapilli. Sie liegen größtenteils als opakes Erz vor, enthalten aber typische Bläschen mit Chlorit-Füllung wie im Schalstein. Es liegt unzweifelhaft ein Tuffit vor; der untere Teil des Schriffes ist sogar ein dem Schalstein sehr ähnlicher Tuff!

Kalkstein, grüngrau, dicht, meist stark zersetzt, gelbliche Verwitterungsfarben, als max. 20 cm mächtige Linsen an der Oberkante des geringmächtigen Tuffes im südlichen Abschnitt des Aufschlusses (= Fs. 42). Der Kalkstein ähnelt faziell dem Kalkstein an der Oberkante von Scht. 15; die gestörten, schlecht aufgeschlossenen Lagerungsverhältnisse im Bereich der Kalksteinlinsen lassen eine Einschuppung vermuten; dafür spricht auch, daß die Fundschichten 39–40 an der Oberkante der Kalksteinbank 15 und die Fs. 42 das gleiche biostratigraphische Alter haben.

Es kann sich jedoch auch um Kalksteinbrocken handeln, die im Zuge des jungoverdevonischen Vulkanismus in den Tuff eingelagert wurden (vgl. Kalksteinblöcke im Jungoberdevonischen Bombenschalstein von Langenaubach, RABIEN 1970: 218–227, 1979: 35–36, 41).

Fs. 42: Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 1, 3 u. 4.

16. 2–3 cm Tonschiefer, graugrün; im Unterschied zum Hangenberg-Schiefer der Scht. 18 ist Scht. 16 eine sehr feste, kompakte Lage, die nicht schichtparallel, sondern senkrecht zur Schichtung spaltet und verhältnismäßig viel Mikrofossilien enthält; sie bildet einen Leithorizont im Hangenden der Kalksteinfolge im ganzen Aufschlußbereich. Die mikroskopische Untersuchung einer Probe (Rb 2516, Schl.-Nr. 25.757) durch MEISL ergab folgenden Befund: Es liegt ein sehr feinkörniger Tonschiefer vor, mit eingestreuten detritischen, meist eckigen, aber auch mehr oder weniger gerundeten Quarzkörnern, untergeordnet auch Feldspatkörner von Feinsand-Korngrößen. Vereinzelt wurde Glaukonit festgestellt. Feinstschuppige Schichtgitterminerale, überwiegend wohl Illit, bilden die Hauptmasse des Gesteins. Von einer tektonischen Beanspruchung des Gesteins zeugen Mikroverwerfungen und offene Klüfte senkrecht zur Schichtung.
Fs. 41 = Proben aus ganzer Scht. 16
Fs. 40 = Proben von tonig-karbonatischer Grenzfläche an der Grenze Scht. 16/15.
Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 1 u. 3.
15. 45–50 cm Kalkstein, dicht, frisch grau, verwittert grüngrau u. gelblich; durch Verwitterung ist die Bank an der Oberseite, örtlich bis zur Basis, in gelbbraunes, mürbes Gestein oder Mulm umgewandelt. Einlagerungen von dünnen, graugrünen tonigen Lagen und linsenförmigen Ton- und Mergelschiefer-Einlagerungen, die erst bei Verwitterung sichtbar werden. Nach dem Karbonatgehalt (Tab. 10, Pr. 17–21) toniger Kalkstein, im obersten Teil (Fs. 39) stark karbonatischer Mergelstein. Nach Folienabzügen Mikrit bis Mikrosparit. In angewitterten Partien zahlreiche Ostracoden, seltener Bivalven sichtbar; Cephalopoden und andere Makrofossilien wurden weder im Gelände, noch in den Fossilproben und Folienabzügen gefunden.
Fs. 39 = 45–50 cm über UK (Fol.-Nr. 71, 72, 97)
Fs. 38 = 40–45 cm über UK (Fol.-Nr. 71, 72)
Fs. 37 = 35–40 cm über UK (Fol.-Nr. 71, 72, 94)
Fs. 36 = 30–35 cm über UK (Fol.-Nr. 94, 95, 96)
Fs. 35 = 25–30 cm über UK (Fol.-Nr. 87, 93)
Fs. 34 = 20–25 cm über UK (Fol.-Nr. 83, 86, 87, 92)
Fs. 33 = 15–20 cm über UK (Fol.-Nr. 83, 85, 91)
Fs. 32 = 10–15 cm über UK (Fol.-Nr. 85, 90)
Fs. 31 = 5–10 cm über UK (Fol.-Nr. 82, 84, 89)
Fs. 30 = 0–5 cm über UK (Fol.-Nr. 82, 84, 88)
Fossilbestimmungen u. Einstufungen der Fs. 30–39 s. Tab. 1, 3 u. 4.
14. 5 cm Tonschiefer, grüngrau; Einlagerung von Karbonatlinsen mit gelblichen Verwitterungsfarben. Makroskopisch keine innere Feinschichtung erkennbar, mikroskopisch zeigt sich jedoch eine gutausgebildete, wellige bis ebene Horizontalschichtung des Glimmerdetritus. Die Untersuchung eines Großschliffes (Ra 2452, Schl.-Nr. Pal. 58) durch MEISL ergab folgenden Befund: Der Tonschiefer wird von einem dichten Filz aus Glimmerdetritus aufgebaut. Er enthält außerdem eckigen, kantigen, detritischen Quarz von Siltkorngröße. Eine braune, schichtparallel eingelagerte Phosphorit-Linse

(im Anschnitt ca. 3 cm lang, bis 0,5 cm hoch) besteht aus gelförmigem Apatit (Collophanit) und etwas Calcit, ferner wenig detritischen Quarz. Schichtparallele Klüfte sind durch Calcit gefüllt.

Chemische Analyse s. Tab. 10, Pr.-Nr. 16. Örtlich enthält die Scht. 14 Karbonatlinsen bis zu 30 cm Länge; die Mächtigkeit wächst an dieser Stelle bis auf 15 cm an, während sich die Mächtigkeit der hangenden Bank 15 um den gleichen Betrag reduziert.

Fs. 29: Fossilbestimmungen s. Tab. 3.

13. 35–40 cm Kalkstein, dicht, grau bis grüngrau, gelbliche und bräunliche Verwitterungsfarben, an der Basis 2 cm mächtiger, rötlich gefärbter Horizont. Toniger Kalkstein bis toniger Mergelstein (Tab. 10, Pr.-Nr. 14–15).

Im oberen Teil der Kalksteinbank (Fs. 27–28) Vorkommen von Cephalopoden, die in den übrigen Schichten des Profils nicht gefunden werden konnten. Bei 17–20 cm unter OK (im unteren Teil der Fs. 26) eine linsig auskeilende Einlagerung von Mergelschiefer, grüngrau, gelblich verwitternd, feinglimmerig, massenhaft schlecht erhaltene Ostracoden, seltener Bivalven.

Nach Folienabzügen Mikrit bis Mikrospatit, Querschnitte dünnschaliger Ostracoden sehr häufig, Filamente vereinzelt, nur einen Trilobiten identifiziert.

Fs. 28 = 30–35 cm über UK (Fol.-Nr. 80, 81)

Fs. 27 = 27–30 cm über UK (Fol.-Nr. 80, 81)

Fs. 26 = 15–27 cm über UK (Fol.-Nr. 77–79)

Fs. 25 = 0–15 cm über UK

Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 1, 3 u. 4.

12. 3–4 cm Tonschiefer, rotbraun, feinglimmerig, schwach karbonatisch; Einlagerung von stark verwitterten Karbonatlinsen.

Fs. 24 = Proben von ganzer Scht. 12

Fs. 23 = Basis und Grenzbereich Scht. 12/11

Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 1 u. 3.

11. 15 cm Kalkstein, dicht, grau, z. T. rötlich geflammt; dünne linsige Einlagerungen von Tonschiefern, z. T. rotbraun, z. T. grünlichgrau, gelblich verwitternd, massenhaft schlecht erhaltene Ostracoden enthaltend.

Fs. 22: Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 1 u. 3.

10. 167 cm Kalkstein-, Mergelstein- und Tonschieferlagen, überwiegend dünn-, seltener dickplattig, in dichtständeriger Wechsellagerung.

Toniger Kalkstein, rötlichgrau bis rotbraun, dicht, z. T. durchziehende, ebenflächige, dünne Bänke, z. T. linsig-knollige Lagen; im Unterschied zu den Ton- und Mergelschieferlagen durch hellere rötlichgraue und gelbbraune Verwitterungsfarben im Profil gekennzeichnet. Mächtigkeiten meist 0,5–3 cm, seltener 4–9 cm; 32 Karbonatlagen innerhalb der Scht. 10 an der Stelle der Profilaufnahme ausgebildet. Ton- und Mergelschiefer, rotbraun, dunklere Farbtöne als die Karbonatlagen, feinglimmerig, wechselnder Karbonatgehalt, im verwitterten Zustand zahlreiche, meist schlecht erhaltene Reste entomozoider Ostracoden erkennbar.

Die Karbonatgehalte der Wechsellagerung variieren zwischen 23 und 72% (Tab. 10, Pr.-Nr. 8–13); die analysierten Proben gehören demnach in die Bereiche des stark tonigen bis stark karbonatischen Mergelsteins. Nach Folienabzügen Mikrit bis Mikrospatit.

Fs. 21 = 140–155 cm über UK

Fs. 20 = 132–137 cm über UK

Fs. 19o = 127–132 cm über UK

Fs. 19 m = 122–127 cm über UK

Fs. 19 u = 112–117 cm über UK (Fol.-Nr. 76)

Fs. 18 = 92–112 cm über UK

Fs. 17 = 42–62 cm über UK (Fol.-Nr. 75)

13–21 cm über UK (Fol.-Nr. 70)

Fs. 16 = 0–10 cm über UK (Fol.-Nr. 69)

Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 1 u. 3.

9. 90 cm Toniger Kalkstein + Mergelstein und Tonschiefer in dichtständiger Wechsellagerung, rotbraun, ähnlich der Wechsellagerung in Scht. 10, jedoch mit höherem Karbonatanteil. Die durch ihre hellere Färbung hervortretenden karbonatreichen Lagen sind dünnplattig bis dünnbankig (4–19 cm mächtig); sie nehmen ca. 70 cm der 90 cm mächtigen Scht. 9 ein; eine dünnere, ca. 1 cm mächtige Kalkknollenlage wurde bei 26 cm über UK festgestellt.
Bei 2 Proben (Tab. 10, Pr.-Nr. 6 bei 0–5 cm und Nr. 7 bei 5–10 cm über UK) beträgt der CaCO_3 -Gehalt 65 und 71% (= stark karbonatischer Mergelstein). In einem Folienabzug von der Basis (Fol.-Nr. 68, 0–10 cm über UK) sind im Wechsel Mikrit/Mikrospatit und zahlreiche skulpturierte Ostracoden erkennbar.
Fs. 15 = 60–90 cm über UK
Fs. 14 = 30–60 cm über UK
Fs. 13 = 0–20 cm über UK
0–10 cm über UK (Fol.-Nr. 68)
Fossilbestimmungen und Einstufungen s. Tab. 1.
8. 282 cm Toniger Kalkstein, Mergelstein und karbonatischer Tonschiefer in dichtständiger Wechsellagerung, rotbraun; die stärker karbonatischen Lagen durch hellere, rötlichgraue Verwitterungsfarben gekennzeichnet.
Karbonatbänke meist dünn- bis dickplattig (1–5 cm mächtig), meist gleichmäßig durchziehend, z. T. knollig, linsig, ca. 90 cm der Schichtenfolge einnehmend. Bei 2 Proben (Ra 2089, 2090) der dichtständigen Wechsellagerung aus dem Bereich 110–120 cm über UK betragen die CaCO_3 -Gehalte 33,6 und 53,5% (Tab. 10, Pr.-Nr. 4 und 5): stark toniger und stark karbonatischer Mergelstein. Folienabzüge der gleichen Proben zeigen einen Wechsel Mikrit/Mikrospatit mit Querschnitten skulpturierter Ostracoden.
Fs. 12 = 245–265 cm über UK
Fs. 11 = 205–245 cm über UK
Fs. 10 = 120–145 cm über UK
Fs. 9 = 105–120 cm über UK (Fol.-Nr. 66, 67)
Fs. 8 = 35–60 cm über UK
Fs. 7 = 0–30 cm über UK
Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 1.
7. 100 cm Kalkstein, dicht, grüngrau, im oberen Teil schwach rötlich geflammt; Einlagerung von dünnen tonigen Bestegen in 6–12 cm Abstand. Nach dem CaCO_3 -Gehalt von 2 Proben bei 45 und 50–55 cm über UK (Tab. 10, Pr.-Nr. 2 u. 3) stark karbonatischer Mergelstein. Nach Folienabzug (Fol.-Nr. 65) Mikrospatit, Ostracoden in Lagen sehr häufig.
Fs. 6 = 30–55 cm über UK (Fol.-Nr. 65)
Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 1.
6. 5 cm Tonschiefer, graugrün, karbonatisch.
5. 15 cm Kalkstein, dunkelgrau, dicht.
Fs. 5: Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 1.
4. 10 cm Tonschiefer, schwarz.
3. 15–18 cm Kalkstein, dicht, grau, gelbgraue und weißgraue Verwitterungsfarben, als Kalksteinlagen und -linsen im verquetschten Verband mit schwarzen und grüngrauen (entfärbten?) Tonschiefern.
Fs. 4: Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 1.
2. 5–7 cm Tonschiefer, schwarz
- 1.7. 22 cm Kalkstein, dicht, grau, weißgraue Verwitterungsfarben.
Fs. 3: Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 1.
- 1.6. 3 cm Tonschiefer, schwarz.
- 1.5. 7 cm Kalkstein, dicht, grüngrau, gelbbraune Verwitterungsfarben.
Fs. 2: Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 1.
- 1.4. 2 cm Tonschiefer, schwarz.

- | | | |
|------|-------|--|
| 1.3. | 8 cm | Kalkstein, dicht, dunkelgrau, gelbbraune Verwitterungsfarben. |
| 1.2. | 1 cm | Tonschiefer, schwarz. |
| 1.1. | 10 cm | Kalkstein, grau, dicht, weißgraue und gelbbraune Verwitterungsfarben, schwarze (bituminöse?) Kluftbestege. |
- Fs. 1: Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 1.

6.2. Fossilien und Biostratigraphie

Die Fossilbestimmungen und biostratigraphischen Einstufungen des Prof. Beuerbach 1 sind in den Tab. 1–4 zusammengestellt; Taf. 1 zeigt die Lage der Fundschichten, der biostratigraphischen Zonen und der stratigraphischen Stufen im Profil. Die genaue Horizontierung der Fundschichten ist bei der Profilbeschreibung im Kap. 6.1. angegeben.

Von den 44 Fossil-Fundschichten liegen 42 in dem rd. 8,5 m mächtigen oberdevonischen Abschnitt des Profils; nur 2 Fundschichten fallen in die unterkarbonischen Oberen Hangenberg-Schichten und Liegenden Alaunschiefer. Conodonten konnten aus 40 Fundschichten gewonnen werden; 36 dieser Fundschichten bestehen aus Kalk- und Mergelsteinen und 4 (Fs. 40, 41, 43 u. 44) aus Tonschiefern (Tab. 1 u. 2). Ostracoden, Foraminiferen und einige Makrofossilien fanden sich in 20 karbonatischen und tonigen Lagen, meist gemeinsam mit Conodonten oder aber in enger Wechsellagerung mit den Conodonten-Fundschichten (Tab. 3 und 4). Im Bereich der Hemberg- bis Wocklum-Stufe lassen sich daher die Lebenszeiten verschiedener Taxa und die Conodonten- und Ostracoden-Zonen miteinander vergleichen; eine genaue Parallelisierung der Zonengrenzen wird allerdings erschwert, da in manchen Fundschichten die Conodonten-Leitarten verschiedener Zonen gemeinsam auftreten.

6.2.1. Zur Conodonten-Biostratigraphie

Die Conodonten lieferten die wichtigsten Fossilien zur biostratigraphischen Einstufung der Schichtenfolge im Stbr. Beuerbach. Die Datierung der Fundschichten erfolgte im wesentlichen nach den Conodonten-Zonierungen von ZIEGLER (1962), KLAPPER & ZIEGLER (1979) und ZIEGLER & SANDBERG (1984). Die „New Zonation“ sensu ZIEGLER & SANDBERG (1984) für die jungoberdevonische Conodonten-Biostratigraphie von der *marginifera*- bis zur *praesulcata*-Zone wurde in dieser Arbeit noch nicht angewandt, da erstens wesentliche Leit-Conodonten dieser Gliederung nicht gefunden wurden (*Palmatolepis marginifera utahensis*, *Pal. gracilis manca*, *Pal. gracilis expansa* u. *Siphonodella praesulcata*) und weil zweitens die Verwendung der neuen Zonenbegriffe einen Vergleich mit den übrigen bereits veröffentlichten Profilen des Oberschelder Raums sehr erschwert hätte (BUGGISCH et al. 1978, 1980 u. 1983). Bei der Besprechung einiger Conodonten-Fundschichten im nachfolgenden Kapitel 6.2.1.1. werden jedoch den alten Zonen-Bezeichnungen die neuen in Klammern hinzugefügt.

In verschiedenen Profilen des Oberschelder Schwellenkomplexes wurde festgestellt, daß in bestimmten Fundschichten Conodonten-Vergesellschaftungen auftreten, die gemäß den bisherigen Kenntnissen über das chronologische Verhalten der betreffenden Conodonten-Arten nicht zusammen vorkommen dürften. Das trifft besonders für Fundschichten aus dem

Tab. 1. Conodonten und nachgewiesene Conodonten-Zonen im Oberdevon-Abschnitt des Profils Beuerbach 1. Lage der Fundschichten siehe Taf. 1; nähere Erläuterungen zu den Conodonten-Datierungen s. Kap. 6.2.1 und 6.2.1.1.

Conodonten-Zonen:	Obere <i>Palmatolepis-triangularis</i> -Zone bis Untere <i>crepida</i> -Zone ?				Untere <i>crepida</i> -Zone		Obere <i>rhomboidea</i> -Zone		Untere <i>marginifera</i> -Zone						Obere <i>marginifera</i> -Zone				Obere <i>marginifera</i> - bis Mittlere <i>velifer</i> -Zone			Untere bis Mittlere <i>velifer</i> -Zone			Mittlere <i>velifer</i> - bis Obere <i>styriacus</i> -Zone					Obere <i>styriacus</i> - bis Untere <i>costatus</i> -Zone			Untere <i>costatus</i> -Zone			Mittlere bis Obere ? <i>costatus</i> -Zone			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	21	22	25	26	27	28	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	
<i>Palmatolepis triangularis</i>	•	•	•	•	•																																		
<i>Palmatolepis triangularis</i> → <i>quadrantinodosalobata</i>	•	•	•	•	•																																		
<i>Palmatolepis subperlobata</i>	•	•	•	•	•	•																																	
<i>Palmatolepis delicatula delicatula</i>	•	•	•	•	•																																		
<i>Palmatolepis delicatula clarki</i>	•	•	•	•	•																																		
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i>				•	•	•																																	
<i>Palmatolepis perlobata perlobata</i>		•	•	•	•	•																																	
<i>Icriodus cornutus</i>					•										•																								
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>regularis</i> (sensu ZIEGLER 1962)		•	•		•	•																																	
<i>Palmatolepis minuta minuta</i>		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•								•	•								
<i>Polygnathus nodocostatus nodocostatus</i>							•			•	•		•		•																								
<i>Ancyrolepis cruciformis</i>					•																																		
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i>					•	•																																	
<i>Palmatolepis glabra prima</i>					•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•									○															
<i>Polygnathus nodocostatus incurvus</i>					•																																		
<i>Polygnathus nodocostatus ovatus</i>					•																																		
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i>					•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			•	•	•	•	•	•	•								
<i>Palmatolepis glabra lepta</i>					•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			•	•	•	•	•	•	•								
<i>Palmatolepis glabra pectinata</i>					•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			•	•	•	•	•	•	•								
<i>Palmatolepis glabra acuta</i>							•		•						•																								
<i>Palmatolepis rhomboidea</i>							•	•	•	•																													
<i>Palmatolepis quadrantinodosa inflexa</i>							•		•		•																												
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>							•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			•	•	•	•	•	•	•								
<i>Polygnathus glaber glaber</i>							•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			•	•	•	•	•	•	•								
<i>Palmatolepis minuta schleizii</i>									•						•																								

Tab. 2. Conodonten und nachgewiesene Conodonten-Zonen im Unterkarbon-Abschnitt des Profils Beuerbach 1. Lage der Fundschichten s. Taf. 1.

Conodonten-Zonen:	höchste sandbergi-Zone (<i>triangulus-triangulus</i> -Zone)	<i>crenulata</i> -Zone bis Obere <i>typicus</i> - oder <i>anchoralis-latus</i> -Zone
Fundschichten (Fs.-Nr.):	43	44
<i>Pseudopolygnathus triangulus triangulus</i>	■	
<i>Siphonodella duplicata</i> (sensu HASS 1959)	■	
<i>Siphonodella lobata</i>	■	
<i>Siphonodella</i> sp. indet.	■	
<i>Polygnathus inornatus</i>	■	
<i>Polygnathus</i> sp. indet.	■	
<i>Spathognathodus</i> sp. indet.	■	
<i>Siphonodella obsoleta</i> vel <i>cooperi</i> (Morpho- type 2 sensu SANDBERG et al. 1978)		■
<i>Pseudopolygnathus pinnatus</i>		■

Zeitbereich der *velifer*- bis *costatus*-Zone zu. Von BUGGISCH et al. 1978: 87–91 u. besonders 1983: 119–124) sind diese Probleme bereits ausführlich diskutiert worden. Obwohl im Prof. Beuerbach 1 die zeitäquivalenten Sedimente wesentlich mächtiger sind als im Prof. Diana C, kommt es auch hier in verschiedenen Fundschichten zum gemeinsamen Auftreten von Conodonten, die nach den Tabellen bei KLAPPER & ZIEGLER (1979) und ZIEGLER & SANDBERG (1984) unterschiedliche Lebenszeit haben. Stärkere Abweichungen von der Standardgliederung dürften im Prof. Beuerbach auf Kondensation und Umlagerung älterer Conodonten zurückzuführen sein; längere Lebenszeiten sind jedoch bei einigen Conodonten-Arten nicht auszuschließen.

6.2.1.1. Anmerkungen zu einigen Conodonten-Fundschichten

Fundschichten 21–22: Die in Fs. 21 und 22 vorkommenden Conodonten sprechen für eine Datierung als Obere *marginifera*-Zone, da – abgesehen von Durchläufern – 3 Taxa mit Beginn oder innerhalb der Oberen *marginifera*-Zone einsetzen und 2 Taxa an der Obergrenze dieser Zone enden. *Palmatolepis perlobata helmisi* soll jedoch nach KLAPPER & ZIEGLER (1979: 215) und ZIEGLER & SANDBERG (1984: 183, Abb. 1–2) erst an der Untergrenze der Mittleren *velifer*-Zone (= Lower *trachytera* Zone der New Zonation) einsetzen. Danach ist ab Fs. 21 mit einem Zusammenvorkommen von Conodonten der Oberen *marginifera*- bis Mittleren *velifer*-Zone zu rechnen. Die Leitform für den Beginn der Mittleren *velifer*-Zone (= Lower *trachytera* Zone der New Zonation), *Palmatolepis rugosa trachytera*, wurde jedoch erst ab Fs. 26 gefunden.

Fundschichten 26–28: Diese 3 Fundschichten liegen in der oberen Hälfte der Schicht 13. Das Vorkommen von *Palmatolepis rugosa trachytera*, *Pal. perlobata grossi*, *Scaphignathus velifer*, *Pal.*

glabra lepta und *Pal. minuta minuta* läßt eine Datierung als Mittlere bis Obere *velifer*-Zone (= Lower bis Upper *trachytera* Zone) zu. Jedoch kommen bereits ab Fs. 26 folgende, erst in jüngeren Conodonten-Zonen einsetzende Taxa hinzu:

Palmatolepis perlobata postera: Einsetzen mit Unterer *styriacus*-Zone, Leitform der *postera* Zone der New Zonation.

Palmatolepis rugosa ampla: Einsetzen innerhalb der Unteren *styriacus*-Zone (= Lower *postera* Zone).

Pseudopolygnathus brevipennatus: Einsetzen mit Oberer *styriacus*-Zone (= Lower *expansa* Zone).

Danach enthalten die Fundschichten 26–28 Conodonten-Vergesellschaftungen der Mittleren *velifer*-Zone (= Lower *trachytera* Zone) bis Oberen *styriacus*-Zone (= Lower *expansa* Zone).

Fundschichten 30–35: Die Fundschichten 30–34 in der unteren Hälfte der Schicht 15 sind durch das häufige Auftreten von *Polygnathus styriacus*, der Leitform der *styriacus*-Zone (= *postera* bis Lower *expansa* Zone), gekennzeichnet. Das Vorkommen von *Palmatolepis rugosa trachytera* (in Fs. 30), *Pal. glabra lepta?* (in Fs. 30, 34, 35) und *Pal. minuta minuta* (in Fs. 34, 35), deren Verbreitungsdauer bereits in der Oberen *velifer*-Zone (= Upper *trachytera* Zone) enden soll, dürfte auf Kondensation oder Umlagerung zurückzuführen sein, sofern nicht längere Lebenszeiten anzunehmen sind. Innerhalb der typischen „*styriacus*-Fauna“, die eine Datierung der Fs. 30–34 als Obere *styriacus*-Zone zulassen würde, fanden sich außerdem als Seltenheit 3 Conodonten von 2 jüngeren Leitarten:

Bispathodus costatus in Fs. 30 nur 1 Exemplar, in Fs. 31–35 nicht vorhanden, ab Fs. 36 in den jüngeren Fundschichten bis Fs. 42 vorkommend. *Bispathodus aculeatus aculeatus* in Fs. 30 und Fs. 32 je 1 Exemplar, dann erst wieder in Fs. 38 und 39 (Tab. 1).

Auf Grund des Vorkommens von *Bispathodus costatus* und *B. aculeatus aculeatus* in Fs. 30 muß gefolgert werden, daß die Fs. 30–35 Conodonten-Vergesellschaftungen enthalten, die bis in die Untere *costatus*-Zone bzw. bis in die Middle *expansa* Zone sensu ZIEGLER & SANDBERG (1984) hinaufgehen, daß also eine Mischung von Conodonten der Oberen *velifer*- bis Unteren *costatus*-Zone vorliegt.

6.2.2. Zur Ostracoden-Biostratigraphie

Bestimmbare Ostracoden konnten nur aus dem oberen Teil des Profils gewonnen werden: Schicht 10, Fundschicht 18 bis Schicht 17, Fundschicht 42 (Taf. 1, Tab. 3). Die Gründe hierfür liegen in den Erhaltungsbedingungen. Da die Ostracoden-Klappen nicht in verkieselter Form vorliegen, konnten sie nicht bei der Conodonten-Aufbereitung gewonnen werden. (Lediglich in den Conodonten-Proben der Fs. 26 fand sich ein kleiner, schlecht erhaltener *Ungerella*-Steinkern). Das bestimmte Ostracoden-Material stammt daher aus angewitterten Gesteinsproben der oberen Bänke. Im frischen Gestein der tieferen, bei der Profilaufnahme freigeschürften Schichtenfolge konnten keine Ostracoden-Fundschichten im Aufschluß beobachtet werden. Folienabzüge von den Schichten 7, 8 und 9 zeigen aber, daß auch in diesem tiefen, der Nehden-Stufe angehörenden Profilabschnitt Ostracoden lagenweise sehr häufig auftreten. Querschnitte dünnschaliger Ostracoden-Klappen, z. T. deutlich die feine Berippung der entomozoiden Ostracoden zeigend, bilden den Hauptbestandteil der in den Folienabzügen sichtbaren Fossilien (Abb. 4).

Die angewitterten Fossilagen im Bereich der Fundschichten 18–42 enthalten häufig bis massenhaft Reste entomozoider Ostracoden, deren Erhaltungszustand jedoch meist sehr schlecht ist. Daher konnte nur ein kleiner Teil der auf den Proben befindlichen Exemplare bestimmt werden, was bei den in Tab. 3 aufgeführten Bestimmungszahlen zu berücksichtigen ist.

Die Fundschichten 18–42 werden von einer *Richterina*-Fauna beherrscht. In den tieferen Lagen dieses Profilabschnittes treten häufig und sehr charakteristisch Ostracoden der

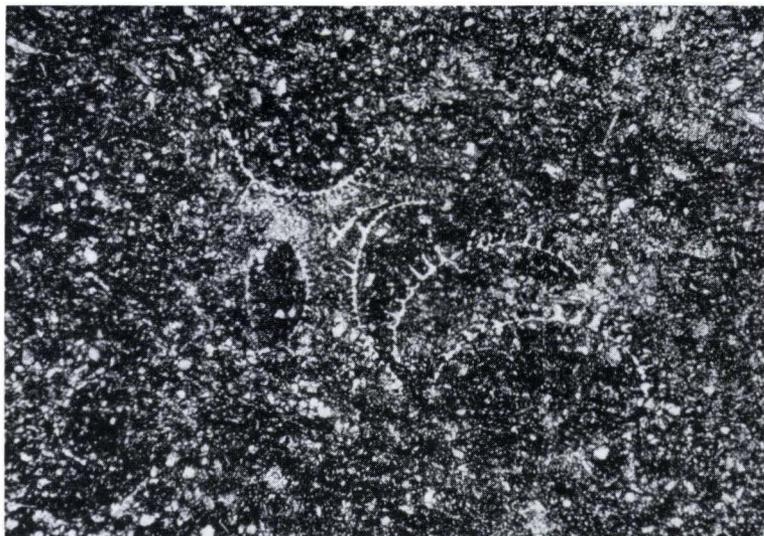


Abb. 4. Querschnitte von dünnchaligen, berippten entomozoiden Ostracoden. Vergrößerung $\sim 35\times$. Folienabzug senkrecht zur Schichtung von einem rotbraunen, tonigen Mergelstein. Prof. Beuerbach 1, Scht. 8, bei + 120 cm über UK, Fs. 9 (s. Taf. 1, Pr.-Nr. Ra 2090, Fol.-Nr. 67, Anal.-Nr. 5 in Abb. 10). Obere Nehden-Stufe, Untere *marginifera*-Zone.

intercostata-Gruppe auf (Tab. 3); Einzelfunde dieser Ostracoden, die durch einen regelmäßigen Wechsel von starken und schwachen Längsrippen gekennzeichnet werden, wurden noch bis in den Grenzbereich der Fundschichten 32/33 (= Scht. 15, 12–17 cm über UK) gefunden. Mit der Kalksteinbank 15 wird *Richterina* (*Richterina*) *striatula* zur häufigsten Art; die stratigraphisch wichtige Leitform *Maternella dichotoma* ist dagegen sehr viel seltener.

Nach den entomozoiden Ostracoden gehören die Fundschichten 18–42 der *intercostata*-bis Oberen *hemisphaerica-dichotoma*-Zone an. Der Kopf der Tab. 3 zeigt eine Gegenüberstellung dieser Ostracodon-Zonen mit den im Profil nachgewiesenen Conodonten-Zonen sowie die Zuweisung dieser biostratigraphischen Zonen zu den stratigraphischen Stufen.

Bemerkenswert ist in der Fundschicht 26 das Auftreten einer wahrscheinlich neuen entomozoiden Ostracodon-Art, die vorläufig als *Richterina* (*Volkina*)? sp. A bezeichnet wird und die im Prof. Beuerbach 2 im gleichen stratigraphischen Niveau als charakteristische Ostracoden-Art vorkommt (Tab. 7, Fs. 11). Die mehr oder weniger unvollständig erhaltenen Abdrücke zeigen die für diese Art typische Berippung (Abb. 5).

Ab Schicht 15 wurden in den Fundschichten 30–42 neben den herrschenden entomozoiden Ostracoden auch glattschalige, skulpturierte und bedornete Ostracoden der Ordnungen Palaeocopida, Metacopida und Podocopida gefunden. Kleine, noch nicht näher bestimmte Bairdien sind am häufigsten. Besonders charakteristisch sind die bestachelten Arten der Podocopida-Gattungen *Rectoplacera*, *Triplacera*, *Rectonaria*, *Orthonaria*, *Processobairdia*, *Acratia*, *Acanthoscapha* und *Tricornina*. Hierzu kommen einige Exemplare der Palaeocopi-

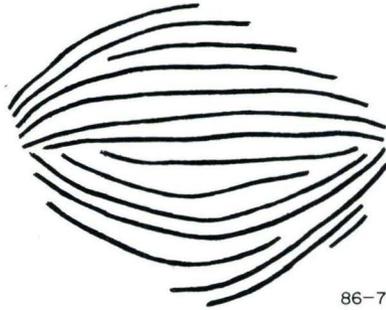


Abb. 5. *Richterina (Volkina) ?* sp. A. Rippenplan nach den Rillen eines randlich unvollständigen Abdruckes. L ~ 1,2 und H ~ 0,9 mm. Prof. Beuerbach 1, Scht. 13, Fs. 26 (Rb 2509/9). Obere Hemberg-Stufe, *intercostata*-Zone (s. Kap. 6.2.2.).

da-Gattungen *Hollinella*, *Amphissites* und *Neochilina*. Danach kommen ab Schicht 15 in den gleichen Fundschichten Ostracoden gemeinsam vor, die als benthonische, nektobenthonische und pelagische Formen gedeutet werden können. Ähnlich den von BECKER (1982b: 162) diskutierten Ostracoden-Faunen aus dem Oberdevon des Kantabrischen Gebirges handelt es sich um Mischfaunen vom Entomozoen- und Thüringer Ökotyp sensu BECKER (in BANDEL & BECKER 1975: 61), wobei zu berücksichtigen ist, daß in den Fundschichten des Profils Beuerbach die Entomozoen dominieren.

In den Fundschichten 38–40 wurden einige mehr oder weniger unvollständig erhaltene Steinkerne und Abdrücke gefunden, die offenbar zu einer neuen Art gehören, die vorläufig als *Processobairdia ?* sp. A bezeichnet wird (Tab. 3). Wie aus den Abb. 6a und b ersichtlich ist, sind diese Formen durch lange, dünne, dorsale Eckdorne charakterisiert, die an beiden Enden der Klappe nach vorne bzw. nach hinten abwärts gebogen sind. Infolge der unvollständigen Erhaltung in dem stark verwitterten Karbonatgestein läßt sich die absolute

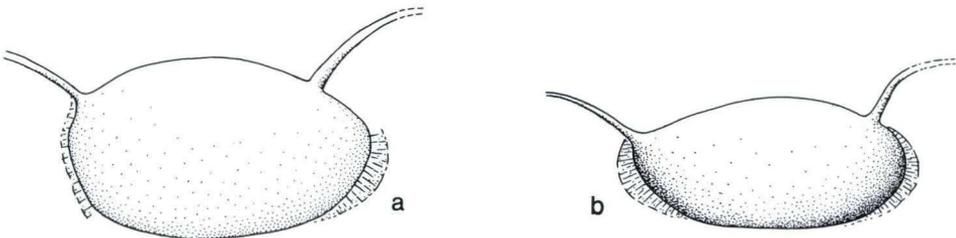


Abb. 6. *Processobairdia ?* sp. A. Unvollständig erhaltene Steinkerne im stark verwitterten karbonatischen Mergelstein an der Oberkante der Kalksteinfole des Prof. Beuerbach 1. Vergrößerung ca. 33x.

Nähere Erläuterungen s. Kap. 6.2.2.

a. L~1,2, H~0,8 mm. Scht. 15, 40–45 cm über UK, Fs. 38 (Rb 2497/9). Dasberg-Stufe, Obere *hemisphaerica-dichotoma*-Zone, Untere *costatus*-Zone.

b. L~1,1, H~0,5 mm. Grenzfläche Scht. 16/15, Fs. 40 (Rb 2515/2). Wocklum-Stufe, Obere *hemisphaerica-dichotoma*-Zone, Mittlere bis Obere? *costatus*-Zone.

Länge der Dorne nicht feststellen; ebenfalls ist nicht erkennbar, ob bei dieser Art linke und rechte Klappen sich bezüglich der Bedornung unterscheiden, da keine ganzen Gehäuse vorliegen.

Bei den beiden abgebildeten Steinkernen sind die Umrißformen und die Wölbungen der Klappen deutlich verschieden. Bei der schlank-ovalen Form (Abb. 6b) zeigen der Steinkern und der dazugehörige Abdruck eine starke Wölbung der Klappe, bei der breit-ovalen Form (Abb. 6a) ist hingegen der Steinkern nur ganz flach gewölbt; Höhe und Breite der Klappen sind also umgekehrt proportional korreliert. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei nicht um primäre, sondern um sekundäre, durch die Gesteinsdeformation verursachte Formunterschiede (vgl. RABIEN 1954: 22–33, Abb. 2–4).

Die von BLUMENSTENGEL (1965: Taf. 8 Fig. 6–10) abgebildeten Paratypoiden von *Acanthoscapha volki* zeigen (im Unterschied zu den Abbildungen des Holotypus: Taf. 8 Fig. 5, Taf. 16 Fig. 6–8) Ähnlichkeiten mit den hier als *Processobairdia?* sp. A bestimmten Steinkernen und Abdrucken in Bezug auf die Gehäuseform und die Eckdorne.

6.2.3. Die übrigen Fossilien des Profils Beuerbach 1

Neben den Conodonten und Ostracoden sind die wenigen übrigen Fossilfunde biostratigraphisch unbedeutend; sie sind jedoch aus biofaziellen Gründen erwähnenswert.

Brachiopoda

Es wurden nur die 3 in Tab. 3 (Fs. 29 u. 41) aufgeführten Exemplare kleiner, hornschaliger, inarticulater Brachiopoden gefunden. Die beiden als *Lingula* cf. *subparallela* bestimmten Brachiopoden haben eine Länge von nur 1,5 mm bei einem vollständigen Exemplar und etwa 1,7–2 mm bei einem unvollständigen Abdruck. Siehe auch dazu die Anmerkungen in BUGGISCH et al. 1983: 131, Brachiopoda.

Trilobita

In den Fundschichten 19 und 23 fanden sich 5 Köpfe (mehr oder weniger vollständig und deformiert) kleiner, blinder Phacopiden, von denen sich 3 als *Trimerocephalus caecus* bestimmen ließen (Tab. 3). Außerdem konnte in einem Folienabzug der Fundschicht 13 ein Trilobiten-Querschnitt beobachtet werden.

Cephalopoda

Ammonoidea kommen im oberen Teil der Scht. 13 (= Fs. 27–28) sehr häufig vor. Sie konnten nur in Gesteinsanschnitten und Folienabzügen beobachtet werden, da sich aus dem verwitterten, dichten Gestein keine bestimmbareren Einzelexemplare gewinnen ließen; sie sind daher auch nicht in der Faunenliste (Tab. 3) aufgeführt. In allen übrigen Schichten des Prof. Beuerbach 1 und der Prof. Beuerbach 1a, 2 und 3 wurden keine Cephalopoden gefunden. Offenbar erhalten die im Stbr. Beuerbach aufgenommenen Gesteinsfolgen sehr viel weniger Cephalopoden als die zeitäquivalenten Kalksteine der benachbarten Profile beim ehemaligen Tagebau Diana (BUGGISCH et al. 1978: 97–98; 1983: 131, Tab. 5) und auf dem Seßacker (MATERN 1931: 108–111; ZIEGLER 1962: 131–137).

Bivalvia

Posidonien der Gattung *Guerichia* sind (ebenso wie in den benachbarten Beckensedimenten der Cypridinenschiefer-Fazies) die häufigsten Makrofossilien. Infolge unvollständiger oder deformierter Erhaltung können die meisten dieser Muschelreste nur als *Guerichia* sp. bestimmt werden (Tab. 3). Das Vorkommen von *Guerichia venustiformis* und *Guerichia* cf. *venustiformis globosa* in den Fundschichten 32–36 und 42 stimmt gut mit den bisher ermittelten Lebenszeiten dieser beiden Arten überein (s. ŽAKOVA 1983: 198–200, Tab. 3). Die jüngeren *Guerichia*-Arten *G. mariannae* und *G. mariannae hemicyclia* konnten im Prof. Beuerbach 1 nicht aufgefunden werden, da die Hangenberg-Schiefer dieses Profils tektonisch stark verquetscht sind; sie kommen jedoch in den Hangenberg-Schichten des benachbarten Prof. Beuerbach 3 vor (Kap. 9.2, Tab. 9).

Foraminifera

Agglutinierende Foraminiferen (meist in schlechter, unvollständiger Erhaltung) fanden sich in den Rückständen von Conodonten-Proben der Schichten 13, 15 und 17 (Tab. 4).

Tab. 4. Agglutinierende Foraminiferen aus Conodonten-Proben der Hemberg- bis Wocklum-Stufe des Profils Beuerbach 1. Lage der Fundschichten s. Taf. 1.

Stratigraphische Stufen:	dh	dd/dh	dw/dd	dw
Conodonten-Zonen:	Untere bis Mittlere <i>velifer</i> -Zone	Mittlere <i>velifer</i> - bis Obere <i>stryriacus</i> -Zone	Untere bis Mittlere <i>costatus</i> -Zone	Mittlere bis Obere(?) <i>costatus</i> -Zone
Ostracoden-Zonen:	<i>intercostata</i> -Zone		Ob. <i>hemisphaerica</i> - <i>dichtotoma</i> -Zone	
Schichten (Scht.-Nr.):	13		15	18/17
Fundschichten (Fs.-Nr.):	25	26	37–39	42
<i>Ammodiscus exsertus</i>	●	●		
<i>Ammodiscus priscus</i>	●	●		
<i>Hyperammina constricta</i>	●			
<i>Hyperammina supergracilis</i>	●	●		
<i>Hyperammina</i> sp.	●		●	●
<i>Lagenammina thuringica</i>		●		
<i>Tolypammina irregularis</i>	●	●	●	
<i>Tolypammina rotula</i>	●	●		
<i>Tolypammina</i> sp.	●	●		

Radiolaria

Radiolarien kommen in den Phosphoritknollen der Liegenden Alaunschiefer z. T. häufig vor; das zeigen Dünnschliffe von Phosphoritknollen des Prof. Beuerbach 3 (Scht. 17), des benachbarten Fundpunktes 383 und des Prof. Diana C (Scht. 28, Fs. 32).

Sporae

Mehrere Proben aus den Hangenberg-Schiefen der Prof. Beuerbach und Diana erbrachten nach den Untersuchungen, die freundlicherweise Herr Prof. Dr. STREEL (Liège) ausführte, keine Sporen-Ausbeute, während die Hangenberg-Schiefer in der Beckenfazies der W-Dillmulde örtlich reichlich Sporen enthalten (SOMERS & STREEL 1978, RABIEN 1979: 36–37, 41). Das Fehlen der Sporen in den geringmächtigen Hangenberg-Schiefen der Prof. Beuerbach und Diana ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß die Sporen bei der sehr geringen Sedimentationsrate dieser Ablagerungen nicht erhalten blieben.

7. Profil Beuerbach 1a

Lage: SW-Ende einer nach SW vorspringenden, beim Abbau stehengebliebenen Gesteinsrippe W Profil 1, ca. 10 m NE P. 304,3 (Abb. 2); R 34 53 805, H 56 23 585.

Schichtenfolge und Fossilführung (Tab. 5)

In dem kleinen Aufschluß ist eine zerscherte und verfaltete Gesteinsfolge von Kalksteinen, Mergelsteinen und Tonschiefen aufgeschlossen (Abb. 7). Am SE-Flügel der kleinen Stauchfalte: ss 30/35 SE, 35/33 SE, 45/40 SE; auf dem NW-Flügel: ss 20/34 NW.

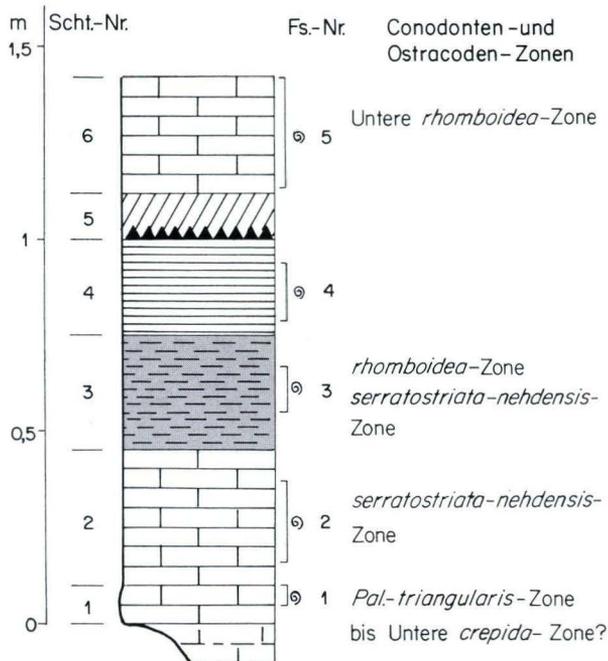


Abb. 7. Prof. Beuerbach 1a. Schichtenfolge vom Grenzbereich Adorf/Nehden-Stufe bis zur höheren Nehden-Stufe in einer Teilschuppe im Liegenden des Prof. Beuerbach 1. Erläuterungen zur Schichtenfolge und Biostratigraphie s. Kap. 7 und Tab. 5. Legende s. Taf. 1.

Tab. 5. Conodonten und Ostracoden aus Fundschichten im Profil Beuerbach 1a. Lage der Fundschichten s. Abb. 7.

Stratigraphische Stufen: Conodonten- und Ostracoden-Zonen:	dnv/dao	Obere Nehden-Stufe			
	<i>Palmatolepis-triangularis</i> -Zone bis Untere <i>crepidula</i> -Zone ?	<i>serratostrinata-nehdensis</i> -Zone	<i>rhomboidea</i> -Zone <i>serratostrinata-nehdensis</i> -Zone		Untere <i>rhomboidea</i> -Zone
Schichten (Scht.-Nr.):	1	2	3	4	6
Fundschichten (Fs.-Nr.):	1	2	3	4	5
<i>Palmatolepis triangularis</i>	●				
<i>Palmatolepis triangularis</i> → <i>quadrantinodosalobata</i>	●				
<i>Palmatolepis subperlobata</i>	●				
<i>Palmatolepis delicatula clarki</i>	●				
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>tenuipunctata</i>					●
<i>Palmatolepis minuta minuta</i>	●		●		●
<i>Palmatolepis minuta loba</i>					●
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i>					●
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i>			●		
<i>Palmatolepis glabra lept</i>			●		
<i>Palmatolepis glabra pectinata</i>					●
<i>Palmatolepis rhomboidea</i>			●		●
<i>Icriodus</i> sp.	●				
Entomozoe (<i>Richterina</i>) <i>serratostrinata</i>			●		
Entomozoe sp., <i>serratostrinata-nehdensis</i> -Gruppe		●	●		
Entomozoe (<i>Nehdentomis</i>) <i>tenera</i> vel <i>tenuistriata</i>			●		
Entomozoe (<i>Nehdentomis</i>) ? aff. <i>pseudorichterina</i>			●		
<i>Richterina</i> (<i>Richterina</i>) <i>striatula</i>			●		
<i>Richterina</i> (<i>Richterina</i>) <i>tenuistriata</i> ?			●		
<i>Richterina</i> sp.			●		
Entomozoide Ostracoda indet.		●	●	●	

Eine Verbindung zum Prof. Beuerbach 1 konnte nicht hergestellt werden. Nach den Lagerungsverhältnissen muß sich die Schichtfolge des Prof. 1 a im Liegenden des Prof. 1 befinden. Da die oberen Gesteinsbänke des Prof. 1a jedoch jünger sind als die tiefsten Schichten des Prof. 1, bildet das Prof. 1 a keine stratigraphische Fortsetzung des Prof. 1 nach unten. Daraus folgt, daß die Gesteine des Prof. 1a bereits zu einer anderen, der von KAYSER beobachteten Teilschuppen gehören (Abb. 3).

Scht.-Nr.

6. ca. 30 cm

Kalkstein, grau, dicht.

Fs. 5: Conodonten der Unteren *rhomboidea*-Zone (Tab. 5).

5. 10–15 cm

verlehnte Störungszone

4. 10–40 cm Tonschiefer, grüngrau.
Fs. 4: Zahlreiche, sehr schlecht erhaltene, nicht näher bestimmbare Reste entomozoider Ostracoden.
3. 30 cm Tonschiefer, rotbraun, karbonatisch, chemische Analyse s. Tab. 10, Pr.-Nr. 1.
Fs. 3: Massenhaft sehr schlecht erhaltene, unvollständige und tektonisch deformierte Reste entomozoider Ostracoden; außerdem Conodonten. Obere Nehden-Stufe, *rhomboidea*-Zone (Tab. 5).
2. 35 cm Kalkstein, stark verwittert, gelbbraune Verwitterungsfarben.
Fs. 2: Massenhaft sehr schlecht erhaltene, stark deformierte, nicht näher bestimmbare Reste entomozoider Ostracoden; offenbar Reste von *Entomozoe*-Arten der *serratostrata-nehdensis*-Gruppe, „Nehden-Ostracoden-Fauna“, Nehden-Stufe.
1. > 10 cm Kalkstein, grau, dicht.
Fs. 1: Conodonten der Ob. *Pal. triangularis*- bis Unt. *crepida*-Zone (Tab. 5).

8. Profil Beuerbach 2

Lage: An der E-Wand im mittleren Teil des stark überwachsenen Steinbruchs N Prof. 1 (Abb. 2); R 34 53 825, H 56 23 608; ss 45/48 SE.

8.1. Schichtenfolge (Abb. 8)

Hangendes: Diabas, körnig, intrusiv; bis rd. 2 m Mächtigkeit unter Hangschutt schlecht aufgeschlossen.

Sch.-Nr.

8. 50 cm Tonschiefer, grüngrau, ähnlich den Hangenberg-Schiefern vom Prof. 1; unter dem hangenden Diabas eine 10 cm mächtige Schwarzschieferlage: Einlagerung im Hangenberg-Schiefer oder Beginn der Liegenden Alaunschiefer?
7. 65 cm Tuff oder Tuffit, grau bis gelbbraunlich, stark verwittert, makroskopisch wie Scht. 17 vom Prof. 1.
6. ca. 10 cm Kalkstein, stark verwittert, gelbbraunliche Verwitterungsfarben; im Grenzbereich Scht. 7/6 eine tonig-karbonatische Lage, z. T. zu gelblichem Lehm zersetzt, makroskopisch zahlreiche Ostracoden sichtbar.
Fs. 11 = Zersatzzone an der OK
Fs. 10 = 7–10 cm über UK
Fs. 9 = 0,7 cm über UK
Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 6 u. 7.
5. 30 cm Kalkstein, grau, dicht, flaserig mit Tonbestegen.
Fs. 8 = 20–30 cm über UK
Fs. 7 = 0–10 cm über UK
Fossilbestimmungen und Einstufungen s. Tab. 6 u. 7.
4. 170 cm Kalkstein, grau, dicht.
Fs. 6 = 150–170 cm über UK
Fs. 5 = 90–110 cm über UK
Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 6.
3. 60 cm Kalkstein, grüngrau und mattrotlich, dicht.
Fs. 4 = 35–50 cm über UK
Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 6.
2. 70 cm Kalkstein, grau, die oberen 20 cm rötlich geflammt, gelbliche Verwitterungsfarben; an der Basis 8 cm Tonschiefer, grau, Kalkspateinlagerungen enthaltend.
Fs. 3 = 25–50 cm über UK
Fs. 2 = 0–25 cm über UK
Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 6.

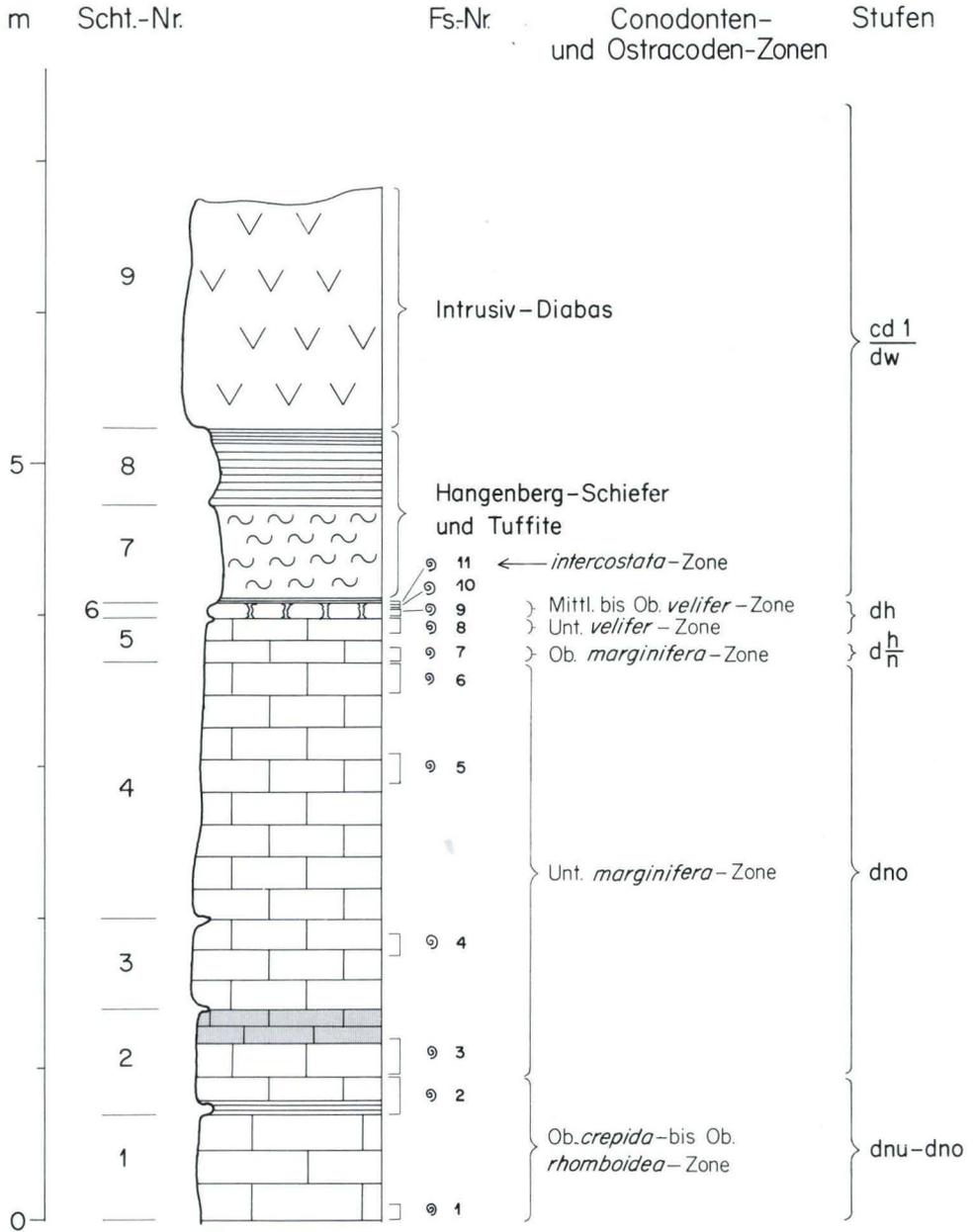


Abb. 8. Prof. Beuerbach 2. Nähere Erläuterungen zur Schichtenfolge und Biostratigraphie s. Kap. 8, Tab. 6 und 7. Legende s. Taf. 1; Abkürzungen und stratigraphische Symbole s. Kap. 4.

1. 70 cm Kalkstein, dunkelgrau, dicht, flaserig.
 Fs. 1 = 0–10 cm über UK
 Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 6.

8.2. Fossilien und Biostratigraphie

Die Fossilbestimmungen und biostratigraphischen Einstufungen sind in den Tab. 6 und 7 zusammengestellt; Abb. 8 zeigt die Lage der Fundschichten, der biostratigraphischen Zonen und der stratigraphischen Stufen im Profil.

Tab. 6. Conodonten und nachgewiesene Conodonten-Zonen im Profil Beuerbach 2. Lage der Fundschichten s. Abb. 8; Erläuterung zu den Conodonten-Datierungen s. Kap. 8.3.

Conodonten-Zonen:	Obere <i>crepida</i> - bis Obere <i>rhomboides</i> -Zone		Untere <i>marginifera</i> -Zone				Obere <i>marginifera</i> -Zone		Untere <i>velifer</i> -Zone		Mittlere bis Obere <i>velifer</i> -Zone	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Fundschichten :												
<i>Ancyrognathus</i> sp.	•											
<i>Palmatolepis subperlobata</i>	•	•										
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i>	•											
<i>Icriodus cornutus</i>		•				•						
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>regularis</i> (sensu ZIEGLER 1962)		•										
<i>Palmatolepis minuta minuta</i>	•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	•
<i>Palmatolepis crepida crepida</i>	•								•			
<i>Polygnathus nodocostatus nodocostatus</i>			•		•	•			•			
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i>	•	•										
<i>Palmatolepis termini</i>	•											
<i>Palmatolepis glabra prima</i>		•	•	•	•					○		
<i>Polygnathus nodocostatus</i> ssp. indet.	•											
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i>		•	•			•			•	•	•	•
<i>Palmatolepis glabra pectinata</i>		○	•			•						
<i>Palmatolepis quadrantinodosa inflexa</i>			•	•	•	•						
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
<i>Polygnathus glaber glaber</i>				•	•	•	•	•				
<i>Palmatolepis stoppeli</i>												
<i>Palmatolepis marginifera marginifera</i>			•	•		•	•					
<i>Palmatolepis quadrantinodosa quadrantinodosa</i>	•	•										
<i>Palmatolepis quadrantinodosa inflexoidea</i>					•							
<i>Palmatolepis glabra distorta</i>				•	•	•	•	•	•		•	•
<i>Palmatolepis glabra lepta</i>			•		•	•	•	•	•	•		
<i>Palmatolepis marginifera granulosa</i>				•								
<i>Polygnathus glaber bilobatus</i>								•				
<i>Palmatolepis perlobata grossi</i>										•	•	•
<i>Scaphignathus velifer</i>									•	•	•	•
<i>Spathognathodus bohlenanus</i>										•	•	•
<i>Polygnathus granulosis</i>										•	•	•
<i>Palmatolepis rugosa trachytera</i>										•	•	•

Die 11 Conodonten-Fundschichten erlauben eine Datierung des rd. 4 m mächtigen Kalksteinprofils von der „Oberen *crepida*- bis Ob. *rhomboidea*-Zone“ bis zur „Mittleren bis Oberen *velifer*-Zone“; die Untere *marginifera*-Zone umfaßt mit 2,5–2,6 m den größten Profilabschnitt. Danach setzt die im Prof. 2 erfaßte Kalksteinfolge im mittleren Teil der Nehden-Stufe ein und endet in der Oberen Hemberg-Stufe.

Das verhältnismäßig hohe Alter der obersten Kalksteinbank vom Prof. 2 überraschte, da es bei der Profilaufnahme im Gelände den Anschein hatte, als ob die Scht. 6 des Prof. 2 mit der petrographisch ganz ähnlichen Oberkante der Kalksteinbank 15 des nur rd. 20 m entfernten Prof. 1 stratigraphisch parallelisiert werden könnte (vgl. Abb. 8 und Taf. 1). Die Conodonten und Ostracoden belegen jedoch, daß im Prof. 2 mehrere biostratigraphische Zonen nicht mehr durch karbonatische Sedimente vertreten werden und ein erheblicher Altersunterschied zwischen den Oberkanten beider Kalksteinprofile besteht (vgl. Tab. 1, 3, 6 u. 7).

Nach Conodonten kann die Scht. 6 des Prof. 2 mit dem mittleren Teil der Scht. 13 im Prof. 1 stratigraphisch parallelisiert werden. Die Ostracoden-Fauna der Fs. 11 von der Oberkante des Prof. 2 entspricht genau derjenigen von der Basis der Fs. 26 innerhalb der Scht. 13 des Prof. 1 (Tab. 7 Fs. 11 und Tab. 3 Fs. 26). Eine Umlagerung dieser dünnschaligen entomozoiden Ostracoden ist nicht anzunehmen.

Beim stratigraphischen Vergleich des Prof. 2 mit dem etwa 30 m nördlich gelegenen Prof. 3 zeigt sich ebenfalls, daß im Prof. 3 die oberdevonischen karbonatischen Sedimente im Liegenden der Hangenberg-Schiefer ein sehr viel jüngerer Alter haben als im Prof. 2 (Abb. 8 u. 9, Tab. 6–9).

8.3. Anmerkungen zu den Conodonten-Datierungen

In den beiden tiefsten Fundschichten des Prof. 2 treten (ebenso wie in einigen Fundschichten des Prof. 1, s. Kap. 6.2.1–6.2.1.1) Conodonten-Vergesellschaftungen auf, deren Arten nach bisheriger Kenntnis nicht zusammen vorkommen dürften (Tab. 6). Einerseits endet nach KLAPPER & ZIEGLER (1979) die Lebenszeit von *Palmatolepis termini* bereits innerhalb der Oberen *crepida*-Zone und *Pal. crepida*, *Pal. quadrantinodosalobata*, *Pal. tenuipunctata* und *Pal. subperlobata* erlöschen an oder dicht oberhalb der *crepida/rhomboidea*-Grenze. Andererseits setzt aber *Palmatolepis gracilis gracilis* erst mit der Oberen *rhomboidea*-Zone ein und *Pal. quadrantinodosa quadrantinodosa* tritt erst im höchsten Teil der Oberen *rhomboidea*-Zone an der Grenze zur Unteren *marginifera*-Zone auf. Danach liegt eine Mischung von Conodonten der *crepida*- bis Oberen *rhomboidea*-Zone vor.

Nach DREESEN (1977: Abb. 1) ist jedoch für die zuerst aufgeführten Conodonten-Arten eine etwas längere Lebenszeit anzunehmen und *Palmatolepis gracilis gracilis* beginnt an der Grenze *crepida/rhomboidea*-Zone. Nach BENDER (in BENDER et al. 1984: 58, Tab. 2) kommt es in einem Profil bei Amönau in der dortigen Fundschicht 37 zu einer ganz ähnlichen Conodonten-Vergesellschaftung wie in den Fundschichten 1 und 2 des Prof. 2 und er vermerkt: „ungewöhnlich ist das frühe Auftreten von *Palmatolepis gracilis gracilis*.“ Da auch in der Fs. 2 des Prof. Beuerbach 3 *Palmatolepis gracilis gracilis* bereits zusammen mit einer typischen Conodonten-Vergesellschaftung der *crepida*-Zone auftritt, stellt sich die Frage, ob nicht für *Pal. gracilis gracilis* ein früheres Einsetzen anzunehmen ist.

Tab. 7. Ostracoden und agglutinierende Foraminiferen von der Oberkante der Kalksteinfole (Grenze Scht. 6/7) und der Kalksteinbank Nr. 5 des Profils Beuerbach 2 (s. Abb. 8). Hemberg-Stufe.

Conodonten- und Ostracoden-Zonen:	Untere veltfer-Zone	Mittlere bis Obere veltfer-Zone <i>intercostata</i> -Zone
Schichten (Scht.-Nr.):	5	7/6
Fundsichten (Fs.-Nr.):	8	11
<i>Richterina (Richterina) striatula</i>		4
<i>Richterina (Richterina) costata</i>		1
<i>Richterina (Fossirichterina) intercostata</i>		1
<i>Richterina (Fossirichterina) cf. intercostata</i>		2
<i>Richterina (Volkina) ? sp. A</i>		5
<i>Richterina</i> sp., subgen. et sp. indet.		h
<i>Ammodiscus exsertus</i>		1
<i>Lagenammina thuringica</i>	2	1
<i>Tolypammina irregularis</i>	6	
<i>Tolypammina rotula</i>	1	
<i>Tolypammina</i> sp.	1	

9. Profil Beuerbach 3

Lage: N-Seite des Steinbruchs NW P. 326,0 (Abb. 2); R 34 53 815, H 56 23 64. Die Profilaufnahme erfolgte dicht unterhalb der Oberkante der ehemaligen Steinbruchwand; die Gesteinsfolge lag z. T. frei, z. T. mußte sie unter Hangschutt freigeschürft werden.

9.1. Schichtenfolge (Abb. 9)

Hangendes: Deckdiabas, submariner Erguß-Diabas mit gut ausgebildeter Pillow-Absonderung, einige 100 m mächtig, beim Prof. 3 in 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen (nähere petrographische Angaben s. oben beim Prof. Beuerbach 1).

Scht.-Nr.

17. ca. 70 cm

Liegende Alaunschiefer: Tonschiefer, schwarz; Mächtigkeit stark wechselnd, z. T. auf 20 cm reduziert; z. T. stark anschwellend durch Aufpressung in Zwischel von Deckdiabas-Pillows. Einlagerung von zahlreichen Phosphoritknollen, schwarz mit bräunlichen Verwitterungsrinden, ellipsoidisch bis flach scheibenförmig, längste Durchmesser der aufgesammelten Knollen 2,5 bis > 10 cm. Im Dünnschliff einer Probe (Rb 2239, Schl.-Nr. 23.021) zahlreiche Querschnitte von Radiolarien. Letztere (petrographische Untersuchung durch MEISL) zeigen bei + Nic. ein feinstes Quarzmosaik, das nesterförmig im Collophanit vorliegt. Quarz-Mosaik tritt außerdem in Rissen auf. Auch Calcit wurde in mehr oder weniger rundlichen Nestern beobachtet. Die Untersuchung einer anderen Phosphoritknolle (Ra 2289, Schl.-Nr. 23.118), die aus einer ca. 20 cm mächtigen Einlagerung von Liegenden Alaunschie-

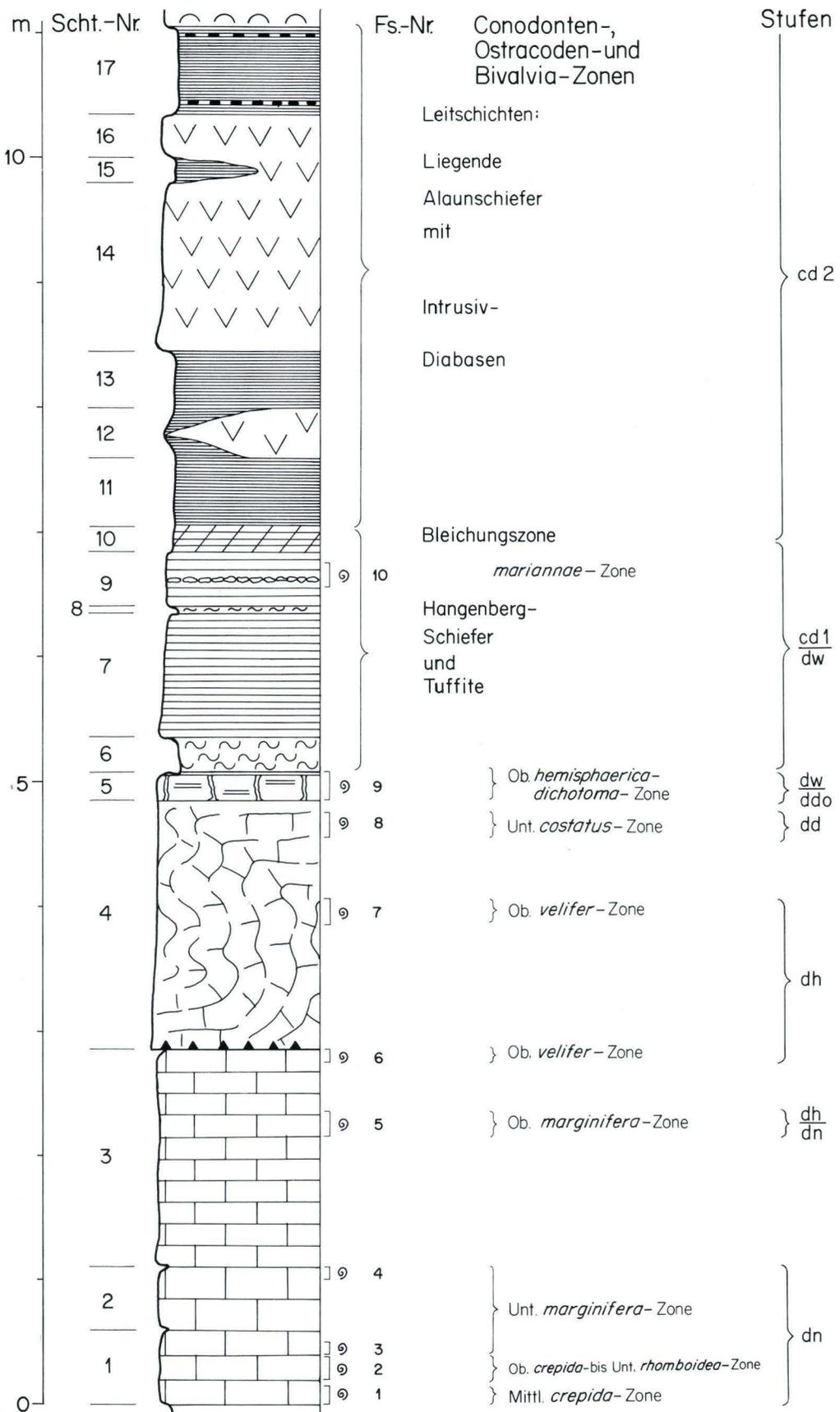


Abb. 9. Prof. Beuerbach 3. Erläuterungen zur Schichtenfolge und Biostratigraphie s. Kap. 9, Tab. 8 und 9. Legende s. Taf. 1; Abkürzungen und stratigraphische Symbole s. Kap. 4.

- fern im hangenden Deckdiabas stammt (s. Abb. 2, Fp. 0/5/383), besteht nach MEISL aus dunklen, dichten Collophanitmassen, die durch reichliche Schrumpfrisse gekennzeichnet sind. In den Schrumpfrissen wurde Quarz, teilweise auch Chamosit ausgeschieden. Einige Schrumpfrisse enthalten außerdem Illit-Aggregate. Radiolarien-Querschnitte werden häufig beobachtet (s. auch Prof. 1. Scht.-Nr. 22).
16. 35 cm Diabas, feinkörnig, intrusiv, stark verwittert, gelbbraune Verwitterungsfarben.
 15. 20 cm Tonschiefer, schwarz, kontaktmetamorph verändert, innerhalb des Intrusiv-Diabas linsig ausgeilend.
 14. 135 cm Diabas, wie oben in Scht.-Nr. 16.
 13. 45 cm Tonschiefer, schwarz, Liegende Alaunschiefer.
 12. ca. 40 cm Diabas, intrusiv, linsig innerhalb der Liegenden Alaunschiefer ausgeilend.
 11. 55 cm Tonschiefer, schwarz, z. T. gebleicht, Liegende Alaunschiefer.
 10. 20 cm Tonschiefer, weißgraue Verwitterungsfarben, Bleichungszone an der Grenze Liegende Alaunschiefer/Hangenberg-Schiefer.
 9. 45 cm Hangenberg-Schiefer, Tonschiefer, olivgrün; bei 20 cm über UK eine 3 cm mächtige, gelbliche, stark verwitterte Lage mit zersetzten Pyrit(?) -Linsen. Fs. 10 = 15–35 cm über UK (Bivalvia s. Tab. 9).
 8. 5 cm Tuff oder Tuffit, gelbbraun, tonig zersetzt.
 7. 100 cm Tonschiefer, olivgrün bis dunkelgrün; Hangenberg-Schiefer.
 6. 25–30 cm Tuff oder Tuffit, gelbbraunlich und grau, stark verwittert, z. T. tonig, wie Scht.-Nr. 17 im Prof. Beuerbach 1.
 5. ca. 20 cm Kalkstein, stark zersetzt, und Tonschiefer, grüngrau, stark verwittert, gelbliche Verwitterungsfarben; schlecht erhaltene Ostracoden-Reste sehr zahlreich, Bivalven seltener.
 4. ca. 200 cm Fs. 9: Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 9 u. Abb. 9.
 Kalkstein, grau, dicht, zerschuppt und spezialgefaltet, an der Basis vermutlich Überschiebungsbahn.
 Fs. 8 = 170–190 cm über UK
 Fs. 7 = 100–102 cm über UK
 Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 8.
 3. 175 cm Kalkstein, grüngrau, dicht, z. T. rötlich geflammt, gut geschichtet.
 Fs. 6 = 165–175 cm über UK
 Fs. 5 = 105–125 cm über UK
 Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 8.
 2. ca. 50 cm Kalkstein, grüngrau, mit wenigen rötlichen Schlieren, dicht, tektonisch verquetscht.
 Fs. 4 = 40–50 cm über UK
 Fossilbestimmungen u. Einstufung s. Tab. 8.
 1. ca. 60 cm Kalkstein, dunkelgrau, dicht, tektonisch verquetscht. Im tiefen Teil der Bank einige schlecht erhaltene Ostracoden-Reste sichtbar.
 Fs. 3 = 40–50 cm über UK
 Fs. 2 = 20–40 cm über UK
 Fs. 1 = 0–10 cm über UK
 Fossilbestimmungen u. Einstufungen s. Tab. 8.
 Liegendes: Tonschiefer, grau, ca. 40 cm aufgeschlossen.

9.2. Fossilien und Biostratigraphie (Tab. 8 u. 9)

Die Fossilbestimmungen und biostratigraphischen Einstufungen sind in den Tab. 8 und 9 zusammengestellt; Abb. 9 zeigt die Lage der Fundschichten, der biostratigraphischen Zonen und der stratigraphischen Stufen im Profil.

Die Conodonten der Fundschichten 1–8 erlauben eine Datierung der rd. 5 m mächtigen Kalksteinfolge von der Mittleren *crepida*- bis zur Unteren *costatus*-Zone. Genaue Angaben

Tab. 9. Ostracoden und Bivalven an der Oberkante der Kalksteinfoolge (= Fs. 9) und den obersten Hangenberg-Schiefern (= Fs. 10) des Profils Beuerbach 3. Lage der Fundschichten s. Abb. 9; biostratigraphische Erläuterungen s. Kap. 9.2.

Stratigraphische Stufen:	dw/ddo	cd 1
Schichten (Scht.-Nr.):	5	9
Fundschichten (Fs.-Nr.):	9	10
<i>Maternella dichotoma</i>	2	
<i>Richterina (Richterina) striatula</i>	29	
<i>Richterina (Richterina) tenuistriata</i>	1	
<i>Richterina (Richterina) costata</i> ?	1	
<i>Richterina (Richterina) sp.</i>	h	
<i>Hollinella (Keslingella) sp.</i>	3	
<i>Selebratina</i> ? sp.	1	
<i>Paraparchites</i> ? sp.	1	
<i>Amphissites parvulus</i> ?	1	
<i>Bairdia sp.</i>	8	
<i>Rectonaria inclinata</i>	2	
<i>Rectonaria varica</i>	1	
<i>Rectonaria</i> ? sp.	1	
<i>Orthonaria rectagona</i>	1; 1cf.	
<i>Orthonaria cf. dorsospina</i>	1	
Ostracoda indet.	h	
<i>Guerichia venustiformis</i>	2; 2cf.	
<i>Guerichia mariannae</i>		1; 1cf.
<i>Guerichia mariannae hemicyclia</i>		1
<i>Guerichia sp.</i>	1	7

über die Mächtigkeiten der einzelnen Zonen lassen sich nicht machen, da die Schichtfolge z. T. spezialgefaltet und zerschuppt ist (Scht. 4) oder aber tektonische Verquetschungen aufweist (Scht. 1 u. 2). Außerdem liegen die Fundschichten zu weit auseinander; die Conodonten-Datierungen sollten vor allem dazu dienen, die Unter- und Obergrenze der aufgenommenen Kalksteinfoolge biostratigraphisch einzustufen.

Nach den Fundschichten 1–8 reicht das Kalksteinprofil vom mittleren Teil der Unteren Nehden-Stufe bis zur Oberen Dasberg-Stufe. Da die höchste Fundschicht, aus der Conodonten gewonnen werden konnten (Fs. 8), 10–30 cm unter der Oberkante des kompakten Kalksteins der Scht. 4 liegt, dürfte der jüngste Kalkstein des Prof. 3 ein ähnliches Alter haben wie im Prof. Beuerbach 1, also bis in die Wocklum-Stufe hineingehen. Die stark zersetzte Kalkstein/Schiefer-Bank der Scht. 5 enthält nur Ostracoden der Oberen *hemisphaerica-dichotoma*-Zone. Daraus folgt, daß die Kalksteinfoolge des Prof. Beuerbach 3 mit Sicherheit im Grenzbereich Dasberg-/Wocklum-Stufe, wahrscheinlich aber erst innerhalb der Wocklum-Stufe endet.

Die Fs. 9 ist dadurch gekennzeichnet, daß in ihr entomozoide und nichtentomozoide Ostracoden gemeinsam vorkommen. Das entspricht den Ostracoden-Vergesellschaftungen in den obersten, zur *hemisphaerica-dichotoma*-Zone gehörenden Fundschichten des Prof. Beuerbach 1 (Tab. 3, Fs. 30–42). Es kann daher auf die Erläuterungen zu dieser Mischfauna im Kap. 6.2.2 verwiesen werden.

In den Hangenberg-Schiefern (Scht. 7–9) konnten im Prof. 3 keine Conodonten oder Ostracoden gefunden werden. Diese Devon/Karbon-Grenzschichten dürften zum größten Teil dem Unterkarbon I, also den Oberen Hangenberg-Schichten, angehören. Dafür sprechen die Conodonten-Funde in den benachbarten Prof. Beuerbach 1, Fs. 43 (Taf. 1, Tab. 2) und Diana C, Fs. 30 (BUGGISCH et al. 1983: 124, Abb. 7, Tab. 4), außerdem weitere Conodonten-Fundpunkte in den sehr fossilarmen Hangenberg-Schichten der W-Dillmulde (KREBS 1960a: 222; RABIEN 1970b: 247–249; GROOS-UFFENORDE 1972: 115–116; BUGGISCH et al. 1981: 41–42, Tab. 1) und in der E-Dillmulde (LEUTERITZ 1968: 70–87, Abb. 26–31).

In der Fs. 10 fanden sich die für die Hangenberg-Schichten typischen, kleinen, meist zweiklappig erhaltenen Posidonien, unter denen sich *Guerichia mariannae* und *G. mariannae hemicyclia* bestimmen ließen. Beide Arten setzen nach bisheriger Kenntnis erst mit dem Unterkarbon ein, *Guerichia mariannae* kann als Muschel-Leitart im tiefen Unterkarbon gelten (SADYKOV 1962: Abb. 3, 11, 12, Taf. 7; ŽAKOWA 1983 187–190, 219, Tab. 3; ŽAKOWA 1984 in T. BECKER et al. 1984: 187–189; ŽAKOWA et al. 1985: 88–91, 93, Abb. 1 B).

Aus den Liegenden Alaunschiefern des Prof. 3 (Scht. 11–17) konnten keine Conodonten gewonnen werden. Die Conodonten-Funde in den Liegenden Alaunschiefern der benachbarten Prof. Beuerbach 1, Fs. 44 (Taf. 1, Tab. 2) und Diana C, Fs. 31–32 (BUGGISCH et al. 1983: Abb. 4 u. 7, Tab. 4) zeigen aber, daß in Übereinstimmung mit anderen Profilen der Dillmulde die Liegenden Alaunschiefer auch hier an der Wende Unterkarbon I/II einsetzen.

Die Phosphoritknollen der Liegenden Alaunschiefer von Scht. 17 zeigen im Dünnschliff die Querschnitte zahlreicher Radiolarien; ebenso die Phosphoritknollen einer dünnen Einlagerung von Liegenden Alaunschiefern im Deckdiabas beim benachbarten Fundpunkt 383 (Abb. 2).

10. Geochemische Daten und ihre Bedeutung

Zum Vergleich mit den geochemischen Daten des benachbarten Prof. Diana C (BUGGISCH et al. 1983: 140–143, Abb. 7, 9–10, Tab. 6) wurden aus den Prof. Beuerbach 1 und 1a 21 Proben für chemische Analysen entnommen und auf folgende Bestandteile analysiert: Fe, Mg, Ca, Mn, Sr, CO₂ und organischer Kohlenstoff (Chemisches Labor HLfB). Fe, Mg, Sr und Mn wurden durch Flammen-Atomabsorption, Ca kompleximetrisch mit 0,1 ÄDTA und voltametrischer Endpunkttitration und C coulometrisch gemessen. Insgesamt ist die Beprobung für quantitative Aussagen nicht dicht genug (Abb. 10); jedoch sind einige geochemische und fazielle Vergleiche und Deutungen möglich.

Die Analysen ergaben, daß die Kohlensäure – ebenso wie beim Prof. Diana C – überwiegend im Calcit gebunden ist (Tab. 10). Mg- und Fe-Karbonate können in keiner nennenswerten Menge vorhanden sein, da die Mg-Gehalte alle unter 1% liegen und Fe negativ mit den Karbonatwerten sehr gut korreliert ist (Korrelationskoeffizient –0,97, Abb. 11). Danach ergeben sich für den nichtkarbonatischen Rückstand der Proben Eisengehalte, die zwischen 2,7 und 5,0% Fe liegen (Mittelwert 4,14 % Fe). Ähnliche Fe-Gehalte finden sich auch in jungoberdevonischen, rotbraunen und grüngrauen Tonschiefern der Nehden- bis Dasberg-Stufe in der Dillmulde (Analysen in EINSELE 1963: 22, Tab. 4b; RABIEN 1970: 162, Tab. 12, Nr. 6–7; SCHULZ-DOBRICK: Anlage S. 58; DVOŘÁK 1985: 336, Tab. 1, Nr. 2).

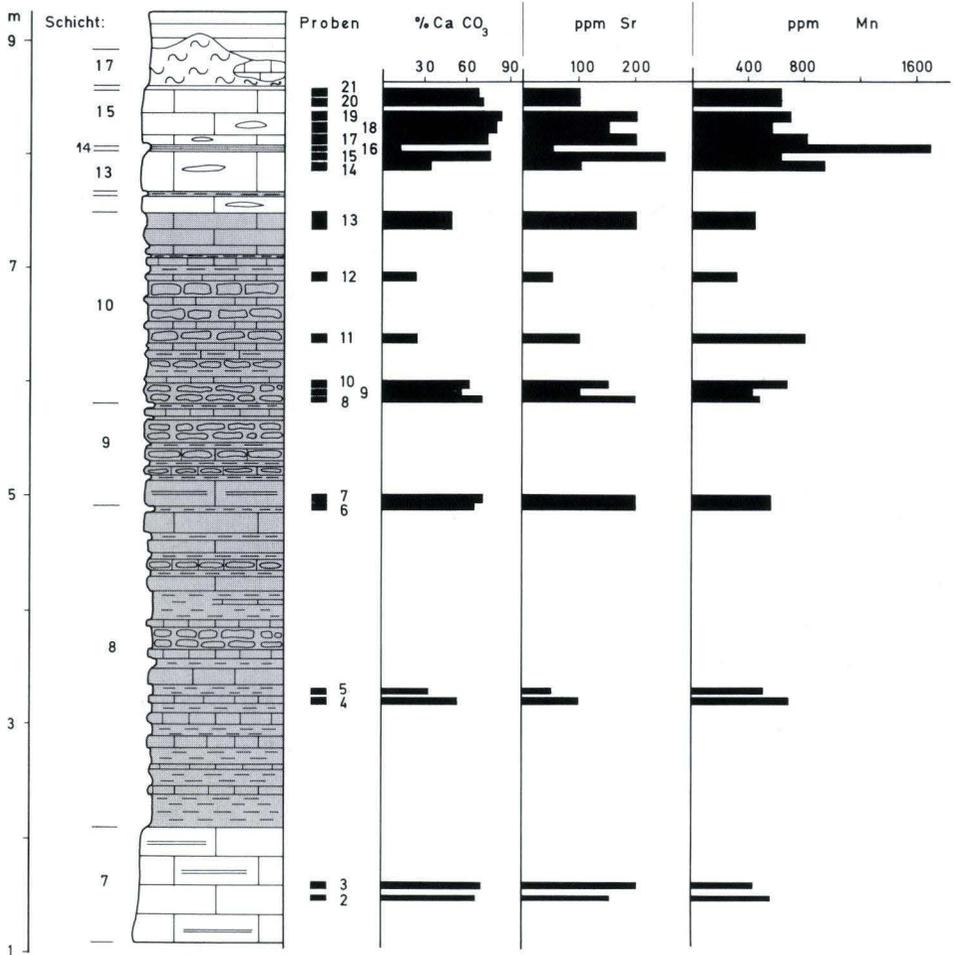


Abb. 10. Lage der Analysen-Proben 2–21 im Prof. Beuerbach 1 und ihre Gehalte an CaCO₃, Sr und Mn; siehe auch Tab. 10. Die Schieferlage Scht. 14 unterscheidet sich deutlich von den Karbonatbänken im Liegenden und Hangenden durch ihren geringen CaCO₃- und Sr-Gehalt und die verhältnismäßig sehr hohen Mn-Werte.

Nach dem CaCO₃-Gehalt sind gemäß FÜCHTBAUER und MÜLLER (in FÜCHTBAUER 1959: 608, Abb. 5 und FÜCHTBAUER und MÜLLER 1977: 9, Abb. 2–1) die meisten Kalksteinbänke des Prof. Beuerbach nur als „karbonatische Mergelsteine“ zu bezeichnen. Die Tab. 11 zeigt die Verteilung der 41 Proben des Prof. Diana C und der 21 Proben der Prof. Beuerbach 1 und 1a entsprechend der von FÜCHTBAUER und MÜLLER eingeführten Systematik und Nomenklatur. Aus der Tab. 11 ist außerdem ersichtlich, daß die Proben vom Prof. Diana C wesentlich karbonatischer sind als die des Prof. Beuerbach; bei Diana beträgt der Mittelwert des berechneten CaCO₃-Gehaltes 83,6%, bei Beuerbach nur 55,7%. Hierbei ist allerdings zu berücksichtigen, daß im Prof. Diana C der Adorf-Anteil, der im Prof.

Tab. 10. Chemische Analysen von oberdevonischen Gesteinsproben der Profile Beuerbach 1 (= Nr.2 bis 21) und 1a (= Nr.1). Lage der Proben s. Abb. 10 und Kap. 7, Schicht 3

Lfd.- Nr.	Fe [%]	Mg [%]	Ca [%]	CO ₂ [%]	CaCO ₃ [%]	Mn [ppm]	Sr [ppm]	C _{org.} [%]
21	1,59	0,13	27,8	29,5	67,0	625	100	0,04
20	1,17	0,47	28,1	32,3	70,2	625	100	0,04
19	0,72	0,43	33,9	37,4	84,6	685	200	0,13
18	0,86	0,47	32,4	38,6	81,0	560	150	0,09
17	0,72	0,25	33,6	32,5	74,0	815	200	0,10
16	3,77	0,80	5,0	6,3	12,5	1700	50	0,10
15	1,03	0,29	32,1	33,5	76,2	625	250	0,08
14	3,32	0,88	13,6	14,3	34,0	940	100	0,11
13	1,86	0,52	19,3	21,1	48,2	465	200	0,12
12	3,07	0,58	9,2	10,2	23,0	305	50	0,09
11	3,21	0,61	9,9	10,5	24,6	875	100	0,14
10	1,24	0,44	24,6	27,5	61,4	685	150	0,05
9	1,59	0,44	22,3	24,8	55,7	435	100	0,07
8	1,00	0,45	28,8	31,2	71,9	495	200	0,08
7	1,31	0,43	28,5	28,8	71,2	560	200	0,09
6	1,34	0,46	26,2	29,2	65,3	560	200	0,07
5	2,73	0,53	13,4	15,3	33,6	500	50	0,03
4	1,86	0,20	26,2	23,5	53,5	690	100	0,05
3	1,34	0,41	28,2	31,3	70,3	435	200	0,09
2	1,46	0,18	28,4	29,8	67,8	560	150	0,07
1	3,70	0,53	9,4	11,3	23,4	500	50	0,03

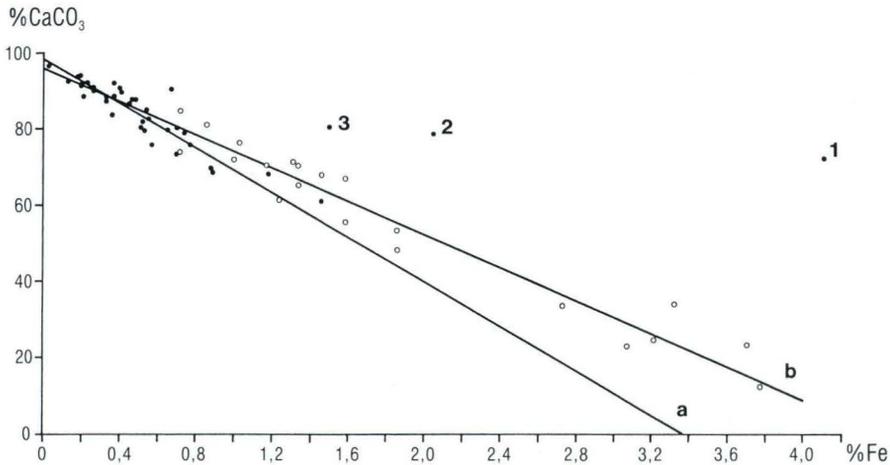


Abb. 11. Korrelationsdiagramm von CaCO₃ gegen Eisen. Fe ist mit CaCO₃ negativ sehr gut korreliert. Prof. Beuerbach 1 (○) Korrelationskoeffizient - 0,97, Prof. Diana C (●) ohne die Proben 1-3 aus der tiefsten Kalksteinbank im unmittelbar Hangenden der Dillenburger Schichten, Korrelationskoeffizient - 0,92. a = Regressionsgrade für Diana, b = Regressionsgrade für Beuerbach

Tab. 11. Verteilung der analysierten Proben aus den Profilen Diana C (Pr.-Nr. 1–41) und Beuerbach 1 und 1a (Pr.-Nr. 1–21) gemäß ihrem CaCO_3 -Gehalt. Einteilung und Benennung nach FÜCHTBAUER und MÜLLER (s. Text)

			Diana	Beuerbach
>90%	CaCO_3	Kalkstein	12	
75–90%	CaCO_3	toniger Kalkstein	23	3
50–75%	CaCO_3	karbonatischer Mergelstein	6	11
25–50%	CaCO_3	toniger Mergelstein		3
10–25%	CaCO_3	kalkiger Tonstein		4

Beuerbach nicht aufgeschlossen ist, die höchsten Karbonatgehalte hat und daß von der *triangularis*-Zone bis zur *costatus*-Zone eine Abnahme der CaCO_3 -Werte von 96,5% auf 60,9% erfolgt (BUGGISCH et al. 1983: Abb. 7 u. 9, Tab. 6).

Im stratigraphischen Abschnitt von der höheren Nehden-Stufe bis zur tieferen Hemberg-Stufe (Obere *rhomboidea*-Zone bis Obere *marginifera*-/Unt. *velifer*-Zone) bestehen zwischen beiden Vergleichsprofilen folgende Unterschiede bezüglich des Karbonatgehaltes und der Fazies: Im Prof. Diana C wird dieser Zeitabschnitt durch nur 26 cm mächtige graue Kalksteine repräsentiert mit einem durchschnittlichen CaCO_3 -Gehalt von 73,1% (Proben 33–40); im Prof. Beuerbach 1 sind hingegen die zeitäquivalenten Schichten ca. 5,5 m mächtig und überwiegend rotbraun gefärbt; die Proben (Nr. 4–13) haben einen durchschnittlichen CaCO_3 -Gehalt von 50,5%. (Eine durchgehende Beprobung dieses Profilabschnittes dürfte bei der Beuerbacher Schichtenfolge einen noch niedrigeren CaCO_3 -Gehalt erbringen.)

Die Strontium-Gehalte sind – ähnlich wie im Prof. Diana C – mit den Karbonatwerten positiv korreliert (Korrelationskoeffizienten bei Diana und bei Beuerbach + 0,77; Abb. 10, Tab. 10; BUGGISCH et al. 1983: 142, Abb. 9, Tab. 6). Im Prof. Beuerbach 1 sind die Sr-Gehalte mit 50–250 ppm durchweg sehr niedrig, was nach den biofaziellen Merkmalen der Sedimente keineswegs auf Brack- oder Süßwassereinflüsse zurückgeführt werden kann, wie KASIG et al. (1984: 144–145, 153) für die Sedimente des Prof. Stockum II im Sauerland vermuten; vielmehr dürften die Karbonate des Beuerbacher Profils diagenetisch an Strontium verarmt sein (s. dazu FLÜGEL & WEDEPOHL 1967; WEDEPOHL 1970; BUGGISCH 1972: 28).

Für das Mangan besteht im Prof. Diana C eine gute negative Korrelation mit den Karbonatwerten (Korrelationskoeffizient – 0,78), „was auf eine ursprüngliche Bindung an die detritische Komponente hinweist“ (BUGGISCH et al. 1983: 142, Abb. 10). Im Prof. Beuerbach 1 ist eine ähnliche Korrelation nur im höchsten Teil der Karbonatfolge zu beobachten (Abb. 10, oberster Teil der Scht. 13 bis Oberkante Scht. 15, Proben 15, 17–21): Die verhältnismäßig hohen CaCO_3 - und Sr-Gehalte der Proben 15, und 17–21 sind mit verhältnismäßig niedrigen Mn-Werten korreliert; die Schieferlage Scht. 14 (Pr.-Nr. 16) hat von allen analysierten Proben des Profils den niedrigsten CaCO_3 -Gehalt (12,5 %) und erreicht mit 1700 ppm Mn den mit Abstand höchsten Mangengehalt. Bei Berücksichtigung aller Analysen des Prof. Beuerbach 1 ergibt jedoch das Korrelationsdiagramm von CaCO_3 gegen Mangan eine diffuse Punktwolke. Dennoch lassen sich die Mn-Gehalte aus dem Sedimentationsgeschehen gut erklären, wenn man das Prof. Beuerbach nicht isoliert betrachtet.

Mangan ist im sedimentären System frühdiagenetisch leicht zu mobilisieren. So haben bereits MANHEIM (1961) und HARTMANN (1964) gezeigt, daß rezent in der Ostsee Mn im Sediment durch Reduktion in leichtlösliche Verbindungen übergeführt und mit dem aufsteigenden Porenwasserstrom an die Sedimentoberfläche transportiert wird. Dort wird durch Oxidation Mn wieder ausgefällt und sedimentiert. Durch diesen ständigen Kreislauf wird Mn in den obersten cm der Sedimentsäule und im Bodenwasser angereichert, ohne jedoch im Sediment endgültig fixiert zu werden..

Nach BUGGISCH (1972: 28–30, 38–39, Abb. 12–13) wird dieser Kreislauf durch Karbonate unterbrochen, da diese Mn^{2+} im Calcit einbauen und fixieren können. Da Mangan vorwiegend an die detritische Komponente gebunden in den Sedimentationsraum eingebracht worden sein dürfte, bestimmt das Verhältnis Detritus (= Ton und Silt), aus dem Mn diagenetisch mobilisiert wird, zu Karbonat, das das Mn diagenetisch einbaut, die Mn-Gehalte in den Karbonaten. Daher enthalten Tiefschwellenkalke weniger Mn als Kalksteine in der Beckenfazies, die in tonigen oder siltigen Schichtfolgen eingebettet sind (BUGGISCH 1972: Abb. 12–13; LÜTKE 1976: 505–506, Abb. 4). Die absoluten Mn-Gehalte in den Kalksteinen erlauben jedoch keinesfalls einen direkten Rückschluß auf die Wassertiefe, wie es KASIG et al. (1984: 148, 151, 152) mit unzutreffendem Bezug auf die Arbeiten von BUGGISCH und LÜTKE für das Prof. Stockum II annehmen.

Wie bereits die geringe Korrelation zum Rückstand zeigt, werden im Prof. Beuerbach die Mn-Gehalte offenbar noch von einem anderen Faktor beeinflusst. Trägt man Mn gegen die Zeit auf (Abb. 12) zeigt sich eine gute Parallelität in den Werten für die Prof. Beuerbach und Diana. Relativ hohe Mn-Werte werden in Zeiten geringer Sedimentation erreicht. Auffällig ist der stark erhöhte Gehalt von 1700 ppm Mn (Abb. 10, Probe 16) in Schicht 14, die nach den Conodonten in einen Bereich starker Kondensation fällt, da Schicht 13 Faunenelemente der Mittleren *velifer*- bis Oberen *styriacus*-Zone und Schicht 15 der Oberen *styriacus*- bis Mittleren *costatus*-Zone enthält (s. Taf. 1 u. Kap. 6.2.1.1).

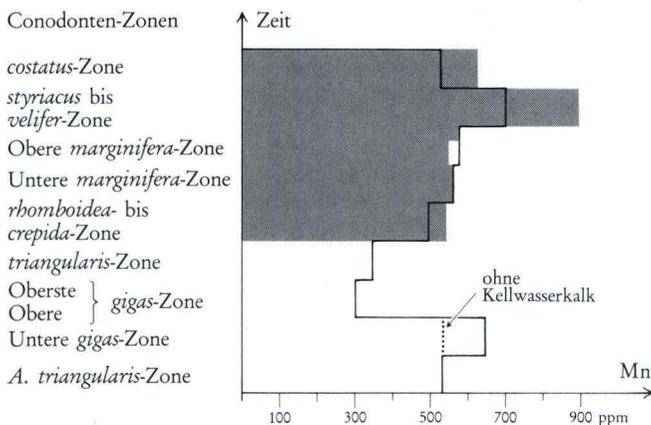


Abb. 12. Mangangehalte in den Prof. Beuerbach 1 (gerasterte Fläche) und Diana C (ausgezogene Linie) in Abhängigkeit von der Zeit.

11. Biostratigraphische und fazielle Ergebnisse

Im Bereich des aufgelassenen Stbr. Beuerbach wurden an 4 Stellen die teils noch anstehenden, teils freigeschürften Schichtfolgen aufgenommen: Prof. Beuerbach 1, 1a, 2 und 3 (Abb. 2). Jedes der 4 Profile dürfte einer anderen der um die Jahrhundertwende aufgeschlossenen Teilschuppen angehört haben (Abb. 3); dafür sprechen die Lage der Profile im ehemaligen Steinbruchsgebiet und die stratigraphischen und faziellen Unterschiede in den verschiedenen Profilen (Taf. 1, Abb. 7–9). Folgende Formationen konnten erfaßt werden:

Deckdiabas (cd2DD): Pillow-Laven an der Basis der mehrere 100 m mächtigen submarinen Erguß-Diabase und Intrusiv-Diabase.

Liegende Alaunschiefer (cd2AL): Schwarzschiefer mit Phosphoritknollen; 1–2 m mächtig im Liegenden des Deckdiabases, außerdem dünne Einlagerungen im tiefen Deckdiabas, z. B. beim benachbarten Fundpunkt 383, im Prof. Diana C (BUGGISCH et al. 1983: Abb. 4, Scht. 28) und in den Tiefbohrungen Vogel 1, 7, 8 und Kreuzberg 1 (Kap. 2). Einlagerungen von geringmächtigen Intrusiv-Diabasen (Prof. 1, 2 u. 3, Taf. 1, Abb. 8–9).

Hangenberg-Schichten (dw-cd1HA): Grüngrauer Tonschiefer; die stark wechselnde Mächtigkeit von 20–150 cm, besonders im Prof. 1, wurde durch tektonische Verquetschung verursacht, zumal bei Prof. 1 ein Diabasgang intrudiert ist (Kap. 6.1, Scht. 18). An der Basis, nur durch eine dünne Tonschieferlage von der liegenden Karbonatfolge getrennt, ein stark zersetzter Tuff, 25–35 cm mächtig, örtlich durch tektonische Verquetschung auf 85 cm anschwellend. Im S-Teil des Prof. 1 Linsen von Kalkstein der Wocklum-Stufe im oberen Teil des Tuffes, entweder tektonisch eingeschuppt oder umgelagert (Prof. 1, 2 u. 3, Taf. 1, Abb. 8–9).

Die Sedimente im Liegenden des Tuffes gehören in die Untere Wocklum-Stufe, die Sedimente im Hangenden im Bereich der Fs. 43 in den höheren Teil der *Gattendorfia*-Stufe (Taf. 1); danach liegt der Tuff im Devon/Karbon-Grenzbereich. Da der größte Teil der Hangenberg-Schiefer in der Dillmulde ein unterkarbonisches Alter hat (s. dazu die Anmerkungen im Kap. 9.2), dürften die Hangenberg-Schiefer der Prof. 1–3 die unterkarbonischen Oberen Hangenberg-Schichten (cd1HA) und der Tuff mit der unterlagernden Tonschieferlage die oberdevonischen Unteren Hangenberg-Schichten (dwHA) vertreten.

Oberdevonischer Cephalopodenkalk (doCE): Pelagische Kalk- und Mergelsteine der Nehden- bis Wocklum-Stufe, teils grau, teils rotbraun, größte Mächtigkeit von 8,5 m im Prof. 1 (Taf. 1, Abb. 7–9).

Schichten der Adorf-Stufe konnten trotz Schurfarbeiten nicht aufgefunden werden; Ostracoden auf alten Sammlungstücken belegen aber, daß früher der Untere Kellwasserkalk der oberen Mittleren Adorf-Stufe angestanden haben muß (Kap. 5).

Aus 70 Fundschichten wurden Fossilien gewonnen, um die Gesteinsfolgen biostratigraphisch einzustufen (Tab. 1–9). Die Datierung der Fundschichten erfolgte vor allem mit Hilfe der Conodonten und der auf ihnen begründeten Zonengliederung (Taf. 1, Abb. 7–9). Bei einigen Fundschichten ist angegeben, daß sie mehrere Zonen oder Subzonen umfassen, da in ihnen Leitformen verschiedener Zonen oder Subzonen vorkommen. Starke Kondensation der betreffenden Profilabschnitte ist hierfür wahrscheinlich die Hauptursache; z. T. dürfte es aber auch daran liegen, daß einige Conodonten eine längere Lebenszeit haben, als bisher angenommen wurde (Kap. 6.2.1, 6.2.1.1 u. 8.3).

Entomozoide Ostracoden stellen nach den Conodonten die biostratigraphisch wichtigsten Leitfossilien in den Beuerbacher Profilen. Im Prof. 1 konnten bestimmbare Ostracoden nur aus angewitterten Proben der oberen Bänke gewonnen werden (Taf. 1, Fs. 18–42); Folienabzüge zeigen aber, daß sie auch in den tieferen Schichten des Profils lagenweise sehr häufig auftreten (Abb. 4). Die ältesten bestimmbaren, jedoch sehr schlecht erhaltenen

Ostracoden-Reste der *serratostrata-nehdensis*-Zone fanden sich nur im Prof. 1a gemeinsam mit Conodonten der *rhomboidea*-Zone (Tab. 5).

Im Prof. 1 enthalten die Fs. 18–42 Ostracoden der *intercostata*-Zone und der Unteren und Oberen *hemisphaerica-dichotoma*-Zone. In diesem zur Hemberg- bis Wocklum-Stufe gehörenden Profilabschnitt lassen sich die Ostracoden- und Conodonten-Zonen miteinander vergleichen (Tab. 3); eine genaue Parallelisierung der Zonengrenzen ist jedoch nicht möglich (Kap. 6.2).

Im Prof. 2 kommen an der Oberkante der karbonatischen Schichtfolge in der Fs. 11 Ostracoden der *intercostata*-Zone gemeinsam mit Conodonten vor, die sich der Mittleren bis Oberen *velifer*-Zone (= *trachytera*-Zone, Obere Hemberg-Stufe) zuordnen lassen (Tab. 6–7, Abb. 8).

Im Prof. 3 enthält die höchste Karbonatlage Ostracoden der Oberen *hemisphaerica-dichotoma*-Zone (ddo-dw; Abb. 9, Scht. 5, Fs. 9; Tab. 9). Diese Ostracoden-Fundschiicht liegt im Hangenden der Conodonten-Fundschiicht 8, die der Unteren *costatus*-Zone angehört (ddo; Tab. 8); wahrscheinlich hat die Fs. 9 das gleiche Conodonten-Alter wie die obersten Ostracoden-Fundschiichten des Prof. 1: Mittlere bis Obere? *costatus*-Zone (dw; s. Kap. 9.2.).

Ab der obersten Kalksteinbank des Prof. 1 (Taf. 1, Scht. 15) finden sich in den Fs. 30–42 neben den herrschenden entomozoiden Ostracoden auch Ostracoden der Ordnungen Palaeocopida, Metacopida und Podocopida, unter denen folgende bestachelte Podocopida-Gattungen als charakteristisch hervortreten: *Rectoplacera*, *Triplacera*, *Rectonaria*, *Orthonaria*, *Processobairdia*, *Arccratia*, *Acanthoscapha* und *Tricornina* (Tab. 3). Das gleiche trifft für die Fs. 9 des Prof. 3 zu (Tab. 9). Die genannten Fundschiichten enthalten Ostracoden-Mischfaunen vom Entomozoen- und Thüringer Ökotyp sensu BECKER (in BANDEL & BECKER 1975: 61), wie es auch von anderen Orten mit unterschiedlichem Mischungsverhältnis beobachtet worden ist, also einem Zusammenvorkommen von Ostracoden, deren Lebensweise als benthonisch, nektobenthonisch und pelagisch anzunehmen ist (Kap. 6.2.2).

Bemerkenswert unter den bestachelten Ostracoden ist eine wahrscheinlich neue Art, die hier vorläufig nur mit offener Namengebung als *Processobairdia* ? sp. A bezeichnet, kurz beschrieben und abgebildet wird (Kap. 6.2.2, Abb. 6). In der *intercostata*-Zone tritt eine weitere, wahrscheinlich neue Art auf, die vorläufig als *Richterina* (*Volkina*) ? sp. A benannt wird (Abb. 5). Die Abdrücke dieser Art bilden ein charakteristisches Faunenelement in der Fs. 26 des Prof. 1 und der Fs. 11 des Prof. 2, die beide im gleichen stratigraphischen Niveau der Hemberg-Stufe liegen (Tab. 3 u. 7, Taf. 1, Abb. 9).

Von den übrigen Makro- und Mikrofossilien liegen nur verhältnismäßig wenige Funde vor (Kap. 6.2.3, 9.2 u. Tab. 3, 4, 7 u. 9). Bei den Makrofossilien sind Exemplare der Muschelgattung *Guerichia* am häufigsten; ihre Arten können dazu dienen, im großen Rahmen Altersangaben innerhalb des Oberdevons und tiefen Unterkarbons zu machen (Kap. 6.2.3, Abs. Bivalvia, u. Kap. 9.2). Mit dem Einsetzen von *Guerichia mariannae* im Unterkarbon I kann man eine *mariannae*-Zone beginnen lassen (Abb. 9, Tab. 9; s. dazu die in Kap. 9.2 zitierte Literatur).

Die anderen Makro- und Mikrofossilfunde tragen lediglich zur kleinen Ergänzung der biofaziellen Kriterien bei, so die kleinen blinden Trilobiten, die winzigen hornschaligen Brachiopoden, die agglutinierenden Foraminiferen und die Ammonoidea, die in den

Oberschelder Cephalopodenkalken örtlich reichlich vorkommen, in den Beuerbacher Profilen jedoch – von dem nicht mehr aufgeschlossenen Kellwasserkalk abgesehen – nur in Gesteinsanschnitten und Folienabzügen der Scht. 13 des Prof. 1 beobachtet werden konnten (Kap. 6.2.3).

Bei einem Vergleich der Prof. Beuerbach 1, 2 und 3 zeigen sich folgende stratigraphische und fazielle Übereinstimmungen und Unterschiede: Die überwiegend unterkarbonische Schichtenfolge zwischen den oberdevonischen Karbonaten und dem Deckdiabas zeigt in allen drei Profilen eine recht ähnliche stratigraphische Abfolge und fazielle Ausbildung (Taf. 1, Abb. 8 u. 9); die Mächtigkeitsunterschiede bei den Sedimenten und dem Tuff sind vorwiegend sekundär durch tektonische Verquetschungen und die unterschiedliche Mächtigkeit der Diabaslagergänge entstanden. Im Prof. 3 tritt im oberen Teil der Hangenberg-Schiefer eine zweite, 5 cm mächtige Tufflage auf (Abb. 9, Scht. 8), die in den Prof. 1 und 2 nicht beobachtet wurde, die aber in dem rd. 300 m NE gelegenen Vergleichsprofil Diana C (Scht. 24) ebenfalls vorhanden ist.

Bei der oberdevonischen Karbonatfolge bestehen im Bereich der Oberen Nehden- bis tiefen Hemberg-Stufe (Obere *rhomboidea*- bis Untere *velifer*-Zone) folgende Unterschiede: Vom Prof. 3 über das Prof. 2 zum Prof. 1 nehmen die Mächtigkeiten der zeitäquivalenten Schichten zu; so betragen die Mächtigkeiten der *marginifera*-Zone ca. 2 m im Prof. 3, ~ 2,8 m im Prof. 2 und ~ 4,5 m im Prof. 1. Diese Mächtigkeitszunahme ist mit einer Faziesänderung korreliert: Im Prof. 3 besteht die Schichtenfolge aus dichten, grüngrauen Kalksteinen, die in den Schichten 2 und 3 nur wenig rötliche Schlieren oder rötliche Flammung aufweisen; im Prof. 2 nimmt in den überwiegend grauen Kalksteinen diese mattrotliche Färbung im oberen Teil der Scht. 2 und in Scht. 3 etwas zu und im Prof. 1 sind die entsprechenden Schichten (Scht. 8–10) durch hohen Tonanteil und braunrote Färbung ausgezeichnet.

Wesentlich größere fazielle Unterschiede bestehen zwischen den Prof. Beuerbach 1 und Diana C. Vergleicht man die gesamte Mächtigkeit von der Nehden- bis zur Dasberg-Stufe (Untere *costatus*-Zone), so ist das Beuerbacher Profil mehr als 10mal mächtiger; vergleicht man nur die zeitäquivalenten Schichten beider Profile, in denen das Prof. 1 sich durch rotbraune Färbung auszeichnet (entweder nur die *marginifera*-Zone oder den Abschnitt Obere *rhomboidea*-Zone bis Obere *marginifera*-/Untere *velifer*-Zone), so ist das Prof. Beuerbach 1 in diesem Bereich mehr als 20mal mächtiger. Diese Mächtigkeitszunahme ist mit einer merklichen Zunahme des Tongehaltes und einer Abnahme des Karbonatgehaltes korreliert (Kap. 10).

Die Obergrenze der oberdevonischen Kalksteine hat in den Beuerbacher Profilen ein unterschiedliches Alter: Im Prof. 1 Mittlere bis Obere? *costatus*-Zone nach Conodonten und Obere *hemisphaerica-dichotoma*-Zone nach Ostracoden; für das Prof. 3 ist (wie oben u. im Kap. 9.2 erörtert) die gleiche Einstufung anzunehmen. Im Prof. 2 ist die Obergrenze jedoch wesentlich älter: Mittlere bis Obere *velifer*-Zone bzw. *intercostata*-Zone; die oberste Fundschicht des Prof. 2 (= Fs. 11) kann mit dem mittleren Teil der Kalksteinbank 13 (= Fs. 26) des Prof. 1 parallelisiert werden (Kap. 8.2). Danach liegen die Obergrenzen der Kalksteinfolgen bei den Prof. 1 und 3 in der tieferen Wocklum-Stufe und im Prof. 2 in der höheren Hemberg-Stufe, also mehr als eine stratigraphische Stufe tiefer, was allerdings bei den stark reduzierten Schichtmächtigkeiten im Prof. 1 nur einem 60–70 cm mächtigen

Profilabschnitt entspricht. Trotz des Altersunterschiedes der obersten Karbonatlagen überlagern die Hangenberg-Schichten mit ihrer tonigen Basislage und dem Tuff gleichmäßig alle drei Profile; wieder ein Beispiel dafür, wie problematisch es ist, das Alter einer hangenden Schicht nur nach dem Alter des unmittelbar Liegenden zu bestimmen!

Die paläogeographische Deutung des Ablagerungsraumes wurde bereits in der Arbeit über das Vergleichsprofil Diana besprochen, so daß auf das dort Gesagte verwiesen werden kann (BUGGISCH et al. 1983: 99–100, 143–144). Im Kap. 2 der vorliegenden Arbeit werden außerdem Tiefbohrungen angeführt, die in der Umgebung des Stbr. Beuerbach niedergebracht worden sind. Nach den Bohrprofilen bilden die im Steinbruch vorkommenden oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimente nur eine ganz dünne Einlagerung zwischen den mehrere hundert Meter mächtigen Gesteinsfolgen des devonischen und unterkarbonischen submarinen Vulkanismus. Die Ablagerung der karbonatisch-tonigen Sedimente erfolgte mit einer sehr geringen Akkumulationsrate während einer langen, 5–10 Ma dauernden vulkanischen Ruhepause auf einer submarinen vulkanischen Schwelle. Die unterschiedliche Ausbildung der oberdevonischen Sedimente dürfte vorwiegend dadurch verursacht worden sein, daß die spilitischen Pillow-Laven und Tuffe an der Oberfläche der Schwelle einen morphologisch reich gegliederten, z. T. instabilen Untergrund bildeten. Schichtfolgen mit stärkerem Tonanteil, wie beim Prof. Beuerbach 1, kamen in Depressionen zur Ablagerung, Schichtfolgen mit geringeren Tonanteil, dafür aber mit höherem CaCO_3 -Gehalt und extrem reduzierter Mächtigkeit, wie z. B. beim Prof. Diana, sedimentierten an exponierten Stellen der Schwelle.

Die vulkanische Schwelle, auf der die Schichtenfolge der Beuerbach- und Diana-Profile abgelagert wurden, kann auf Grund der bio- und lithofaziellen Merkmale der oberdevonischen Sedimente als eine Tiefschwelle im bathyalen Meeresbereich gedeutet werden; palökologische und sedimentologische Kriterien, die als bathymetrische Beweise für Flachwasserablagerungen gelten können, sind bisher nicht bekannt geworden.

An der Wende Devon/Karbon wird offenbar der Höhenunterschied zwischen dem Oberschelder Schwellenkomplex und den umliegenden Beckengebieten weitgehend aufgehoben. Dafür spricht, daß der große Faziesgegensatz zwischen der Cephalopodenkalk-Fazies auf der Schwelle und der Cypridinenschiefer-Fazies mit ihren entweder rein tonigen oder tonig-sandigen Sedimentfolgen in den Beckenbereichen im jüngsten Oberdevon weitgehend beendet wird. Die Hangenberg-Schichten zeigen sowohl in den Beckengebieten als auch auf den ehemaligen Cephalopodenkalk-Schwellen eine ähnliche, wenn auch nicht gleiche, fazielle Ausbildung. Im tiefen Unterkarbon dürfte die Oberschelder Schwelle noch eine kleine, faziell wirksame Erhebung über dem Meeresboden gebildet haben, da die Mächtigkeiten der Hangenberg-Schichten und der Liegenden Alaunschiefer über den Schwellenablagerungen reduziert sind und die Hangenberg-Schichten der Beckengebiete in der westlichen Dillmulde fazielle Abweichungen aufweisen (RABIEN 1970b: 241–255; BUGGISCH et al. 1981: 41–42).

12. Systematische Zusammenstellung der Fossilbestimmungen

Bei den durch * gekennzeichneten Taxa handelt es sich um Fossilbestimmungen von alten Sammlungsproben des Kellwasserkalkes, der heute nicht mehr aufgeschlossen ist (Kap. 5).

Conodonta

Ancyrognathus sinelamina (BRANSON & MEHL 1934)

Ancyrognathus sp.

Ancyrolepis cruciformis ZIEGLER 1959

Bispathodus aculeatus aculeatus (BRANSON & MEHL 1934)

Bisp. bispathodus ZIEGLER, SANDBERG & AUSTIN 1974

Bisp. costatus (E. R. BRANSON 1934)

Bisp. jugosus (BRANSON & MEHL 1934)

Bisp. spinulicostatus (E. R. BRANSON 1934)

Bisp. stabilis (BRANSON & MEHL 1934)

Bisp. ultimus (BISCHOFF 1957)

Bispathodus sp.

Dasbergina ziegleri SCHÄFER 1976

Dasbergina sp.

Icriodus cornutus SANNEMANN 1955

Icriodus sp.

Palmatolepis delicatula delicatula BRANSON & MEHL 1934

Pal. delicatula clarki ZIEGLER 1962

Pal. glabra acuta HELMS 1963

Pal. glabra distorta BRANSON & MEHL 1934

Pal. glabra lepta ZIEGLER & HUDDLE 1969

Pal. glabra pectinata ZIEGLER 1962

Pal. glabra prima ZIEGLER & HUDDLE 1969

Pal. gracilis gracilis BRANSON & MEHL 1934

Pal. gracilis gonioclymeniae MÜLLER 1956

Pal. gracilis sigmoidalis ZIEGLER 1962

Pal. marginifera marginifera HELMS 1959

Pal. marginifera duplicata SANDBERG & ZIEGLER 1973

Pal. marginifera granulosa DREESEN 1977

Pal. minuta minuta BRANSON & MEHL 1934

Pal. minuta vel gracilis BRANSON & MEHL 1934

Pal. minuta schleizia HELMS 1963

Pal. perlobata perlobata ULRICH & BASSLER 1926

Pal. perlobata grossi ZIEGLER 1960

Pal. perlobata helmsi ZIEGLER 1962

Pal. perlobata postera ZIEGLER 1960

Pal. perlobata schindewolfi MÜLLER 1956

Pal. perlobata sigmoidea ZIEGLER 1962

Pal. perlobata ssp. (vermutlich *perlobata perlobata*)

Pal. quadrantinodosa quadrantinodosa BRANSON & MEHL 1934

Pal. quadrantinodosa inflexa MÜLLER 1956

Pal. quadrantinodosa inflexoidea ZIEGLER 1962

Pal. quadrantinodosalobata SANNEMANN 1955

Pal. cf. regularis COOPER 1931 (sensu ZIEGLER 1962)
Pal. rhomboidea SANNEMANN 1955
Pal. rugosa ampla MÜLLER 1956
Pal. rugosa trachytera ZIEGLER 1960
Pal. stoppeli SANDBERG & ZIEGLER 1973
Pal. subperlobata BRANSON & MEHL 1934
Pal. tenuipunctata SANNEMANN 1955
Pal. cf. tenuipunctata SANNEMANN 1955
Pal. termini SANNEMANN 1955
Pal. triangularis SANNEMANN 1955
Pal. triangularis → *quadrantinodosalobata* (Übergangsform)

Polygnathus communis BRANSON & MEHL 1934
Pol diversus HELMS 1959
Pol. extralobatus SCHÄFER 1976
Pol. cf. extralobatus SCHÄFER 1976
Pol. glaber glaber ULRICH & BASSLER 1926
Pol. glaber bilobatus ZIEGLER 1962
Pol. granulosus BRANSON & MEHL 1934
Pol. inornatus E. R. BRANSON 1934
Pol. nodocostatus nodocostatus BRANSON & MEHL 1934
Pol. nodocostatus incurvus HELMS 1961
Pol. nodocostatus ovatus HELMS 1961
Pol. nodocostatus ssp. indet.
Pol. nodoundatus HELMS 1961
Pol. perplexus THOMAS 1949
Pol. praehassi SCHÄFER 1976
Pol. rhomboideus ULRICH & BASSLER 1926
Pol. styriacus ZIEGLER 1957
Pl. vogesi ZIEGLER 1962
Polygnathus sp. indet.

Polylophodonta gyratilineata (HOLMES 1928)
P. linguiformis (BRANSON & MEHL 1934)
P. triphyllata ZIEGLER 1960
Polylophodonta sp.
Pseudopolygnathus brevipennatus ZIEGLER 1962
Ps. fusiformis BRANSON & MEHL 1934
Ps. granulosus ZIEGLER 1962
Ps. marburgensis marburgensis BISCHOFF & ZIEGLER 1956
Ps. cf. marburgensis BISCHOFF & ZIEGLER 1956
Ps. cf. micropunctatus BISCHOFF & ZIEGLER 1956
Ps. pinnatus VOGES 1959
Ps. primus BRANSON & MEHL 1934
Ps. triangulus triangulus VOGES 1959
Scaphignathus velifer ZIEGLER 1959
Siphonodella dublicata (BRANSON & MEHL 1934) sensu HASS 1959
Siph. lobata (BRANSON & MEHL 1934)
Siph. obsoleta vel cooperi (Morphotype 2 sensu SANDBERG et al. 1978)
Siphonodella sp. indet.
Spathognathodus bohlenanus HELMS 1959
Spath. strigosus BRANSON & MEHL 1934)
Spathognathodus sp. indet.

Ostracoda

- Hollinella (Keslingella) goerkwitzi* BLUMENSTENGEL 1965
H. (K.) goerkwitzi vel lionica BECKER & BLESS 1971
Hollinella (Keslingella) sp.
 Hollinellidae indet.
Selebratina ? sp.
 „Sohnella“ sp.
Paraparchites ? finiplanus GRÜNDEL 1961
Paraparchites ? sp.
Amphissites parvulus (PAECKELMANN 1913)
Amphissites aff. parvulus (PAECKELMANN 1913)
Amphissites sp.
Neochilina binsenbachensis MATERN 1929
- Healdia cf. thuringensis* GRÜNDEL 1961
Rectoplacera longicera BLUMENSTENGEL 1965?
Rectoplacera dorsocerata BLUMENSTENGEL 1979?
Rectoplacera sp.
Triplacera (Triplacera) triquetra GRÜNDEL 1961
Rectonaria muelleri GRÜNDEL 1961
Rectonaria aff. muelleri GRÜNDEL 1961
Rectonaria inclinata GRÜNDEL 1961
Rectonaria varica GRÜNDEL 1961
Rectonaria inclinata vel varica
Rectonaria sp.
Orthonaria rectagona (GRÜNDEL 1962)
Orthonaria cf. dorsospina BLUMENSTENGEL 1965
Orthonaria sp.
Processobairdia bulla BECKER 1982
Processobairdia posterocerata BLUMENSTENGEL 1965?
Processobairdia sp.
Processobairdia ? sp. A
Bairdia sp. A
Bairdia sp.
 Bairdiidae indet.
Acratia sp.
Acanthoscapha kahlleitensis (BLUMENSTENGEL 1965)?
Tricornina (Tricornina) communis BLUMENSTENGEL 1965
Tricornina (Bohemia) gracilis RABIEN 1954
Praepilatina sp.
- Entomozoe (Richteria) serratostrata* (G. SANDBERGER 1845)
Entomozoe sp., serratostrata-nehdensis-Gruppe
 **Entomozoe (Nehdentomis) pseudophthalma* (VOLK 1939)
E. (N.) tenera (GÜRICH 1896) vel *tenuistriata* (MATERN 1929)
Entomozoe (Nehdentomis) ? aff. pseudorichteria (MATERN 1929)
Entomozoe sp., subgen. et sp. indet.
 **Ungerella calcarata* (REINH. RICHTER 1856)
Ungerella mepeli (KUMMEROW 1939)?
 **Ungerella sp.*
 **Entomoprimitia (Entomoprimitia) nitida* (F. A. ROEMER 1850)
Entomoprimitia (Reptiprimitia) rabieni BLUMENSTENGEL 1959
 **Richteria (Volkina) zimmermanni* (VOLK 1939)
Richteria (Volkina) ? sp. A

Richterina (Richterina) costata (REINH. RICHTER 1869)
Richterina (Richterina) striatula (REINH. RICHTER 1848)
Richterina (Richterina) tenuistriata KUMMEROW 1939
Richterina (Fossirichterina) intercostata MATERN 1929
Richterina (Fossirichterina ?) cf. intercostata MATERN 1929
Richterina (Fossirichterina) semen (JONES 1895)
Richterina sp., subgen. et sp. indet.
Maternella dichotoma (PAECKELMANN 1913)
Maternella hemisphaerica (REINH. RICHTER 1848)
Maternella sp.

Trilobita

Trimerocephalus caecus (GÜRICH 1896)
 Phacopidae indet.

Brachiopoda

Lingula cf. subparallela G. & F. SANDBERGER 1856
Orbiculoidea sp., ex. gr. *O. forbesi* DAVIDSON 1848

Cephalopoda

*Orthocerida indet.
 **Tornoceras simplex* (v. BUCH 1832)
 **Tornoceras cf. auris* (QUENSTEDT 1846)
 Ammonoidea indet.

Bivalvia

Opisthocoelus concentricus BEUSHAUSEN 1895
 **Buchiola angulifera* (F. A. ROEMER 1850)
 **Buchiola retrostriata* (v. BUCH 1832)
 **Buchiola* sp.
Guerichia mariannae (TSCHERNYSCHEV 1941)
Guerichia mariannae hemicyclia (SADYKOV 1962)
Guerichia venustiformis (SADYKOV 1962)
Guerichia cf. venustiformis globosa (SADYKOV 1962)
Guerichia sp.

Tentaculitoidea

**Homoctenus* sp., ex. gr. *H. tenuicinctus* (F. A. ROEMER 1850)

Foraminifera

Ammodicus exsertus CUSHMAN 1910
Ammodiscus priscus RAUZER-TCHERNOUSSOVA 1948
Hyperammina constricta GUTSCHICK & TRECKMANN 1959
Hyperammina supergracilis BLUMENSTENGEL 1961
Hyperammina sp.
Lagenammina thuringica BLUMENSTENGEL 1961
Tolypammina irregularis BLUMENSTENGEL 1961
Tolypammina rotula GUTSCHICK & TRECKMANN 1959
Tolypammina sp.

13. Schriftenverzeichnis

- BANDEL, K., & BECKER, G. (1975): Ostracoden aus paläozoischen pelagischen Kalken der Karnischen Alpen (Silurium bis Unterkarbon). – *Senckenbergiana lethaea*, **56** (1): 1–83, 8 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Frankfurt am Main.
- BARTZSCH, K., & WEYER, D. (1980): Neue Ostracoda aus der *Wocklumeria*-Stufe (Oberdevon) von Saalfeld im Thüringischen Schiefergebirge. – *Abh. Ber. Naturdk. Vorgesch.*, **12** (2): 34–51, 7 Abb.; 2 Tab.; Magdeburg.
- BECKER, G. (1981a): Ostracoda aus cephalopoden-führendem Oberdevon im Kantabrischen Gebirge (N-Spanien). 1. Hollinacea, Primitiopsacea, Kirkbyacea, Healdiaea und Bairdiocypridacea. – *Palaeontographica*, Abt. A, **173** (1–4): 1–63, 7 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Stuttgart.
- (1981b): Ostracoden im Devon Europas, Paläökologische paläogeographische und biostratigraphische Aspekte. – *Natur u. Museum*, **111** (11): 378–383, 3 Abb.; Frankfurt am Main.
- (1982a): Fazies-anzeigende Ostracoden-Vergesellschaftungen aus dem frühen Oberkarbon des Kantabrischen Gebirges (N-Spanien). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* **164** (3): 307–383, 3 Abb.; Stuttgart.
- (1982b): Ostracoda aus cephalopoden-führendem Oberdevon im Kantabrischen Gebirge (N-Spanien). 2. Bairdiacea, Cytheracea und Entomozoacea. – *Palaeontographica*, Abt. A, **178** (4–6): 109–182, 6 Abb., 2 Tab., 10 Taf.; Stuttgart.
- BECKER, T., BLESS, M. J. M., BRAUCKMANN, C., FRIMAN, L., HIGGS, K., KEUPP, H., KORN, D., LANGNER, W., PAPROTH, E., RACHEBOEF, P., STOPPEL, D., STREEL, M., & ŽAKOWA, H. (1984): Hasselbachtal, the section best displaying the Devonian-Carboniferous boundary beds in the Rhenish Massif (Rheinisches Schiefergebirge). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **67**: 181–191, 6 Abb., 1 Taf.; Frankfurt am Main.
- BENDER, P., HÜHNER, G., KUPFAHL, H.-G., & VOUTTA, U. (1984): Ein Mitteldevon/Oberdevon-Profil bei Amönau auf Bl. 5018 Wetter (Hessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **112**: 31–65, 8 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BEUSHAUSEN, L. (1895): Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Ausschluß der Aviculiden. – *Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F.*, **17**, 514 S., 33 Abb., 38 Taf. (Atlas); Berlin.
- BISCHOFF, G. (1957): Die Conodonten-Stratigraphie des rhenoheryznischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **19**: 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- BLESS, M. J. M. (1983): Late Devonian and Carboniferous ostracode assemblages and their relationship to the depositional environment. – *Bull. Soc. belg. Geol.*, **92** (1): 31–53, 23 Abb.; Bruxelles.
- BLUMENSTENGEL, H. (1961): Foraminiferen aus dem Thüringer Oberdevon. – *Geologie*, **10** (3): 316–335, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- (1965): Zur Taxonomie und Biostratigraphie verkieselter Ostracoden aus dem Thüringer Oberdevon. – *Freiberger Forsch. H.*, **C 183**: 127 S., 16 Abb., 9 Tab., 29 Taf.; Leipzig.
- (1979): Die Ostrakodenfauna der *Wocklumeria*-Stufe (Oberdevon) bei Saalfeld im Thüringer Schiefergebirge. – *Z. geol. Wiss.*, **7** (4): 521–557, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Berlin.
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **62**: 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- (1977): Conodonten aus dem Oberdevon der Dillmulde/Rheinisches Schiefergebirge (*Palmatolepis maginifera tuber* n. subsp. und aberrante Formen). – *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 57–63, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- 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., Taf. 6; Wiesbaden.
- – (1980): Das Oberdevon im Rinkenbach-Tal S Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Stratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **108**: 43–94, 5 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.

- – – (1981): Zum Alter des unterkarbonischen Deckdiabases (Effusiv-Diabas) bei Oberscheld (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **109**: 37–55, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- – – (1983): Stratigraphie und Fazies des kondensierten Oberdevon-Profiles „Diana“ nördlich Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, hohes Mitteldevon bis tieferes Unterkarbon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **111**: 93–153, 10 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- DRESEN, R. (1977): Interspecific morphological relations within the „*quadrantinodosa*-stock“ (BRANSON & MEHL, 1934) (*marginifera*-Zone, Upper Devonian). – Ann. Soc. Géol. Belg., **99**: 511–529, 5 Abb., 2 Taf.; Liège.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem., **1**: 108–121, 7 Taf.; Tulsa.
- DVOŘÁK, J. (1985): The red shales of the Upper Devonian in the Rhenish Slate Mountains. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1985** (6): 329–339, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- EICKHOFF, G. (1970): Foraminiferen aus dem Wocklumer Kalk am Borke-Wehr bei Balve (Oberdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **135** (3): 227–267, 12 Abb., 5 Tab., Taf. 30–32; Stuttgart.
- (1973a): Mikrofaunen aus dem Top und Hangenden des Massenkalks bei Menden (Oberdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **124**: 273–294, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1973b): Das hohe Oberdevon und tiefe Unterkarbon im Bahneinschnitt Oberrödinghausen bei Menden (Rheinisches Schiefergebirge). – C. R. 7. Congr. internat. Stratigraph. Geol. carb. Krefeld, **2**: 417–440, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- EINSELE, G. (1963): Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **43**: 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FLÜGEL, H. W., & WEDEPOHL, K. H. (1967): Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der nördlichen Kalkalpen. Ein Beitrag zur Diagenese von Karbonatgesteinen. – Contr. Mineral., Petrol., **14**: 229–249, 6 Abb., 7 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. – Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull., **43** (1): 1–38; Tulsa.
- (1962): Spectral subdivision of limestone types. – Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem., **1**: 62–84, 7 Abb., 1 Taf.; Tulsa.
- FROHWEIN, E. (1885): Beschreibung des Bergreviers Dillenburg. – 144 S., 1 Kt., 4 Taf.; Bonn. (Markus).
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl u. Kohle, **12** (8): 605–613, 7 Abb., 2 Tab., Hamburg.
- & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine. – In: ENGELHARDT, W. v., FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie, Tl. II, 3. Aufl., XVI + 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- 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. 7–8; Wiesbaden.
- & UFFENORDE, H. (1974): Zur Mikrofauna im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon im nördlichen Sauerland (Conodonta, Ostracoda, Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 58–87, 7 Abb., 5 Tab., Taf. 2–6; Wiesbaden.
- GRÜNDEL, J. (1961): Zur Biostratigraphie und Fazies der *Gattendorfia*-Stufe in Mitteldeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden. – Freiburger Forsch. H., **C 111**: 53–173, 17 Abb., 3 Tab., 14 Taf.; Berlin.
- (1962a): Zur Taxionomie der Ostracoden der *Gattendorfia*-Stufe Thüringens. – Freiburger Forsch. H., **C 151**: 51–105, 14 Abb., 14 Tab., 4 Taf.; Berlin.
- (1962b): Zur Phylogenetik und Taxionomie der Entomozoidae (Ostracoda) unter Ausschluß der Buciinae. – Geologie, **11** (10): 1184–1203, 11 Abb.; Berlin.
- HAHN, G., & HAHN, R. (1975): Die Trilobiten des Ober-Devon, Karbon und Perm. – Leitfossilien (2. völlig neu bearb. Aufl.), **1**: 127 S., 4 Abb., 5 Tab., 12 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

- HARTMANN, M. (1964): Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee: – *Meyniana*, **14**: 3–20, 3 Abb.; Kiel.
- HENTSCHEL, H. (1970): Vulkanische Gesteine. – Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5215 Dillenburg: 314–374, Tab. 27–36; Wiesbaden.
- KASIG, W., KATSCH, A., & KOLLENBERG, W. (1984): Geochemische Untersuchungen im Profil Stockum II (Grenze Devon/Karbon) im Rechtsrheinischen Schiefergebirge (Sauerland, Deutschland). – *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, **67**: 143–155, 14 Abb.; Frankfurt am Main
- KAYSER, E. (1901): Über große flache Überschiebungen im Dillgebiet. – *Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad. [für 1900]*, **21**: 7–23, 8 Abb.; Berlin.
- (1907): Geologische Karte Blatt Oberscheld. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. 101*; Berlin. – [Geognost. bearb. d. KAYSER 1890–1899 u. LOTZ 1903]
- LOTZ H. (1907): Erläuterungen zu Blatt Oberscheld. – *Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. 101*: 127 S., 15 Abb., 1 Prof., 7 Taf.; Berlin.
- KEGEL, W. (1934a): Über das Oberdevon auf dem Nordwestflügel der Dillmulde. – *Jb. preuß. geol. L.-A. [f. 1933]*, **54**: 531–545, 5 Abb., Taf. 32; Berlin.
- (1934b): Geologie der Dillmulde – *Abh. Preuß. geol. L.-A., N. F.*, **160**: 48 S., 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- (1934c): Die geologischen Grundlagen des Roteisensteinbergbaus im Dillgebiet. – *Z. dt. geol. Ges.*, **86**: 314–324, 7 Abb.; Berlin.
- KLAPPER, G., & ZIEGLER, W. (1979): Devonian Conodont Biostratigraphy. – *Spec. Paper Palaeont.*, **23**: 199–244, 8 Abb.; London (Palaeont. Assoc.).
- KREBS, W. (1960a): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **88**: 216–242, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1960b): Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **33**: 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden.
- (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). – *Abh. senckenb. naturforsch. Ges.*, **511**: 1–105, 18 Abb., 3 Tab., 13 Taf.; Frankfurt am Main.
- (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoheryzynikum. – *Geotekt. Forsch.*, **28**: 1–71, 9 Abb.; Stuttgart.
- (1979): Devonian basinal facies. – *Spec. Pap. Palaeont.*, **23**: 125–139, 6 Abb., 4 Tab.; London (Palaeont. Assoc.).
- LANE, H., SANDBERG, C. A., & ZIEGLER, W. (1980): Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. – *Geologica et Palaeontologica*, **14**: 117–164, 3 Abb., 11 Tab., 10 Taf.; Marburg.
- LEUTERITZ, K. (1968): Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – *Diss. Univ. Marburg*: 194 S., 94 Abb.; Marburg. – [Fotodruck]
- LIPPERT, H. J. (1951): Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisenstein-Gruben des östlichen Dill-Gebietes. – *Abh. senckenb. naturf. Ges.*, **485**: 1–29, 11 Abb., Taf. 26–35; Frankfurt am Main.
- HENTSCHEL, H., & RABIEN, A. (1970): mit Beitr. von KUTSCHER, F., SCHRICKE, W., STENGEL-RUTKOWSKI, W., WENDLER, R., & ZAKOSEK, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg. – 2. Aufl., 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LOTZ, H. (1907): Nutzbare Lagerstätten. – *Erl. geol. Kt. Preuß. u. benachb. B.-St., Bl. Oberscheld, Lfg.*, **101**: 51–127, Abb. 2–15, Taf. 4–7; Berlin.
- LÜTKE, K. (1976): Sedimentologische und geochemische Untersuchungen der Genese der Flinzfazies im Harz (Givet und Oberdevon). – *Z. dt. geol. Ges.*, **127** (2): 499–508, 4 Abb.; Hannover.
- MANHEIM, T. F. (1961): A geochemical profile in the Baltic Sea. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **25**: 52–70, 6 Abb.; 5 Tab.; Oxford.
- MATERN, H. (1927): Mitteilungen über die Oberdevon-Fauna der Dill-Mulde, I. Die oberdevonischen Trilobiten des Scheldetals. – *Senckenbergiana*, **9**: 252–260, 2 Abb.; Frankfurt am Main.

- (1929): Die Ostracoden des Oberdevons. I. Teil: Aparchitidae, Primitiidae, Zygobolbidae, Beyrichiidae, Kloedenellidae, Entomidae. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **118.**, 100 S., 3 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Berlin.
- (1931): Das Oberdevon der Dill-Mulde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **134:** 139 S., 6 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Berlin.
- MÜLLER-STEFFEN, K. (1964): Neue oberdevonische Ostracoden (Familia Entomozoidae) aus dem Oberharz. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **119** (2): 157–171, Taf. 18–19; Stuttgart.
- OLEMPKA, E. (1979): Middle to Upper Devonian ostracoda from the Southern Holy Cross Mountains, Poland. – Palaeontologia Polonica, **40:** 57–162, 4 Abb., 5 Tab., Taf. 11–32, Warszawa, Kraków.
- POLENOVA, E. N. (1955): Ostracody devona volgo-ural'skoj oblasti. – In: Foraminifery, Radioljarii i Ostracody devona volgo ural'skoj oblasti. – Trudy VNIGRI, n. s., **87,** Microfauna SSSR, Sbornik VIII: 191–317, 3 Tab., 15 Taf.; Leningrad. – [russ.]
- RABIEN, A. (1954): Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9:** 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16:** 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- (1959): Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der nordwestlichen Dill-Mulde. – Z. dt. geol. Ges., **110:** 629–633; Hannover.
- (1960): Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3** (1): 61–105, 4 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- (1970a): Oberdevon. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg: 78–83, 103–235, Abb. 3–7, Tab. 5–18, Taf. 1 Fig. 2, Taf. 2, 3 u. 5; Wiesbaden.
- (1970b): *Gattendorfia*-Stufe. – Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5215 Dillenburg: 241–255, Abb. 8, Tab. 21, Taf. 4; Wiesbaden.
- (1979): Südwestliche Dillmulde. – In: Exkursion A 5 (16.–18. September 1979) in das Lahn-Dill-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge): 27–29, 33–60, Abb. 15–21, Tab. 3; Marburg (Inst. Geol. Paläont. Philipps-Univ.)
- RICHTER, R., & RICHTER, E. (1926): Die Trilobiten des Oberdevons. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **99:** 314 S., 18 Abb., 12 Taf.; Berlin.
- (1954): Die Daten des Lieferungs-Werkes „SANDBERGER 1850–1856“. – Senckenbergiana, **34** (4/6): 346. – Frankfurt am Main.
- Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. – Ausgearbeitet von LANG, H. D., RABIEN, A., STRUVE, W., & WIEGEL, E., 36 S.; Hannover 1976.
- SADYKOV, A. M. (1962): Srednipaleozoiskije dwustwortschatije molljuskij Atasu (Centralni Kasachstan). – Akad. Nauk. Kazach. SSR: 114 S., 12 Abb., 8 Taf.; Alma-Ata.
- SANDBERGER, C. A., & ZIEGLER, W. (1973): Refinement of Standard Upper Devonian Conodont Zonation based on Sections in Nevada and West Germany. – Geologica et Palaeontologica, **7:** 97–122, 3 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Marburg.
- (1979): Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian *styriacus*-Zone, United States and Germany. – Geologica et Palaeontologica, **13:** 173–212, 2 Abb., 7 Taf.; Marburg.
- LEUTERITZ, K., & BRILL, S. M. (1978): Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). – Newsl. Stratigr., **7** (2): 102–120, 2 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SANDBERGER, G. & F. (1850–1856): Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. – XIV + 564 S., zahlr. Abb. u. Tab., 1 Kt., 39 Taf. (Atlas); Wiesbaden.
- SCHÄFER, W. (1976): Einige Conodonten aus dem höheren Oberdevon des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Geologica et Palaeontologica, **10:** 141–152, 3 Abb., 1 Taf.; Marburg.
- SOMMERS, Y., & STREEL, M. (1978): Spores du sommet du Dévonien à Langenaubach (synclinal de la Dill, FRA). Relations entre vitrinite et des spores, le pouvoir réflecteur de la vitrinite et des intrusions diabasiques. – Ann. Min. Belgique, **1978** (7–8): 817–824, 2 Abb., 1 Taf.; Bruxelles.
- SCHULZ-DOBRICK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variskischer Geosynklinalablagerungen im Rhenohertzynikum. – Diss. math.-naturwiss. Fak. Univ. Göttingen: 86 S., 15 Abb., 33 Tab., 1 Anhang (77 S. Analysendaten); Göttingen. – [Fotodruck].
- STRUVE, W. (1981): Von unseren Trilobiten. Aus Geschichte und Werdegang einer senckenbergischen Systematik-Sammlung. – Natur u. Museum, **111** (11): 399–408, 9 Abb.; Frankfurt am Main.

- Symbolschlüssel Geologie. Symbole für die Dokumentation und Automatische Datenverarbeitung – ADV – geologischer Feld- und Aufschlußdaten. – Bearbeitet von: BARCKHAUSEN, J., LOOK, E. R., VINKEN, R., & VOSS, H. H., 2. Aufl., 135 S.; Hannover 1975.
- TSCHIGOVA, V. A. (1977): Stratigrafija i koreljacija neftegeonosnych otloženij devona i karbona evropejskoj časti SSSR i zarubežnych stran. – „Nedra“, 263 S., 8 Tab., 46 Taf.; Moskwa. – [russ.].
- TUCKER, M. E. (1973): Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142** (3): 320–350, 24 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. – Paläont. Z., **33** (4): 266–314, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 33–35; Stuttgart.
- (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 197–228, 5 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- WEDEPOHL, K. H. (1970): Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrogenetischen Aussagewert. – Verh. geol. B.-A., **1970** (4): 692–705, 4 Abb., 1 Tab.; Wien.
- ŽAKOWA, H. (1983): Matże rodzaju *Guerichia* RZEHAŁ, 1910 z utworów famenu i turneju Jabłonnej, Góry Świętokrzyskie. – Biul. Inst. geol., **345**: 177–223, 4 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Warszawa. – [Polnisch mit engl. Zusammenfassung: The genus *Guerichia* RZEHAŁ, 1910 (*Bivalvia*) from the Famennian and Tournaisian deposits of Jabłonna, Góry Świętokrzyskie Mts., Poland]
- NEHRING-LEFELD, M., & MAŁEC, J. (1985): Devonian-Carboniferous Boundary in the Borehole Kowala 1 (Southern Holy Cross Mts., Poland). Macro- and Microfauna. – Bull. pol. Acad. Sci., Earth Sci., **33** (1–2): 87–95, 1 Abb., 8 Taf.; Warszawa.
- ZIEGLER, W. (1962): Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**: 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.
- (1969): Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **17**: 343–360, 4 Abb.; 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- (1971): Conodont Stratigraphie of the European Devonian. – Geol. Soc. Amer., Mem., **127**: 227–284, 3 Abb., 6 Tab.; Boulder.
- [Hrsg.] (1973): Catalogue of Conodonts. – Bd. I: 504 S., 23 Abb., 27 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [Hrsg.] (1975): Catalogue of Conodonts. – Bd. II: 404 S., 26 Abb., 25 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [Hrsg.] (1977): Catalogue of Conodonts. – Bd. III: 574 S., 17 Abb., 39 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [Hrsg.] (1981): Catalogue of Conodonts. – Bd. IV: 445 S., 17 Abb., 39 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- & SANDBERG, C. A. (1984): *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., **196**: 179–194, 4 Tab., 2 Taf.; Boulder, Colorado.
- & AUSTIN, R. L. (1974): Revision of *Bispathodus* group (Conodonts) in the Upper Devonian and Lower Carboniferous. – Geologica et Palaeontologica, **8**: 97–112, 1 Abb., 3 Taf.; Marburg.

Manuskript eingegangen am 3. 2. 1986

Ein Stegocephalen-Schädelrest aus dem Mittleren Buntsandstein des Spessarts

Von

DONAT KAMPHAUSEN und THOMAS KELLER*

Kurzfassung: Aus dem höchsten Bereich des Mittleren Buntsandsteins des südlichen Spessarts bei Schollbrunn stammt der Abdruck des Teils eines Squamosums und Quadratojugales eines benthosuchiden Stegocephalen (Amphibia). Der vorliegende Fund bestätigt erneut die Wichtigkeit des oberen Abschnitts der Hardegsen-Folge (smH) als Wirbeltier-Lieferant.

Abstract: The small cast of a squamosal and quadratojugal bone belonging to a benthosuchid labyrinthodont is described and discussed. It was collected from the upper part of the Middle Buntsandstein of the Spessart-Hills.

Inhaltsverzeichnis

1. Fundgeschichte, Lokalität, Stratigraphie	61
2. Fossilbeschreibung	62
3. Diskussion	63
4. Schriftenverzeichnis	66

1. Fundgeschichte, Lokalität, Stratigraphie

Im Mai 1981 entdeckte T. KELLER bei einer Begehung des Kropfbachtals W Schollbrunn (südl. Spessart) an der Böschung einer Forststraße den vorliegenden Amphibien-Rest in einem größeren Buntsandsteinblock. Die Fundlokalität ist am Nordhang eben dieser Forststraße (ca. 1 km SE des Denkmals „Hasenstab-Kreuz“; Bl. 6122 Bischbrunn, R 35 32 024, H 55 22 245; ca. 390 m über NN).

Anstehender Buntsandstein ist in der weiteren Umgebung des Fundpunktes nicht anzutreffen. Die Fundplatte, eine ca. 20 cm dicke, ursprünglich aber mächtigere schrägschichtete Bank, weist cm-dicke Grobsand-Schrägschichtungsblätter, alternierend mit mm-dicken Mittelsand-Blättern auf; selten sind kleine Tongallen (Tonfetzen) von einigen mm Durchmesser. Neben dem Amphibienrest, im Strömungsschatten, der sich durch die Akkumulation von Grobsand zeigt, liegt ein gestrecktes Tongeröll von ca. 20 mm größtem Durchmesser. Die aufgebrochene Schichtfläche mit dem Fossil stellt die Unterseite einer mächtigeren Bank dar. Die Fossilerhaltung ist Hohlraumerhaltung ohne Überlieferung von Knochensubstanz.

* D. KAMPHAUSEN, Fränkische-Schweiz-Museum, Tüchersfeld, 8579 Pottenstein; T. KELLER, Landesamt für Denkmalpflege Hessen, Schloß Biebrich – Westflügel, 6200 Wiesbaden.

Die geologische Situation der Region um Schollbrunn ist eindeutig: die Bäche N und S des Ortes schneiden sich in den oberen Mittleren Buntsandstein ein; die Geländemorphologie zeigt mit dem Einsetzen einer Verebnung den Übergang zum Oberen Buntsandstein an. Der stratigraphische Bereich, aus dem die Fundplatte mit dem Amphibienrest stammen kann, ist auf den oberen Teil der Hardegsen-Folge mit der Hardegsener Wechselfolge und dem Felssandstein beschränkt. (vgl. MATTHES & OKRUSCH 1965: Beil 4.; DIEDERICH & LAEMMLEN 1969: Abb. 1). Schichten der Solling-Folge sind im Gebiet nicht mehr vorhanden. (DIEDERICH & LAEMMLEN 1969: 201). Die Lithologie der Fundplatte (Mittel- bis Grobsand-Korngrößen; Tongallen; Schrägschichtung) unterstützt diese Annahme: sie trifft für Gesteine der Hardegsen-Folge (smH; = Spessart-Folge der alten hessischen Gliederung bzw. Geiersberg-Folge der alten bayerischen Gliederung) zu (S. LAEMMLEN 1966: 927; DIEDERICH & LAEMMLEN 1969: Abb. 1; SCHWARZMEIER 1981: 42).

Unter der Annahme, daß die Fundplatte keinen sehr weiten Wander- bzw. Rutschweg genommen hat, ist daher eine Herkunft aus oberen Partien der Hardegsener Wechselfolge sehr wahrscheinlich.

In diesem Zusammenhang ist sehr interessant, daß die wenigen früheren Amphibien-Funde aus Spessart-Buntsandstein (REIS 1928; TRUSHEIM 1935) nach neueren stratigraphischen Erkenntnissen (DIEDERICH & LAEMMLEN 1969: 202) gerade aus höheren Partien der Hardegsener Wechselfolge herkommen.

2. Fossilbeschreibung

Bei dem nur wenige Zentimeter großen Stück (Abb. 1, 2) handelt es sich zweifelsfrei um das Knochenelement eines Stegocephalenschädels¹. Die Wabenstruktur der Knochenoberfläche ist nicht besonders grob und weist ähnliche Strukturen wie *Eocyclosaurus lehmani*

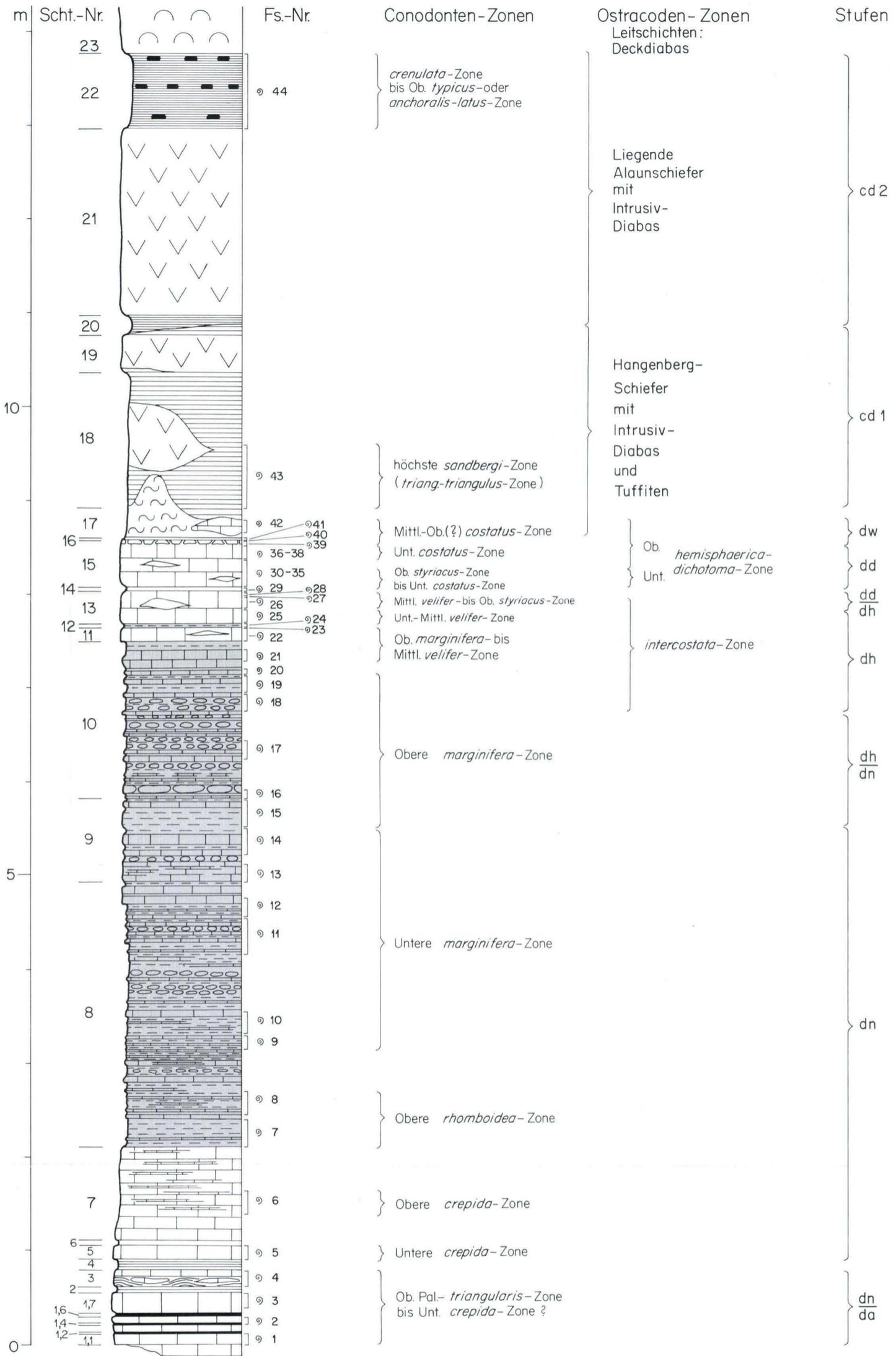


Abb. 1. Originalabdruck (Negativ) des Stegocephalen-Schädelrestes in der Buntsandstein-Platte. Links am Bildrand ein Tongeröll. Bedampft mit Ammoniumchlorid. Maßstab: vgl. Abb. 2. Aufn.: B. KAHL

¹ Das Fundstück wird im Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart (SMNS) unter der Nummer 52038 aufbewahrt.

Profil 1 im Steinbruch Beuerbach

Geol. Jb. Hessen 114, Wiesbaden 1986



BUGGISCH & RABIEN & HÜHNER: Stratigraphie und Fazies von Oberdevon / Unterkarbon-Profilen im Steinbruch Beuerbach

Legende für die Profile 1-3

- | | | | |
|--|---|--|--|
| | Erguß-Diabas, Deckdiabas | | Ton- und Mergelschiefer, rotbraun, mit Karbonatlinsen und -lagen |
| | Intrusiv-Diabas | | Kalkstein, grau, mit dünnen grauen tonigen Lagen und Mergelschieferlinsen |
| | Tuff, Tuffit | | Kalkstein, rotbraun, dünnbankig u. linsig, in Wechsellagerung mit rotbraunen Ton- u. Mergelschiefern |
| | Tonschiefer, schwarz, mit Phosphoritknollen | | Kalkstein, grau, mit schwarzen Tonschieferinlagerungen |
| | Ton- und Mergelschiefer, grüngrau | | Fossilfundsicht |
| | | | Überschiebung |

ae-2

Tafel 1

(HEYLER 1969), *E. woschmidti* ORTLAM 1970 und *Odenwaldia heidelbergensis* MORALES & KAMPHAUSEN 1984 auf. Aufgrund der rillenartig gestreckten Wabenstruktur ist das Ossifikationszentrum des Knochens relativ genau ansprechbar. Im Ossifikationszentrum laufen die Rillen zusammen und gleichzeitig reduziert sich ihre Länge und Schmalheit bis zu fast kreisrunden Grübchen. Die steilere Seite eines jeden Grübchens weist zum Ossifikationszentrum. Ein deutlich erhalten gebliebenes anatomisches Detail ist der Abdruck eines Sinneskanals, der sich, vom Ossifikationszentrum ausgehend, lateral erstreckt. Der Kanal weist ebenfalls eine Strukturierung in Form aneinandergereihter, langgezogener, flacher Grübchen auf (Abb. 3).

Die Armut an Merkmalen erschwert die genaue Einordnung des Stückes auf der Schädeloberfläche. Die erkennbare Struktur der Knochenoberfläche sowie der Verlauf des kurzen Sinneskanalabschnittes lassen aber als wahrscheinlichsten Schluß zu, daß es sich um den caudalen Teil von Squamosum und Quadratojugale handelt. Die Sutura zwischen diesen beiden Knochenelementen ist nicht ansprechbar, was allerdings bei dieser Erhaltungsform (Abdruck in Sandstein) nicht selten ist (MORALES & KAMPHAUSEN 1984). Wenn unsere Vermutung bezüglich der Knochenbestimmung (Squamosum, Quadratojugale) richtig ist, so muß es sich bei dem überlieferten Abschnitt des Sinneskanals um den caudalen Bereich des Jugalkanales, unmittelbar an dessen Austritt aus dem Schädel, handeln. Das erkennbare Ossifikationszentrum wäre somit dem linken Squamosum zuzuordnen. Der Kanal verlief dann in caudolateraler Richtung vom Ossifikationszentrum des Squamosums zum caudalen Schädelrand. Die Gesamtsituation deutet mit großer Wahrscheinlichkeit auf einen capito-sauriden Stegocephalen hin.

3. Diskussion

Die Seltenheit von Vertebratenfunden im Buntsandstein rechtfertigt es, auch kleinere und weniger vollständige Funde zu publizieren. Neben *Sclerothorax* und *Trematosaurus*, die aber aus morphologischen und stratigraphischen Gründen für diesen Fund nicht in Betracht

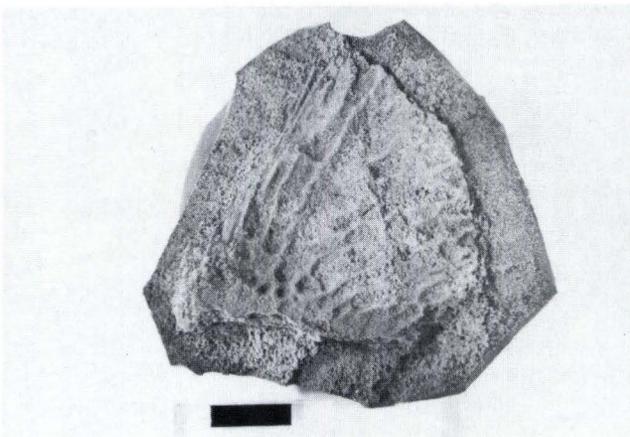


Abb. 2. Positiv-Ausguß des Negativ-Originals von Abb. 1. Maßstab 1 cm.

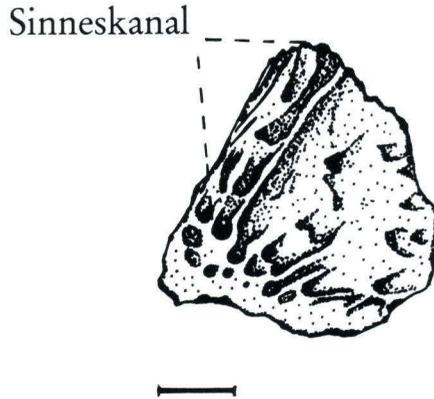


Abb. 3. Zeichnerische Interpretation des Knochens mit Verlauf des Sinneskanals. Maßstab 1 cm.
Zeichnung: D. KAMPHAUSEN

kommen, sind aus dem Buntsandstein des Germanischen Beckens bislang folgende Taxa capitosaurioider Stegocephalen bekannt geworden:

Familia Mastodontosauridae

- Heptasaurus* SAVE-SÖDERBERGH 1935
- Heptasaurus cappelenis* (WEPFER 1923)
- Oberer Buntsandstein, Schwarzwald

Familia Capitosauridae

- Stenotosaurus* ROMER 1947
- Stenotosaurus semiclausus* (SWINTON 1927)
- Oberer Buntsandstein, Schwarzwald
- Stenotosaurus gracilis* (KAMPHAUSEN 1983)
- Oberer Buntsandstein, Oberfranken
- Parotosuchus* OČEV & SHISHKIN 1968²
- Parotosuchus nasutus* (MEYER 1858)
- Mittlerer Buntsandstein, Bernburg
- Parotosuchus helgolandicus* (SCHRÖDER 1913)
- Mittlerer Buntsandstein, Helgoland

Familia Benthosuchidae

- Meyerosuchus* OČEV 1966
- Meyerosuchus fuerstenberganus* (MEYER 1855)
- Mittlerer Buntsandstein, Schwarzwald
- Odenwaldia* MORALES & KAMPHAUSEN 1984
- Odenwaldia heidelbergensis* MORALES & KAMPHAUSEN 1984
- Mittlerer Buntsandstein, Odenwald
- Eocyclotosaurus* ORTLAM 1970
- Eocyclotosaurus woschmidti* ORTLAM 1970
- Oberer Buntsandstein, Schwarzwald
- Eocyclotosaurus lehmani* (HEYLER 1969)
- Oberer Buntsandstein, Vogesen

² In KALANDADZE et al. 1968.

Die oben aufgeführten drei Familien sind morphologisch klar zu unterscheiden (Mastodonsauridae: doppelte Apertura praemaxillaris, Frontale hat Kontakt mit Orbita; Capitosauridae: ungeteilte Apertura praemaxillaris, Frontale hat Kontakt mit Orbita; Benthosuchidae: doppelte Apertura praemaxillaris, Frontale hat keinen Kontakt mit Orbita). Innerhalb der Familie Capitosauridae nimmt allerdings *Parotosuchus helgolandicus* eine Sonderstellung ein. Der Habitus dieses Stegocephalen weist viele Übereinstimmungen mit dem osteuropäischen *Wetlugasaurus* auf, so daß in einer späteren Arbeit überlegt werden sollte, dieses bislang einzige Exemplar seiner Art aus der Gattung *Parotosuchus* zu nehmen. Wir belassen *P. helgolandicus* zunächst in der Gattung *Parotosuchus*, da er oben angegebene Gattungsmerkmale (ungeteilte Apertura praemaxillaria und Kontakt der Frontalia mit den Orbitae) aufweist.

Die von H. v. MEYER 1858 als *Capitosaurus fronto* beschriebenen Exemplare aus dem Mittleren Buntsandstein von Bernburg halten wir aufgrund ihrer biometrischen Daten für individuelle Variationen innerhalb der Art *Parotosuchus nasutus*.

Neben diesen bisher erwähnten Funden sind noch weitere Taxa bekannt, deren Gültigkeit aber nicht aufrechterhalten werden kann (wegen mangelnder Erhaltung und der Armut an charakteristischen Merkmalen sind diese Funde nicht eindeutig zuzuordnen): dies ist zunächst *Odontosaurus voltzi* MEYER 1838, bei den betreffenden, verlorengegangenen Kieferbruchstücken handelt es sich vermutlich um einen schmalschnauzigen Stegocephalen. Eine exaktere Zuordnung dieser Reste anhand der sehr genauen Zeichnungen (MEYER 1835: 3, Taf. 1) kann aber nicht mehr durchgeführt werden. Bei dem von H. v. MEYER beschriebenen *Mastodonsaurus vaslenensis* (MEYER 1855: 136, Taf. 59) handelt es sich entweder um einen Vertreter von *Eocyclotosaurus* ORTLAM 1970 oder *Stenotosaurus* ROMER 1947, da dieses Exemplar nach MEYERS Zeichnungen einen geschlossenen Ohrschlitz besessen haben soll. Eine genauere Untersuchung ist aber nicht möglich, da das entscheidende Merkmal, die Apertura praemaxillaris, nicht abgebildet ist. Die beiden als *Cyclotosaurus mechernichensis* JUX & PFLUG 1958 beschriebenen caudalen Schädelteile zweier Individuen sind aufgrund der mangelhaften Erhaltung ebenfalls nicht eindeutig einer der drei im Buntsandstein sicher nachgewiesenen Familien zuzuordnen. Zumal bei diesen Individuen nicht sicher gesagt werden kann, ob der Ohrschlitz offen oder geschlossen ist. Die außergewöhnliche Schädelgröße dieser Stücke läßt eine nahe Verwandtschaft zu *Heptasaurus* vermuten, auch stratigraphische Gründe würden hierfür sprechen. Sämtliche anderen Funde von Resten von Buntsandstein-Stegocephalen sind in ihrer Aussagekraft noch wesentlich dürftiger oder sie beziehen sich auf das postcraniale Skelett oder den Unterkiefer (TRUSHEIM 1935, 1937; EDINGER 1937). Ein vollständiges Skelett eines Buntsandstein-Stegocephalen wurde bislang nicht aufgefunden, selbst ein eindeutig zum selben Individuum gehöriger Schädel mit Unterkiefer konnte noch nicht nachgewiesen werden. Anhand der Kiefergelenke an Unterkiefern ist es ebenfalls nicht möglich, eine Bestimmung durchzuführen.

Der vermutliche Fundhorizont dieses neuen Fundes (höchster Mittlerer Buntsandstein) sowie auch die Fundregion lassen als wahrscheinlichsten Schluß zu, daß es sich bei diesem Exemplar um einen benthosuchiden Stegocephalen handelt. Kein Vertreter der anderen im Buntsandstein nachgewiesenen Familien wurde bisher in diesem stratigraphischen Niveau gefunden. Dagegen stammen, mit Ausnahme von *Eocyclotosaurus*, dem bislang einzigen Vertreter der Familie Benthosuchidae mit geschlossenem Ohrschlitz, alle anderen beschrie-

benen Exemplare dieser Familie aus diesem stratigraphischen Bereich (MEYER 1855; EDINGER 1937; MORALES & KAMPHAUSEN 1984). Da von *Meyerosuchus fuerstenberganus* (MEYER 1855) nur die Gaumenseite erhalten ist, von *Odenwaldia heidelbergensis* aber die Schädeloberseite und ein kleiner Teil der palatinalen Schnauzenspitze, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob es sich bei diesen Stegocephalen um die gleiche Gattung oder sogar Art handelt. *Odenwaldia* weist aber wesentlich mehr morphologische Details auf, so z. B. einen geöffneten Ohrschlitz. Die unserer Ansicht nach beste Bezeichnung für diesen neuen Fund sollte daher *Odenwaldia cf. heidelbergensis* sein.

4. Schriftenverzeichnis

- DIEDERICH, G., & LAEMMLEN, M. (1969): Buntsandsteingliederung in Bayern und Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 195–205, 1 Abb.; Wiesbaden.
- EDINGER, T. (1937): *Capitosaurus*-Gaumen und Unterkiefer aus süddeutschem Hauptbuntsandstein. – Senckenbergiana, **19**: 181–192; Frankfurt a. M.
- HEYLER, D. (1969): Un nouveau Stégocéphale du Trias inférieur des Vosges, *Stenotosaurus lehmani*. – Ann. Paleont. (Vert.), **55**: 73–85.
- HOPPE, W. (1976): Zur Bildungsgeschichte des Buntsandsteins im Germanischen Buntsandsteinbecken. – Z. geol. Wiss., **4**, 11: 1457–1471, 4 Abb.; Berlin.
- JUX, U., & PFLUG, H. D. (1958): Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **27**, 50 S. 11 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- KALANDADZE, N. N., et al. (1968): Katalog permskikh i triasovykh tetrapod SSSR. – Dokl. Akad. Nauk. SSSR: 72–91.
- KAMPHAUSEN, D. (1983): *Stenotosaurus gracilis*, ein neuer Capitosauride (Stegocephalia) aus den Unteren Röttonen Oberfrankens. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983** (2), 119–128, 3 Abb.; Stuttgart.
- & MORALES, M. (1981): *Eocyclotosaurus lehmani*, a new combination for *Stenotosaurus lehmani* HEYLER, 1969 (Amphibia). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1981** (11): 651–656, 2 Abb.; Stuttgart.
- LAEMMLEN, M. (1966): Der Mittlere Buntsandstein und die Solling-Folge in Südhessen und in den südlich angrenzenden Nachbargebieten. – Z. dt. geol. Ges., **116**, 908–949, 12 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- MADER, D. (1983): Stratigraphische, paläogeographische und palökologische Signifikanz der Fossilien im mitteleuropäischen Buntsandstein. Ein Literaturbericht. – Zbl. Geol. Paläont., **1983**, I: 1165–1217, 1 Abb., 10 Tab.; Stuttgart.
- MATTHES, S., & OKRUSCH, M. (1965): Spessart. Slg. geol. Führer, 44, 232 S.; Berlin.
- MEYER, H. v. (1835): Recherches sur les ossements fossiles du grès bigarré de Soultz-les-Bains. – Mem. Soc. Sci. Nancy, **2**: 1–17, 2 Taf.
- (1855): Zur Fauna der Vorwelt. Die Saurier des Muschelkalkes mit Rücksicht auf die Saurier aus buntem Sandstein und Keuper. – VIII: 1–167, 70 Taf.; Frankfurt a. M. (Keller)
- (1858): Labyrinthodonten aus dem bunten Sandstein von Bernburg. – Palaeontographica, **6**: 221–245.
- MORALES, M., & KAMPHAUSEN, D. (1984): *Odenwaldia heidelbergensis*, a new Benthosuchid Stegocephalian from the Middle Buntsandstein of the Odenwald, Germany. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1984** (11), 673–683, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- OČEV, V. G. (1966): Sistematika i filogenija kapitosavroidnykh labirintodontov. – Saratov.
- ORTLAM, D. (1970): *Eocyclotosaurus woschmidti* n.g. n. sp. – ein neuer Capitosauride aus dem Oberen Buntsandstein des nördlichen Schwarzwaldes. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1970** (9): 568–580, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- REIS, O. M. (1928): Erl. geogn. Kt. Bayern 1:100 000, Teilbl. Würzburg, Nr. 23, 54 S. 9 Taf.; München.
- RIABININ A. N. (1930): *Wetlugasaurus angustifrons* nov. gen., nov. sp. is nichnego triasa Vetluschskovo kraja. – Eschegodn. Poss. Paleontol., t. 8: 49–76.

- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 127–132, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- ROMER, A. S. (1947): Review of the Labyrinthodontia. – Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard, **99** (1), 368 S., 48 Abb.; Cambridge.
- SÄVE-SÖDERBERGH, G. (1935): On the dermal bones of the head in Labyrinthodont Stegocephalians and primitive Reptilia with special reference to Eotriassic stegocephalians from East Greenland. – Meddel. om Grönl., **98** (3): 1–211.
- SCHMIDT, M. (1907): Labyrinthodontenreste aus dem Hauptkonglomerat von Altensteig im württembergischen Schwarzwald. – Mitt. geol. Abt. kgl. württ. stat. L.-Amt., No. 2; Stuttgart.
- SCHROEDER, H. C. (1913): Ein Stegocephalenschädel von Helgoland. – Jb. preuss. geol. L.-Anst., **33** (2): 232–264, 1 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- SCHWARZMEIER, J. (1981): Buntsandstein. – Erl. geol. Kt. Bayern 1:500 000: 41–46, 1 Abb., 1 Tab.; München.
- SENNIKOV, A. G. (1981): Novi Vetlugasavr is basseina reki samari. – Akademia Nauk SSSR, (2): 143–148; Moskau.
- SWINTON, W. E. (1927): A new species of *Capitosaurus* from the Trias of the Black Forest. – Ann. Mag. Nat. Hist., **20** (9): 178–186, 4 Abb., 1 Taf.; London.
- TRUSHEIM, F. (1935): Ein Labyrinthodontenrest aus dem Buntsandstein des Spessarts. – Cbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B. **1935**: 253–255, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1937): Ein neuer Stegocephalenrest aus dem Buntsandstein Mainfrankens. – Cbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B. **1937**: 249–259, 7 Abb.; Stuttgart.
- WEPFER, E. (1923): Der Buntsandstein des badischen Schwarzwaldes und seine Labyrinthodonten. – Monogr. Geol. Paläont., **2**, 1, 101 S., 44 Abb.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 21. 2. 1985

Stratigraphie und Fauna des Unteren und Mittleren Wellenkalkes (Unteranis/Pelson) von Mös (Bl. 5423 Groöenlöder)

Von

DIETHELM BAUMGARTE und MANFRED SCHULZ*

Kurzfassung: Der Untere Muschelkalk ist in 2 Steinbrüchen in der Fuldaer Grabenzone E Mös aufgeschlossen (Bl. 5423 Groöenlöder, R 35 36 54, H 56 05 62 und R 35 36 94, H 56 06 50). Ein ungestörtes Profil der Schichtenfolge von der Röt/Muschelkalk-Grenze bis zur Terebratel-Zone ergibt folgende Mächtigkeiten:

Terebratel-Zone	: 6 m
Mittlerer Wellenkalk	: 28 m
Oolith-Zone	: 7 m
Unterer Wellenkalk	: 35 m

Bemerkenswerte Fossilfunde aus dem Unteren Wellenkalk: Vertreter der Ophiuridea, *Arenorbis* n. sp., aus der Oolith-Zone: *Thamnasteria silesiaca* BEYRICH, *Undularia scalata* (SCHLOTHEIM), zahlreiche weitere Gastropoden und *Beneckeia buchi* (ALBERTI) und aus dem Mittleren Wellenkalk: *Serpianites antecedens* (BEYRICH) werden beschrieben.

Abstract: A section of the Lower Muschelkalk Formation (Triassic, Anisian) from 2 quarries located east of the village of Mös (near Fulda, eastern Hessen) is described. The thickness of the succession of fossiliferous marlstones and marly and oolitic limestones corresponds with that known from the northern part of Hessen:

Terebratel-Zone	: 6 m
Mittlerer Wellenkalk	: 28 m
Oolith-Zone	: 7 m
Unterer Wellenkalk	: 35 m

Some remarkable fossils occur in the Unterer Wellenkalk: *Arenorbis* n.sp. (Ophiuridea), in the Oolith-Zone: *Thamnasteria silesiaca* BEYRICH, *Undularia scalata* (SCHLOTHEIM) and other gastropods, and *Beneckeia buchi* (ALBERTI); in the Mittlerer Wellenkalk: the tethyan ammonoid *Serpianites antecedens* (BEYRICH).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	70
2. Geologische Übersicht	70
3. Stratigraphie	71
3.1. Die Röt/Muschelkalkgrenze und der Untere Wellenkalk	71
3.2. Die Oolith-Zone und der Mittlere Wellenkalk	72

* D. BAUMGARTE, Mittelbinge 6, 3500 Kassel; M. SCHULZ, Martin-Luther-Ring 11, 6402 Groöenlöder.

4. Fossilführung	73
<i>Thammasteria silesiaca</i> BEYRICH	76
<i>Arenorbis</i> n.sp.	77
Gattung <i>Undularia</i>	79
Gattung <i>Neritaria</i>	82
Gattung <i>Omphaloptycha</i>	83
<i>Angularia extracta</i> (BERGER)	86
cf. <i>Pleurotomaria</i>	88
<i>Trachynerita gaillardoti</i> (LEFROY)	88
<i>Beneckia buchi</i> (ALBERTI)	88
<i>Serpianites antecedens</i> (BEYRICH)	88
5. Profil im Stbr. Otterbein (Terebratel-Zone bis Röt)	90
6. Schriftenverzeichnis	92

1. Einleitung

Der Untere Muschelkalk bietet mit seiner großen Mächtigkeit und einer gewissen Eintönigkeit seiner Ablagerungen häufig das Bild eines für den Paläontologen wenig dankbaren Abschnitts der Germanischen Trias. Die Gewinnung einer einigermaßen vollständigen Makrofauna ist eine überaus zeitaufwendige Arbeit. Es ist deshalb ein Glücksfall, daß es in den Steinbruchbetrieben Meister und Otterbein (Bl. 5423 Großenlüder) über Jahre hindurch möglich war, systematisch im Unteren Muschelkalk zu sammeln und so eine reiche Fauna zu bergen (W. KOCH, P. KRAUTWIG, M. SCHULZ und F. KELLER).

Für das freundliche Entgegenkommen beider Firmen, sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt. Dies gilt besonders den Herren Betriebsleiter A. HASENAUER und Betriebsingenieur A. PHILIPP (Firma Otterbein) sowie der Betriebsleitung der Firma Meister. Dank gebührt ferner den Herren F. KELLER, W. KOCH und P. KRAUTWIG, alle Großenlüder, sowie E. KRAMM, Mittelrode, für die Überlassung von Material und Arbeitsunterlagen. Die Herren Dr. h.c. E. BUSSE†, Kassel, und H. HAGDORN, Ingelfingen, gaben Hinweise und Ratschläge. Dr. H. HESS, Binningen, überprüfte liebenswürdigerweise die gefundenen Ophiuren. Auch ihnen ist zu danken.

2. Geologische Übersicht

Das Bl. 5423 Großenlüder der Geologischen Karte von Hessen 1:25 000 umfaßt einen Teil der Triaslandschaft, die sich unmittelbar an den Ostrand des Vogelsberges anschließt, dessen vulkanische Ablagerungen noch ins Blattgebiet hineinreichen. Dominierend ist der Mittlere Buntsandstein. Er wird von einem hercynisch streichenden Grabensystem durchschnitten, dessen mittlerer Teil (der Großenlüderer Graben) das Blattgebiet diagonal aufteilt. Der Lauterbacher Graben bildet seine Fortsetzung nach NW, der Fuldaer Graben nach SE. Der Graben ist insgesamt knapp 40 km lang. In den Grabenschollen sind die jüngeren Abteilungen der Trias und, in geringem Umfang, Jura erhalten. Die drei Graben-Teilstücke sind gegeneinander versetzt, sie verlaufen gestaffelt und z. T. parallel zueinander.

Das Muschelkalkvorkommen von Müs gehört zu einem Quergraben zwischen Großenlüderer Graben und Lauterbacher Graben (Müser Graben, LEMKE 1937). Dieser Graben wird im W begrenzt durch eine Fortsetzung der SW-Randstörung des Lauterbacher Grabens und im E durch die SW-Randstörung des Großenlüderer Grabens.

Der Müser Graben ist ca. 2 000 m lang und streicht etwa 45°. Seine Breite liegt etwa zwischen 300 und 900 m. Die Randstörungen im N und S grenzen ihn gegen den Buntsandstein ab.

Im Bereich der beiden untersuchten Vorkommen zwischen Müs und Großenlüder vergittern sich die Störungssysteme der hercynisch gerichteten Hauptgräben und des nahezu senkrecht dazu streichenden Quergrabens. Daraus resultiert eine ausgeprägte Bruchtektonik mit zahlreichen Spezialfalten, die zur Zeit der Bearbeitung in den Steinbrüchen am Weinberg S Müs (Otterbein) und am Langen Berg W Großenlüder (Meister) hervorragend aufgeschlossen war. Sie ist nicht Gegenstand dieser Untersuchung, führte aber zu stratigraphischen Interpretationsproblemen.

3. Stratigraphie

Die geologische Aufnahme des Bl. 5423 Großenlüder erfolgte durch BLANCKENHORN (1934). Er wies im Müser Graben alle Abschnitte des Muschelkalkes, aber auch Teile des Keupers nach. Die Aufnahme stützte sich u. a. auf eine Vielzahl kleiner Aufschlüsse, die restlos untergegangen sind. Der derzeitige Aufschluß des Kalkwerks Otterbein liegt im Unteren Muschelkalk; im Steinbruch Meister sind auch Mittlerer und Oberer Muschelkalk aufgeschlossen. Mittlerer Muschelkalk, Trochitenkalk und Ceratitenschichten sind außerdem durch Lesesteine und Lesefunde von Fossilien belegt. Das in örtlichen Aufsammlungen vorhandene Material reicht von *Paraceratites (Progonoceratites) pulcher* RIEDEL als ältester bis zu *Discoceratites dorsoplanus* PHILIPPI als jüngster Form.

Das bearbeitete Profil umfaßt den Grenzbereich Röt/Wellenkalk, den Unteren Wellenkalk (W1), die Oolith-Zone, den Mittleren Wellenkalk (W 2) und die Terebratel-Zone, nach KOZUR also $\mu_{1\beta}$, $\mu_{1\beta 00}$ und $\mu_{1\gamma}$ vollständig. Die Terebratel-Zone wurde wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse aber nicht eingehend bearbeitet.

Die beschriebene Schichtfolge war zur Zeit der Bearbeitung gut aufgeschlossen. Sie lag im zentralen Bereich des von S nach N fortschreitenden Abbaues der Firma Otterbein. Dieser erfolgt in drei Strossen. Auf seiner unteren und mittleren Sohle war ein überwiegend flach von E nach W orientiertes Einfallen der Schichten zu beobachten. Einige Störungen mit Sprunghöhen bis zu etwa 2 m und gelegentliche Schleppungen belegen die kleinräumige Graben- und Abschiebungstektonik. Auf der obersten der drei Strossen mit dem am weitesten nach N fortgeschrittenen Abbau tritt gegen den Mittleren Muschelkalk hin, der mit dem Wellenkalk topographisch auf gleicher Höhe liegt, eine komplizierte Spezialfaltung mit z. T. seigerer Schichtstellung hinzu. Der Aufschluß weist sowohl hinsichtlich seiner Schichtfolge als auch in seiner Fauna einige Besonderheiten auf, die ihn gegen die in Nord- und Mittelhessen bisher beobachteten Verhältnisse abheben.

3.1. Die Röt/Muschelkalkgrenze und der Untere Wellenkalk (W1)

Mit der Problematik einer einheitlichen Grenzziehung, die für alle Bereiche des Germanischen Beckens Gültigkeit haben kann, befaßten sich bereits zahlreiche Autoren. In den Stbr. Meister und Otterbein ist der Röt nur in geringem Umfang aufgeschlossen. Er endet im Hangenden mit einer Wechselfolge von grauen und gelben Mergeln und Dolomiten

(s. Textprofil). Dunkelgraue Ton/Schluffsteine sind das jüngste Glied dieser Abfolge. Darüber liegt eine ca. 45 cm mächtige Bank graugelben, im Zustand der Durchfeuchtung leuchtend gelben, und deutlich tonigen Kalkes. Eine 15 cm starke, dichte und dunkelgraue, an den Kluffflächen braune bis gelbe Kalkbank darüber signalisiert dann einen augenfälligen Wechsel der Lithofazies. Der liegende tonige Gelbkalk (45 cm) schließt den Röt im Hangenden ab.

Das darauf folgende Kalkbänkchen (15 cm) wird hier als Schicht 1 dem Wellenkalk zugerechnet. Darüber befindet sich eine rund 90 cm mächtige dunkel- bis braungelbe Kalkbank. Außer einer darin aufgefundenen Wirbeltierrippe wurden weitere Fossilien in diesem Niveau bisher nicht nachgewiesen. Es folgen 120 cm Plattenkalk und 10 cm Ton, denen eine 130 cm mächtige, teils kristalline, teils oolithische und zu den Klüften und Schichtfugen hin mürbe werdende Bank aufliegt („Grenzoolith“ – richtiger: „grenznaher Oolith“). Lithofazielle Ausprägung und reiche Fossilführung – vor allen Dingen Gastropoden – erinnern außerordentlich stark an die Oolithbank β in ihrer für Kurhessen charakteristischen und häufigen Ausprägung. Die Röt/Muschelkalkgrenze wird also markiert durch das unvermittelte Einsetzen karbonatischer Sedimente. HICKETHIER und HORN (Wiesbaden; mündl. Mitt.) legen die Grenze an die Unterkante einer konglomeratischen Kalkbank 0,72 m (Stbr. Otterbein) und 0,80 m (Stbr. Meister) unter der Basis der 1,30 m dicken Oolithbank.

Im benachbarten Stbr. Meister ist der „Grenzoolith“ mächtiger. Er führt Lagen von Schill und die Ooide sind z. T. ausgelöst, so daß ein partiell schaumiger Charakter besteht.

Der dann folgende Untere Wellenkalk zeigt das übliche Bild einer Wechselfolge von unterschiedlich mächtigen Bänken dichten, grauen Kalkes, Wellenkalkpaketen unterschiedlicher Festigkeit und Ausbildung, eingeschobenen Tonlagen und kristallinen bis oolithischen, fossilführenden Kalkbänkchen. Im mittleren Bereich des W1 wurden Belastungsmarken, sog. „load casts“, festgestellt. Etwa 13 m über der Grenze zum Röt liegt eine Schicht mit zahlreichen Ophiuren. Auch WAGNER (1897) erwähnt in gleicher stratigraphischer Position, bezogen auf die Rötgrenze, Ophiuren „in guter Erhaltung“ bei Jena.

Die Gesamtmächtigkeit des Unteren Wellenkalkes W1 liegt in Müs mit knapp 35 m im Rahmen des für Kurhessen bisher bekannten Durchschnittes. Die für die benachbarten Bl. 5224 Eiterfeld, 5225 Geisa, 5124 Bad Hersfeld und 5324 Hünfeld mitgeteilten Mächtigkeiten werden um 6–8 m übertroffen. Ein Vergleich mit der Zyklengliederung nach SCHULZ (1972) wurde nicht unternommen.

3.2. Die Oolith-Zone und der Mittlere Wellenkalk (W2)

Die Oolith-Zone ist 6,75 m mächtig. Die Oolithbank α mißt 110 cm. Sie zeichnet sich in ihrem oberen Teil durch ein gehäuftes Vorkommen von *Beneckeia buchi* in guter Erhaltung aus. Auch diese Feststellung stimmt mit WAGNER (1897) für die Verhältnisse bei Jena überein. VOLLRATH (1923) erwähnt eine Beneckeien-Bank SW des Mains in sandig-glimmeriger Ausbildung und nicht gesicherter stratigraphischer Stellung, die aber der Oolithbank α entsprechen dürfte. Auf den ersten Blick fällt auf, daß zwischen den beiden Oolithbänken das in Kurhessen stets vorhandene, charakteristische gelbe Zwischenmittel zu fehlen scheint. Dieser Umstand erschwert zunächst das schnelle Auffinden der Oolith-

Zone. Der Befund trifft jedoch nur bei schnell fortschreitendem Abbau zu. Die 55 cm mächtige Schicht 42 des Textprofils nimmt nach einiger Zeit der Anwitterung die charakteristische gelbe Farbe an. Zwischen ihr und der unterlagernden Oolithbank α liegt ein 4,30 m mächtiges Wellenkalkpaket, an dessen Oberkante *Encrinus* sp. gefunden wurde.

Die rund 80 cm mächtige Oolithbank β zeichnet sich durch eine auffällige Fossilführung aus. Neben zahlreichen Lamellibranchiaten und Gastropoden, z. T. in Ersatzschalenerhaltung, wurde aus ihr eine große Zahl von Undularien-Steinkernen von meist überdurchschnittlicher Größe geborgen. Außerdem wurden Korallen gefunden. Eine vergleichbare Fauna in diesem Niveau ist aus Kurhessen bisher nicht bekannt geworden.

Der Mittlere Wellenkalk ist 28,25 m mächtig. Auch er weist die charakteristische Wechselfolge des Unteren Muschelkalkes auf. Sie wird von unten nach oben zunehmend eintöniger und undifferenzierter. Die letzten rd. 20 m unter der Unteren Terebratelbank bestehen überwiegend aus dicht gepackten und festen Abfolgen eines feinschichtigen Wellenkalkes, der meist noch ein ausgeprägtes Wühlgefüge aufweist. 8,10 m unter der Unteren Terebratelbank konnte das *Spiriferina*-Bänkchen in sehr unauffälliger Ausbildung nachgewiesen werden. Äquivalente zu den thüringischen Konglomeratbänken f_1 und f_2 im Sinne von WAGNER können an den jeweils im Textprofil angegebenen Stellen vermutet werden. Nach BUSSE (1956) sind diese beiden Konglomeratbänke im Stadtgebiet von Kassel nachgewiesen.

In den unteren Teil der Schichtfolge W2 legt KOZUR (1974) seine Grenze Unteranis/Pelson. Sie ist bei ihm paläontologisch gebunden an die Obergrenze einer „assemblage zone“ mit *Myophoria vulgaris*, *Beneckeia buchi* und *Dadocrinus*. Die biofaziellen Verhältnisse lassen es nicht zu, in Müs diese Grenzziehung nachzuvollziehen. Die meisten von KOZUR (1974) aufgelisteten Makrofossilien sind auch hier nachweisbar. Es handelt sich dabei aber überwiegend um Durchläufer.

4. Fossilführung

Aus den Steinbrüchen Meister und Otterbein liegt eine reiche Fauna vor. Auffallend ist dabei ein hoher Anteil an Gastropoden. Das Fossilmaterial der „Grenzoolithbank“ ist gut überliefert. Die Schalen sind rekristallisiert, Feinstrukturen aber nur ausnahmsweise erhalten, zumal das Material von geringer Größe ist. Gut brauchbare Exemplare sind innerhalb des W1 und W2 im wesentlichen an die Fossilhorizonte in meist oolithisch-kristalliner Ausbildung gebunden. Es überwiegt Steinkernerhaltung. Auskleidung der Hohlräume mit Calcitapeten täuscht gelegentlich Ersatzschalen vor. Die Bestimmung des umfangreichen Materials stößt z. T. auf erhebliche Probleme. Während eine Zuordnung der Zweischaler meist keine Schwierigkeiten macht, ist die Bestimmung der Gastropoden nur unter Vorbehalten möglich. Die Fassung der Gattungen und Arten ist häufig unscharf. Die Summe der zu berücksichtigenden Merkmale kann nur bei idealer Erhaltung – es gibt sie kaum – festgestellt werden.

Eine Revision der gesamten Gastropodenfauna des Germanischen Muschelkalkes, wie sie z. B. GRÜNDEL (1980) anregt, erscheint dringend notwendig. Unbedingt erforderlich ist sie für die Formenkreise um *Omphaloptycha*, *Trypanostylus*, *Loxonema/Zygopleura* sowie *Neritaria*, *Hologyra* und *Natica*. An Hand des niederhessischen und osthessischen Materials

Tab. 1. Fossilliste

	"Grenzoolith"	W 1	Oolithbank α	Oolithbank β	W 2
<i>Thamnasteria silesiaca</i> BEYRICH				•	
<i>Rhizocorallium commune</i> SCHMID		•			•
<i>Encrinus aculeatus</i> MEYER cf. <i>Encrinus</i>		•		•	•
<i>Arenorbis</i> n. sp.		•			
<i>Coenothyris vulgaris</i> (SCHLOTHEIM) <i>Spiriferina fragilis</i> (SCHLOTHEIM)				•	•
<i>Astartellopsis triasina</i> (ROEMER)	•				
<i>Bakevellia modiola</i> (FRECH)			•		
<i>Costatoria curvirostris</i> (SCHLOTHEIM)		•	•	•	•
<i>Enantiostreon difforme</i> (SCHLOTHEIM)		•	•		•
<i>Entolium discites</i> (SCHLOTHEIM)	•	•	•	•	
<i>Gervillia mytiloides</i> (SCHLOTHEIM)	•	•	•	•	
<i>Hoernesia socialis</i> (SCHLOTHEIM)		•			•
<i>Leptochondria</i> cf. <i>morrissi</i> (GIEBEL)	•				
<i>Leptochondria liscaviensis</i> (GIEBEL)			•		
<i>Lyriomyophoria elegans</i> (DUNKER)	•			•	
<i>Myophoria vulgaris</i> (SCHLOTHEIM)		•			
<i>Mytilus eduliformis praecursor</i> (FRECH)		•		•	
<i>Neoschizodus laevigatus</i> (ZIETEN)	•	•	•	•	•
<i>Neoschizodus laevigatus elongatus</i> (PHILIPPI)	•	•			
<i>Neoschizodus ovatus</i> (GOLDFUSS)	•	•	•	•	•
<i>Palaeonucula goldfussi</i> (ALBERTI)	•	•		•	
<i>Plagiostoma striatum</i> (SCHLOTHEIM)		•			•
<i>Plagiostoma lineatum</i> (SCHLOTHEIM)	•	•	•	•	•
<i>Pleuronectites laevigatus</i> (SCHLOTHEIM)	•	•	•		
<i>Pseudocorbula gregaria</i> (MÜNSTER)	•				
<i>Schafhäutlia plana</i> (MÜNSTER)	•				
<i>Schafhäutlia cingulata</i> (STOPPANI)	•				
<i>Schafhäutlia liscaviensis</i> (ASSMANN)	•				
<i>Septihoernesia subglobosa</i> (CREDNER)		•	•		
<i>Septihoernesia funicularis</i> (M. SCHMIDT)		•			
<i>Laevidentalium regulare</i> ASSMANN	•	•	•	•	•
<i>Angularia extracta</i> (BERGER)				•	•
cf. <i>Coelocentrus</i>				•	
<i>Discobelix (Amphitomaria) arietina</i> (SCHLOTHEIM)				•	•
<i>Loxonema fritschi</i> (PICARD)	•				
<i>Loxonema loxonematoides</i> (GIEBEL)	•	•	•	•	•
<i>Loxonema obsoletum</i> (ZIETEN)	•	•	•	•	•
<i>Loxonema</i> sp.			•		
<i>Naticella bergeri</i> PICARD				•	
<i>Natiria paucicostata</i> (PICARD)				•	

	"Grenzoolith"	W1	Oolithbank α	Oolithbank β	W2
<i>Neritaria cognata</i> (GIEBEL)	•		•	•	•
<i>Neritaria depressa</i> PICARD	•				
<i>Neritaria cf. mandelslohi</i> (KLIPSTEIN)	•				
<i>Neritaria prior</i> PICARD	•				
<i>Neritaria cf. sphaeroidica</i> PICARD			•		
<i>Neritaria cf. subincisa</i> KITTL				•	•
<i>Neritaria</i> sp.		•	•		•
<i>Omphaloptycha ablburgi</i> ASSMANN	•				
<i>Omphaloptycha cf. alta</i> (GIEBEL)	•				
<i>Omphaloptycha gregaria</i> (SCHLOTHEIM)			•	•	•
<i>Omphaloptycha gregaria</i> var. <i>extensa</i> PICARD	•				•
<i>Omphaloptycha cf. kneri</i> (GIEBEL)	•		•		•
<i>Omphaloptycha cf. liscaviensis</i> (GIEBEL)				•	
<i>Omphaloptycha rhenana</i> (KOKEN)	•		•		•
<i>Omphaloptycha cf. rhenana</i> (KOKEN)	•				
<i>Omphaloptycha cf. schüttei</i> (GIEBEL)	•				
<i>Omphaloptycha cf. stotteri</i> (KLIPSTEIN)	•				
<i>Omphaloptycha turris</i> (GIEBEL)	•				
<i>Omphaloptycha</i> sp.	•				
cf. <i>Pleurotomaria</i> sp.				•	
<i>Stereokion hohensteini</i> (GRUBER)				•	
<i>Trachynerita gaillardoti</i> (LEFROY)				•	
<i>Trypanostylus cylindricus</i> PICARD	•				
<i>Trypanostylus ascendens</i> BÖHM	•				
<i>Trypanostylus rectelineatus</i> PICARD					•
<i>Undularia scalata</i> (SCHLOTHEIM)			•	•	
<i>Undularia scalata dux</i> PICARD				•	
<i>Undularia</i> sp.				•	
<i>Worthenia cf. brancoi</i> (AHLBURG)				•	•
<i>Worthenia elatior</i> PICARD				•	•
<i>Worthenia elatior maxima</i> PICARD				•	•
<i>Worthenia depressa</i> ASSMANN		•			
<i>Worthenia hausmanni</i> (GOLDFUSS)			•	•	•
<i>Worthenia leysseri</i> (GIEBEL)	•			•	•
<i>Zygopleura rectecostatum</i> (PICARD)					•
<i>Zygopleura zekelii</i> (GIEBEL)					•
<i>Germanonautilus bidorsatus</i> (SCHLOTHEIM)		•			
<i>Germanonautilus dolomiticus</i> (QUENSTEDT)		•			
<i>Beneckeia buchi</i> (ALBERTI)	•	•	•		
<i>Serpianites antecedens</i> (BEYRICH)					•
<i>Acrodus</i> sp.	•				
<i>Colobodus</i> sp.	•				
Wirbeltierreste*	•	•	•	•	•
<i>Placodus</i> sp.	•			•	•

*Treten bereits im Grenzgelbkalk auf.

dürfte eine Bearbeitung jedoch kaum durchzuführen sein, da es quantitativ nicht und qualitativ nur ausnahmsweise ausreicht.

Der Versuch einer Einordnung in die bestehende Gliederung und eine Beschreibung des Materials wurde bei den Mollusken von Müs deshalb auch nur dann vorgenommen, wenn ausreichend erhaltene Fossilien vorhanden waren. Nicht alle der vorerwähnten Gastropoden-, „gattungen“ erfüllen diese Voraussetzungen. Von herausragendem Interesse sind jedoch einige Funde von Schlangensteinen und Korallen. Sie werden eingehend behandelt.

Das vorliegende Material wurde in erster Linie aus der „Grenzoolithbank“ mit reicher Gastropodenfauna, ferner aus der Oolithbank α mit der gehäuften Führung von *Beneckeia buchi* und der Oolithbank β , die sich in Müs durch zahlreiche und auffällig große Undularien auszeichnet, gewonnen. Außerdem ist Schicht 49 des Profils zu erwähnen. Tab. 1 gibt Aufschluß über die Verteilung der Arten auf diese Horizonte und ihre Vorkommen im W1 und W2. Ihre Zuordnung erfolgt unter den erwähnten Vorbehalten.

Thamnasteria (Syn. *Thamnastraea*) *silesiaca* BEYRICH
(Abb. 1)

Material: Mehrere Fragmente von Stöcken bzw. Kolonien aus Oolithbank β .

Korallen gehören in der Germanischen Trias von Kurhessen zu den Seltenheiten. Zuletzt beschrieb NOSHOKATY (1972) *T. concinna* aus dem Trochitenkalk des Diemelgebietes. In seiner Arbeit über die Korallen des Muschelkalkes bezieht sich WEISSERMEL (1925: 1, 2) auf einen Text von BLANCKENHORN, der über ein Vorkommen schlecht erhaltener, büschelförmiger Korallen (*Calamophyllia*) in der Terebratel-Zone von Bl. 5324 Hünfeld berichtet. Der Erhaltungszustand ließ eine präzise Bestimmung nicht zu. Neben den nicht eben häufigen Funden von Müs ist aber in jüngster Zeit auf Bl. 5324 Hünfeld erneut gutes Material gefunden worden, das ebenfalls zur vorliegenden Art gehört.

Das Fundmaterial beider Lokalitäten ist gebunden an ein hochenergetisches Milieu mit zahlreichen Aufarbeitungsgeröllen. In Müs ist dies die Oolithbank β , deren unterer Teil Intraklasten führt. Auf Bl. 5324 Hünfeld handelt es sich um die *Spiriferina*-Bank. In beiden Fällen „besiedeln“ die Kolonien stets das Innere unterschiedlich großer Hohlräume. Dies läßt nur die Deutung zu, daß im Zuge von Sturmereignissen neben mehr oder weniger verfestigtem Sediment auch unterschiedlich große Bruchstücke von Korallenstöcken umgelagert und eingebettet wurden, nachdem sie zuvor von ihrer Unterlage oder aus ihrem Verband gelöst worden waren. Nach Einbettung in das Sediment wurde das calcitische Gerüst der Korallen im Zuge der Diagenese gelöst und fortgeführt. Es liegen hier also nur die Ausfüllungen der intraseptalen Räume der ehemaligen Stöcke, besser der peripheren Einzelkorallen, als Negativ vor. Abb. 1 zeigt einen Ausschnitt von ca. 7×10 mm aus einer kleinen „Kolonie“. Es sind neun einzelne Polypare zu erkennen. Die für *Thamnasteria* typische confluenta Anlage der Septen bei fehlender Kelchumgrenzung wird deutlich. Das Fundmaterial läßt den Schluß zu, daß die beschriebene Art nur kleine Kolonien bildet. Polster von einigen Quadratdezimetern erreichen eine Dicke von nur wenig mehr als 1–2 cm.

Aufbewahrungsort: Slg. KELLER und SCHULZ.



Abb. 1. *Thamnasteria silesiaca* BEYRICH, Mös., Stbr. Otterbein, Oolithbank β ; Bildausschnitt ca. 7×10 mm.

Arenorbis n. sp.

(Abb. 2)

Material: 1 fast vollständiges Exemplar und Fragmente aus W 1, Scht. 21.

Vertreter der Unterklasse Ophiuroidea GRAY gehören im niederhessischen Muschelkalk zu den Seltenheiten. Bisher waren nur wenige Funde bekannt geworden. Diese wurden vornehmlich der Gattung *Acroura* AGASSIZ zugeordnet. Nach HESS (1965) handelt es sich dabei um ein „nomen dubium“. An seine Stelle hat *Aplocoma* D'ORBIGNY 1852 zu treten. Aus einer Partie dichten, mikritischen Kalkes der Scht. 21 unseres Profils stammen stark zerfallene Ophiuren-Reste und ein wohlerhaltenes Exemplar, das der der Familie der Aplocomidae vermutlich nahestehenden Gattung *Arenorbis* zuzurechnen ist. Es ist zu seinen Lebzeiten unter eine mit der Wölbung nach oben und damit stabil eingeregelt Einzelklappe einer nicht mehr zu bestimmenden Muschel geraten.

Die Körperscheibe liegt unter dem höchsten Teil des Schalgewölbes, die Arme haben sich dem inneren Schalenrand angelegt. Eine Verfüllung der Höhle mit Sediment erfolgte nicht. Das Ergebnis ist eine z. T. ungewöhnlich gute Erhaltung. In dem offenbar recht engen „Käfig“ ist die Dorsalseite des Tieres mit dem schützenden Gewölbe nach Auflösung der Muschelschale fest verbunden worden. Die Ventralseite liegt frei. Eine derartige Form der Einbettung wird auch von MÜLLER (1969) für Ophiuroidea aus dem Hauptmuschelkalk

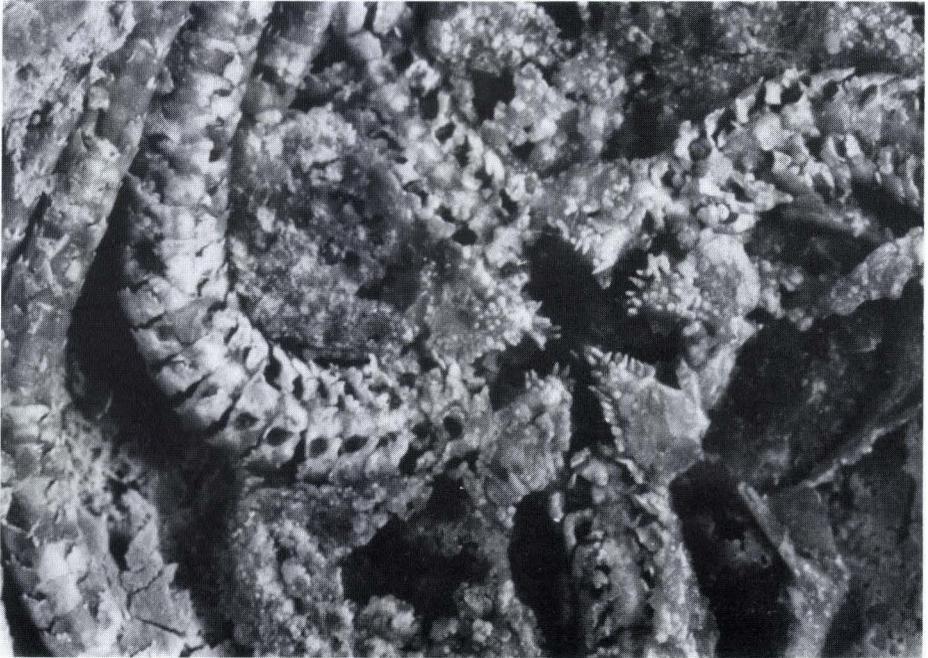


Abb. 2. *Arenorbis* n. sp., Mös, Stbr. Otterbein, Unterer Wellenkalk, Bildausschnitt ca. 10×20 mm.

von Crailsheim beschrieben. Im Gegensatz zu diesem Material ist aber das vorliegende Exemplar nicht durch Sammelkristallisation deformiert.

Die Arme lassen die sie umgebenden unteren Schilde – Ventralia – und seitlichen Schilde – Lateralia – gut erkennen. Eine Vereinigung zu einem geschlossenen Ambulacralwirbel ist nicht festzustellen. Zwischen den einzelnen Elementen sind deutliche Nähte zu erkennen. Die Lateralia sind besetzt mit je fünf zum distalen Ende der Arme gerichteten feinen Zähnnchen oder Dornen. An den Bruchstellen zeigen sie die für Echinodermata charakteristische spätige Kristallisation. Die Armlänge beträgt, gemessen von ihrer Basis unmittelbar am Kauapparat, ca. 60 mm. Rund 8 mm davon verlaufen innerhalb der Körperscheibe. Die Bursae sind deutlich. Die Körperscheibe ist zerstört und läßt keine Strukturen erkennen. Der fünfspaltig-sternförmige Mund ist gut erhalten. Die Kiefer sind unregelmäßig (erhaltungsbedingt?) bezahnt. Die „Zähnnchen“ liegen nicht nur in der Oralebene einander gegenüber, sondern laufen auch auf einem medianen Grat der Kieferelemente in den Kauapparat hinein. Sein Durchmesser beträgt knapp 8 mm, der der Körperscheibe 22–23 mm.

Für die Bestimmung und Zuordnung zur Gattung *Arenorbis* ist Dr. HESS, Binningen, zu danken. Er stellte bei seiner Überprüfung fest, daß es sich um eine bisher nicht beschriebene Art handelt. Eine eingehende Bearbeitung in anderem Rahmen wird angestrebt.

Gattung *Undularia* KOKEN 1892

Die Gattung ist im kurhessischen Muschelkalk und in den angrenzenden Gebieten weit verbreitet. Obwohl überwiegend in Steinkernerhaltung überliefert, ermöglicht deren charakteristische Gestalt in der Regel eine problemlose Zuordnung zumindest zur Gattung. Dies trifft besonders auf die relativ großen Exemplare, wie sie in den Terebratelbänken fast überall zu finden sind, zu. Kleinere Exemplare, etwa aus den Oolithbänken, sind, obwohl gerade dort häufig in Ersatzschalenerhaltung, nicht immer leicht zu bestimmen, zumal die Übergänge vor allem zur Gattung *Loxonema* PHILIPPS 1841 mitunter fließend erscheinen. PICARD (1904) machte den Versuch, aus dem ihm vorliegenden Material mehrere Arten auszuscheiden, denen er aufgrund ihrer stratigraphischen Position innerhalb des Unteren Muschelkalkes glaubte Leitfunktion zuerkennen zu können. Die so gewonnene Einteilung wurde schon verschiedentlich, zuletzt von GRÜNDEL (1980), in Frage gestellt. Diese Auffassung erfährt ihre Bestätigung durch das reiche Fundmaterial aus Oolithbank β des Profils Müs. Hier sind in einem Horizont mit wechselnder Ausbildung alle drei „Arten“, die von PICARD (1904) aufgestellt wurden, gleichzeitig anzutreffen. Sie sind durch fließende Übergänge miteinander verbunden. Eine Trennung erscheint nicht angezeigt.

Undularia scalata (SCHLOTHEIM)

Material: 39 Steinkerne aus Oolithbank β ; 1 Steinkern aus Oolithbank α .

Es ist aus dem kurhessischen Raum bisher kein Vorkommen bekannt geworden, das eine auch nur annähernd gleiche Zahl von *Undularia* in vergleichbarer Größe geliefert hätte. Sie schwankt zwischen 34 mm und 145 mm, davon 18 Exemplare mit einer Länge über 100 mm. Der Apikalwinkel schwankt zwischen 22 und 33°. Die vorliegenden Exemplare sind damit erheblich schlanker, als dies von PICARD (1904) dargestellt wird. Er teilt einen Gehäusewinkel von 32–36° mit. Das Material von Müs zeigt auch im Steinkern den typischen Habitus der *Undularia scalata* s. str. Die in Bruchstücken vorliegenden Abdrücke bestätigen die Beschreibung der Nahtausbildung. Die von PICARD (1904) aufgestellte Art *Undularia tenuicarinata* beruht im wesentlichen auf einem Gehäusewinkel von 26° und dem Vorkommen, das auf die tieferen Lagen des mu beschränkt ist. Beide Feststellungen werden nicht bestätigt. Es kann eine lückenlose morphologische Reihe unterschiedlich „schlanker“ Exemplare aufgestellt werden. Fast das gesamte Material entstammt einem Horizont.

GRÜNDEL (1980) hält eine artliche Trennung von *U. scalata* und *U. tenuicarinata* für nicht möglich. Es wird vorgeschlagen, letztere Art mit *U. scalata* zu vereinigen.

Aufbewahrungsort: Slg. BAUMGARTE, KELLER und SCHULZ.

Undularia scalata dux PICARD

(Taf. 1 Fig. 2)

Material: 3 Steinkerne aus Oolithbank β .

Es liegen vor: Ein Steinkern von 152 mm Länge mit einem Apikalwinkel von 31°, ein Steinkern von 155 mm Länge mit einem Apikalwinkel von 28° und ein Steinkern von 170 mm Länge mit ebenfalls 28° Gehäusewinkel. Diese drei Exemplare sind damit weniger schlank als das Material von PICARD, (1904), der 25° angibt. Außerdem sind die von ihm erwähnten Stücke deutlich kleiner. Die äußere Gehäuseskulptur kann an den vorliegenden Bruchstücken von Abdrücken nur unvollkommen beobachtet werden. Stark ins Auge fallende Abweichungen in der Ausbildung der Suturen gegenüber *U. scalata* werden nicht

deutlich. Die für *U. dux* als charakteristisch genannte laterale Konkavskulptur der Umgänge beschränkt sich ausgeprägt auf den letzten und weniger deutlich auf den vorletzten Umgang. Bis zu diesem Zeitpunkt der Ontogenese bietet der Steinkern die normale Skulptur von *U. scalata*. In juvenilem Stadium eingebettet, hätten die vorliegenden Stücke ohne Zweifel dazu gestellt werden müssen. Der Konkav-Skulptur ist demnach der Wert eines Altersmerkmals beizumessen. Dieses tritt aber nicht zwingend bei jedem großwüchsigen Exemplar auf. Alle der vorbehaltlos zu *U. scalata* zu stellenden Exemplare zeigen auch dann keine Konkavskulptur, wenn sie die Größenordnung der vorbeschriebenen drei Exemplare nahezu erreicht haben. Der Schluß, daß es sich um ein Altersmerkmal handelt, welches jedoch nicht zwingend auftritt, erscheint zulässig.

PICARD (1904) beschränkt das Vorkommen der Form auf die Schaumkalk-Zone und gesteht ihr leitende Funktion zu. Dies ist nicht der Fall. Die Vergesellschaftung mit *Undularia scalata* s.str. innerhalb eines eng beschränkten Stratums macht die Zusammengehörigkeit deutlich.

Aufbewahrungsort: Slg. KRAUTWIG und SCHULZ.

Undularia sp.
(Taf. 1 Fig. 3)

Material: 1 Steinkern aus Oolithbank β .

Es liegt ein Steinkern vor, dessen Habitus von der gattungstypischen Form nicht unerheblich abweicht. Er ist 147 mm lang und bei einem Gehäusewinkel von 27° relativ schlank. Die einzelnen Umgänge sind im Verhältnis zu ihrer Breite etwas höher als die der

Tafel 1

- Fig. 1. *Angularia extracta* (BERGER)
Ausguß eines Hohldruckes aus Scht. 32; Höhe 20 mm.
- Fig. 2. *Undularia scalata dux* PICARD
Steinkern, Oolithbank β ; Höhe 152 mm.
- Fig. 3. *Undularia* sp.
Steinkern, Oolithbank β ; Höhe 139 mm.
- Fig. 4. *Neritaria prior* PICARD
Ersatzschalenexemplar, „Grenzoolith“; Breite des letzten Umganges 6 mm.
- Fig. 5. *Neritaria cognata* (GIEBEL)
Ersatzschalenexemplar, Oolithbank α ; Breite des letzten Umganges 7 mm.
- Fig. 6. *Neritaria depressa* PICARD
Ersatzschalenexemplar, „Grenzoolith“; Breite des letzten Umganges 10 mm.
- Fig. 7. *Trachynerita gaillardoti* (LEFROY)
Steinkern, Oolithbank β ; größte Breite des etwas deformierten Stückes 35 mm.



typischen Form. Sie sind voneinander durch eine tiefere Einkerbung getrennt. Die apikale Seite der Umgänge ist flach, die der Basis zugewandte hingegen stark gerundet. Der Steinkern wirkt dadurch breit getrept. Die Basis des Gehäuses bzw. Steinkernes kann nicht beobachtet werden. Sie verläuft jedoch zur Mündung hin ausgeprägt eiförmig und läßt die für *Undularia* sonst typische deutliche Kante vermissen. Die Form ähnelt der aus dem Hauptmuschelkalk bekannten Gattung *Chemnitzia*.

Aufbewahrungsort: Slg. SCHULZ.

Gattung *Neritaria* KOKEN 1892

PICARD (1904) faßt in der Gattung *Neritaria* kleine, kugelige Formen mit geblähten Windungen und undeutlicher (?) Spira zusammen. Weitere Merkmale sollen sein: eine feine Zuwachsstreifung sowie eine kallöse Innenlippe. Diese Merkmale können ihrem Charakter nach nur an Exemplaren in Ersatzschalenerhaltung nachgewiesen werden. Der Prozeß der Rekristallisation tilgt aber regelmäßig jedes feinere Skulpturmerkmal, so daß eine Zuordnung der Arten – und Gattungen – auf allgemeine Charakteristika ausweichen muß. Diese wiederum sind so beschaffen, daß auch die Gattung *Neritaria* unvertretbar stark aufgegliedert erscheint. Die von PICARD (1904) erwähnte undeutliche Spira scheint auf allgemeine Erhaltungsmängel hinzudeuten, die hier zum Gattungsmerkmal erhoben wurden. Hinzu kommt, daß im Germanischen Muschelkalk an vielen Stellen und in umfangreichen stratigraphischen Abschnitten nur mit Fossilien in Steinkernerhaltung gerechnet werden kann. Eine zumindest annähernde taxonomische Zuordnung ist dennoch unverzichtbar. Sie muß sich zwangsläufig am Habitus orientieren. Die grundsätzlich für alle Arten bestehende Unsicherheit wird durch den Vorbehalt „cf.“ bei einigen Arten noch verstärkt.

Das gesamt beschriebene und abgebildete Material der Gattung befindet sich in der Slg. SCHULZ.

Neritaria cognata (GIEBEL)

(Taf. 1 Fig. 5)

Material: 13 Exemplare mit unvollständig rekristallisierter Schale (Calcitapete?) aus Oolithbank α ; 11 Steinkerne *N. cf. cognata* aus Oolithbank β ; 3 Steinkerne aus Scht. 49.

BUSSE (1956, 1958, 1966, 1974a) teilt ihre Vorkommen aus dem gesamten niederhessischen Raum sowohl aus der Oolith-Zone als auch aus der Terebratel-Zone mit.

Neritaria depressa PICARD

(Taf. 1 Fig. 6)

Material: 5 Exemplare in Ersatzschalenerhaltung aus der „Grenzoolithbank“.

Ihr Vorkommen in Müs beschränkt sich nach dem vorliegenden Material auf die „Grenzoolithbank“. Dies entspricht nicht den bisher mitgeteilten Fundschichten. BUSSE (1974a) meldet ihr Vorkommen aus der Terebratel-Zone. Er erwähnt hierbei das Meißnergebiet und Funde im Bereich der Bl. 4521 Liebenau und 4821 Fritzlar.

Neritaria cf. mandelslohi (KLIPSTEIN)

Material: 2 Exemplare in Ersatzschalenerhaltung aus der „Grenzoolithbank“.

Dem gesamten Habitus nach müssen die vorliegenden Stücke zu *N. mandelslohi* gestellt werden. Nach SCHMIDT (1938) setzt die Art erst ab W 2 ein. Aus dem niederhessischen Raum wird über ihr Vorkommen im mu nicht berichtet.

Neritaria prior PICARD

(Taf. 1 Fig. 4)

Material: 14 Exemplare in Ersatzschalenerhaltung aus der „Grenzoolithbank“.

Das vorliegende Material kann aufgrund einer relativ guten Erhaltung ohne Bedenken zur Art gestellt werden, so wie PICARD (1904) sie beschreibt. Sie ist danach auf die Oolith-Zone beschränkt. Aus ihr soll die stratigraphisch höher angesiedelte *Neritaria prior* mut. *cognata* hervorgehen.

Diese wiederum erscheint bei SCHMIDT (1928) als selbständige Art neben *N. prior*. GRÜNDEL (1980), dem das Original PICARDS nicht vorlag, läßt die Stellung der Art offen. Überzeugende Merkmale für eine taxonomische Differenzierung der Arten sind nicht zu erkennen. SCHMIDT (1928) hält es für möglich, daß *N. prior* die Jugendform von *N. (prior mut.) cognata* ist.

In Müs ist die Form nicht an die Oolith-Zone, sondern an eine ausgeprägte oolithische Fazies gebunden, die sich bereits 235 cm über der Grenze Röt/Muschelkalk in Form des „Grenzooliths“ findet.

Ein mäßig erhaltenes Ersatzschalenexemplar aus Oolithbank α wird mit Vorbehalt als *Neritaria* cf. *sphaeroidica* bestimmt. BUSSE (1974a) nennt *N. sphaeroidica* aus der Terebratel-Zone vom Meißner und von Bl. 4721 Naumburg.

Neritaria cf. *subincisa* KITTL

Material: 11 Steinkerne aus Oolithbank β ; 11 Steinkerne aus Scht. 49.

SCHMIDT (1938) stellt die Art in den obersten Röt sowie in den W 1. Herausragendes taxonomisches Merkmal ist eine auffällige Abplattung des Gewindes. Die Spira erhebt sich dadurch treppenförmig über die Plattform des letzten Umgangs. Die vorliegenden Steinkerne lassen dieses Merkmal deutlich erkennen.

Gattung *Omphaloptycha* AMMON 1892

Die Definiton der Gattung ist von KITTL über PICARD letztlich unverändert von SCHMIDT (1928) übernommen worden. Es wird eine Vielzahl von morphologisch unterschiedlichsten Formen zusammengefaßt, deren phylogenetischer Zusammenhang nicht zwingend erscheint. Die Unübersichtlichkeit – 36 Arten bei SCHMIDT (1938) allein für die Germanische Trias – entsteht vor allem durch eine Aufgliederung ähnlicher Formen, die in diesem Umfang keine Rücksicht auf natürliche Variationsbreiten nimmt. GRÜNDEL (1980) vermutet eine zu weitgehende artliche Aufteilung und sieht auch zwischen morphologisch extremen Formen Übergangsmöglichkeiten.

Das gesamte beschriebene und abgebildete Material befindet sich in der Slg. SCHULZ.

Omphaloptycha ahlburgi ASSMANN

(Taf. 2 Fig. 2)

Material: 36 Ersatzschalenexemplare aus der „Grenzoolithbank“.

Die Art wird von ASSMANN (1923) als spitz kegelförmig, mit gewölbten Umgängen und Anwachsstreifen beschrieben und ebenso von SCHMIDT (1928) übernommen. Sie wird als selten bezeichnet. In Müs ist sie relativ häufig. Auch sind erhaltungsbedingt keine Anwachsstreifen zu beobachten Die Form ist charakteristisch und nicht leicht zu verwechseln. Mitteilungen über ihr Vorkommen in Kurhessen liegen nicht vor.

Omphaloptycha cf. *alta* (GIEBEL)
(Taf. 2 Fig. 4)

Material: 6 Exemplare in Ersatzschalenerhaltung aus der „Grenzoolithbank.“

Das geringe vorliegende Material läßt Anwachsstreifen nicht erkennen. Deutlich wird, daß die Umgänge zunächst flache, dann aber zunehmend gewölbte Flanken aufweisen. Die relativ große Form – nach SCHMIDT (1928) bis 50 mm Höhe – scheint nicht häufig zu sein. GRÜNDEL (1980) berichtet über ein Exemplar mit pupoidem Habitus, der hier jedoch nicht deutlich wird. Es bestehen Verwechslungsmöglichkeiten mit *Loxonema loxonematoides* GIEBEL, die zum Vergleich abgebildet wird (Taf. 2 Fig. 5). Ihr Vorkommen wird bisher berichtet aus der Terebratel-Zone des Meißnergebietes sowie von Bl. 4821 Fritzlar, 4621 Wolfhagen und 4521 Liebenau (BUSSE 1964, 1974a).

Omphaloptycha gregaria (SCHLOTHEIM)

Material: 3 Steinkerne aus Oolithbank α ; 8 Steinkerne aus Oolithbank β ; 1 Steinkern aus Scht. 49.

Die Art wird von allen Autoren als ungemein häufig beschrieben. Zahllose Steinkerne sind auch in M \ddot{u} s nachweisbar. Es liegen jedoch keine Ersatzschalenexemplare vor. GRÜNDEL (1980) hat diese Art ausführlich beschrieben. Sie ist im gesamten kurhessischen Raum nachgewiesen. In der Oolith-Zone scheint sie jedoch selten zu sein, nur zwei Mitteilungen von BUSSE (1956) und BUSSE & RÖSING (1957) aus dem Raum Kassel – Wolfhagen liegen vor. Dies stimmt mit den örtlichen Verhältnissen überein. Außerordentlich häufig ist die Art sodann im gesamten W2 und darüber hinaus weit verbreitet in der Terebratel-Zone.

Omphaloptycha gregaria var. *extensa* PICARD

Material: 2 Ersatzschalenexemplare aus der „Grenzoolithbank“; 4 Hohldrucke aus Scht. 49.

In älteren Beschreibungen werden insbesondere die flachen Flanken dieser Form hervorgehoben. Die nach ASSMANN (1937) seltene Variation besitzt nach PICARD (1904) umlaufende Punktreihen, die aber auf dem vorliegenden Material nicht nachweisbar sind. BUSSE (1956, 1974a) erwähnt *O. gregaria* var. *extensa* aus der Oolith-Zone im Stadtgebiet von Kassel sowie aus der Terebratel-Zone des Meißnergebietes.

Omphaloptycha cf. *kneri* (GIEBEL)

Material: 2 Exemplare in Ersatzschalenerhaltung aus der „Grenzoolithbank“; 2 Steinkerne aus Oolithbank α ; 1 Steinkern aus Scht. 49.

Nach SCHMIDT (1928) wird die Form bei sieben Umgängen relativ groß. Das vorliegende Material ist jedoch klein und schlecht erhalten. Es kann nur bedingt zur Art gestellt werden. Mitteilungen über deren Vorkommen liegen aus der Terebratel-Zone des Meißnergebietes und von Bl. 4821 Fritzlar vor (BUSSE 1974a).

Ein Steinkern aus der Oolithbank β wurde mit Vorbehalt als *Omphaloptycha* cf. *liscaviensis* (GIEBEL) bestimmt.

Omphaloptycha rhenana (KOKEN)

Material: 29 Ersatzschalenexemplare aus der „Grenzoolithbank“; 2 Steinkerne aus Oolithbank α ; 2 Steinkerne aus Scht. 49.

Die kleine Form, die nur ausnahmsweise eine Länge bis zu etwa 8 mm erreicht, wird von SCHMIDT (1928) als spitz-kegelförmig beschrieben, etwa so, wie sie von PICARD (1904) auf Taf. 13 Fig. 8 abgebildet wird. Er macht dabei bereits auf Definitionsprobleme aufmerksam und benennt sein Exemplar „cfr. *rhenana*“. Das vorliegende Ersatzschalenmaterial aus Müs besitzt eine Spira mit ausgeprägter Kegelform.

O. rhenana ist nicht selten, kann aber nur mit rekristallisierter Schale einigermaßen zuverlässig bestimmt werden. Bisher wurden in Kurhessen Vorkommen gemeldet aus der Oolith-Zone im Stadtgebiet von Kassel (Slg. BAUMGARTE) sowie in der Terebratel-Zone der Bl. 4821 Fritzlar, 4622 Kassel West und 4721 Naumburg (BUSSE 1974a).

Aus der „Grenzoolithbank“ liegen 50 Ersatzschalenexemplare vor, die *O. rhenana* außerordentlich ähnlich sind und als *O. cf. rhenana* bestimmt wurden. Diese Form unterscheidet sich von ihr bei gleicher Größe durch etwas wulstigere Umgänge, wodurch statt des spitzkegeligen ein mehr rundlicher Eindruck entsteht. Es dürften aber keine Bedenken bestehen, die etwas spitzeren und die etwas rundlicheren Formen zu einer Art zusammenzufassen. Beide Extremformen sind durch eine Vielzahl nicht faßbarer Übergänge miteinander verbunden.

Omphaloptycha cf. schuettei (GIEBEL)

Material: 1 Ersatzschalenexemplar aus der „Grenzoolithbank“.

PICARD (1904) beschreibt *O. schuettei* bereits aus der Oolithbank α und sieht sie als *O. turris* nahestehend an. Die von ihm erwähnten Punktreihen können an dem einzigen vorliegenden Exemplar nicht nachgewiesen werden. Aus Kurhessen wird die Form aus der Oolith-Zone im Stadtgebiet von Kassel (BUSSE 1956) und von Bl. 4621 Wolfhagen (BUSSE & RÖSING 1957) sowie aus der Terebratel-Zone der Bl. 4821 Fritzlar, 4622 Kassel West, 4721 Naumburg und vom Meißner genannt (BUSSE 1974a).

Omphaloptycha cf. stotteri (KLIPSTEIN)

(Taf. 2 Fig. 6)

Material: 5 Ersatzschalenexemplare aus der „Grenzoolithbank“.

Als *Coelostylina (Pseudochrysalis) stotteri* KLIPSTEIN beschreibt KITTL (1894) aus den Schichten von St. Cassian eine Form, die in sich eine erhebliche Variationsbreite besitzen soll. Dies wird belegt durch seine Taf. 14, Abb. 22–31. Die Art wird von ASSMANN (1923) der Gattung *Omphaloptycha* zugerechnet und so von SCHMIDT (1928) übernommen. Die Gehäuse sind bikonisch bis spindelförmig mit gewölbten Umgängen. Das vorliegende Material ist nicht umfangreich, läßt sich aber unter Vorbehalt zur Art stellen. Aus Kurhessen sind Hinweise auf ein Vorkommen bisher nicht bekannt.

Omphaloptycha turris (GIEBEL)

(Taf. 2 Fig. 1)

Material: 12 Ersatzschalenexemplare aus der „Grenzoolithbank“.

SCHMIDT (1928) beschreibt die Form in Übereinstimmung mit PICARD (1904) als dünnshalig – wie alle *Omphaloptychen* –, lateral abgeplattet und die Umgänge deutlich treppenförmig gegeneinander abgesetzt. Sie sei im gesamten Unteren Muschelkalk verbreitet. Das Material von Müs beschränkt sich auf die „Grenzoolithbank“. Dies könnte seinen Grund darin haben, daß sich die Steinkerne der Art, im W 1 und W2 hier die vorherrschende Erhaltungsform, von *O. gregaria* nicht oder nur unwesentlich unterscheiden.

GRÜNDEL (1980) rechnet *O. gregaria*, *O. turris* und auch noch *O. schuettei* einem einheitlichen Formenkreis zu, der möglicherweise nur die Extremformen einer einzigen Art repräsentiert. *O. turris* ist in Kurhessen auf den Bl. 4622 Kassel West, 4521 Liebenau und 4721 Naumburg sowie vom Meißner gemeldet (BUSSE 1958, 1974a).

Angularia extracta (BERGER)

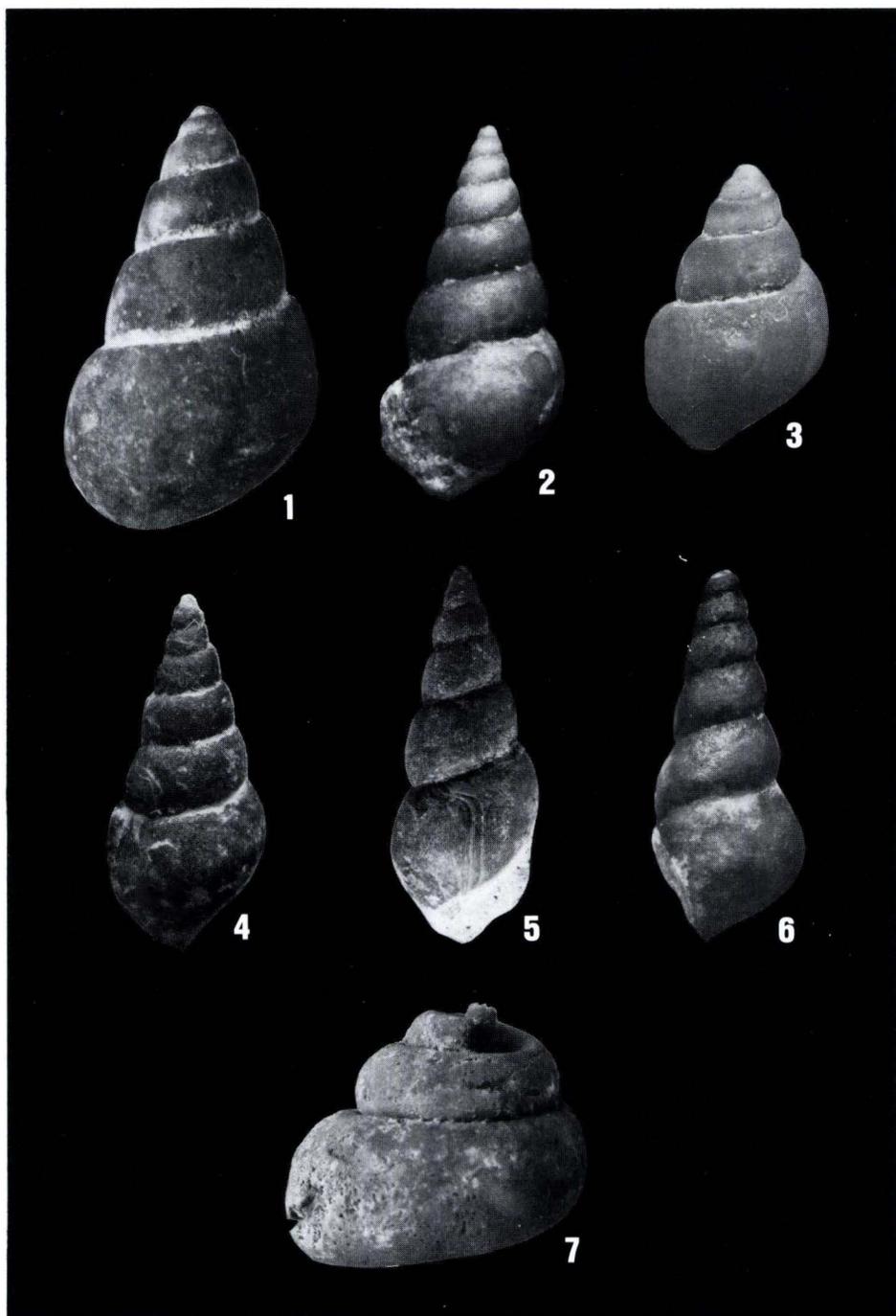
(Taf. 1 Fig. 1)

Material: 1 vollständiger Ausguß aus Scht. 49; 2 kleinere Steinkerne (cf. *extracta*) aus Oolithbank β .

Aus Kurhessen liegen bisher keine Mitteilungen über diese Art vor. Sie scheint relativ selten zu sein. Die vorliegenden Steinkerne können nur unter Vorbehalt dazugestellt werden. Der Ausguß eines Hohlodrucks aus einem dichten, grauen Kalkbänkchen gibt hingegen ein vollständiges Exemplar von 20 mm Länge wieder. Es besitzt keinerlei erkennbare Skulptur. Die Embryonalwindung ist undeutlich, scheint aber alloiostroph zu

Tafel 2

- Fig. 1. *Omphaloptycha turris* (GIEBEL)
Ersatzschalenexemplar, „Grenzoolith“; Höhe 12 mm.
- Fig. 2. *Omphaloptycha ahlburgi* ASSMANN
Ersatzschalenexemplar, „Grenzoolith“; Höhe 11 mm.
- Fig. 3. *Omphaloptycha* cf. *rhenana* (KOKEN)
Ersatzschalenexemplar, „Grenzoolith“; Höhe 8,5 mm.
- Fig. 4. *Omphaloptycha* cf. *alta* (GIEBEL)
Ersatzschalenexemplar, „Grenzoolith“; Höhe 25 mm.
- Fig. 5. *Loxonema loxonematoides* (GIEBEL)
Ersatzschalenexemplar, „Grenzoolith“; Höhe 26 mm (zum Vergleich mit Fig. 4 u. 6).
- Fig. 6. *Omphaloptycha* cf. *stotteri* (KLIPSTEIN)
Ersatzschalenexemplar, „Grenzoolith“; Höhe 10 mm.
- Fig. 7. cf. *Pleurotomaria*
Steinkern, Oolithbank β ; Breite an der Basis 13 mm.



sein. Gut erkennbar ist die charakteristische, breit und deutlich abgesetzte subsuturale Rampe, aus der die jeweils vorhergehenden Umgänge steil und zu ihrer apikalen Seite hin breiter werdend aufsteigen. Eine Verwechslung mit anderen Formen ist nicht möglich.

Aufbewahrungsort: Slg. SCHULZ.

cf. Pleurotomaria SOWERBY
(Taf. 2 Fig. 7)

Material: 2 Steinkerne aus Oolithbank β .

Die beiden vorliegenden Steinkerne haben in der Höhe des letzten Umganges einen Durchmesser von etwa 13 mm. Der Gehäusewinkel beträgt ca. 82°. Am vollständigen Individuum sind fünf Umgänge vorhanden. Diese sind gleichmäßig gerundet und verhalten sich in Höhe zu Breite wie 1:3. Die Ausfüllung einer Hohlspindel am abgebrochenen Apikalende des abgebildeten Stückes ist deutlich. Eine Beziehung zwischen zahlreichen vorliegenden Steinkernen, die zur Gattung *Worthenia* gestellt werden müssen, und den beiden fraglichen Exemplaren ist nicht herzustellen. Die Erhaltung läßt eine artliche Zuweisung nicht zu.

Aufbewahrungsort: Slg. SCHULZ.

Trachynerita gaillardoti (LEFROY)
(Taf. 1 Fig. 7)

Material: 1 Steinkern aus Oolithbank β .

Der vorliegende Steinkern ist deformiert. Die charakteristischen Artmerkmale, starkes Anwachsen des letzten Umganges und niedrige Spira, sind dennoch gut zu erkennen. Die Art ist in Kurhessen selten. Mitteilungen über ihr Vorkommen werden nur von BUSSE (1972, 1974b) aus dem Oberen Muschelkalk im nordwestlichen Niederhessen bzw. im westfälischen Diemelgebiet gemacht.

Beneckeia buchi (ALBERTI)
(Abb. 3)

Material: Zahlreiche Exemplare aus Oolithbank α und W1.

Beneckeia buchi wurde durchgehend vom „Grenzoolith“ über den gesamten W1 bis einschließlich Oolithbank α gefunden.

Serpianites antecedens (BEYRICH)
(Abb. 4)

Material: 1 Exemplar aus Scht. 49.

Die tethyalen Formen der triadischen Ammonoidea gehören im Unteren Muschelkalk von Kurhessen zu den großen Seltenheiten, während sie im benachbarten Thüringen relativ häufig sind. Aus den letzten Jahren wurde nur ein Fund von *Noeltingites strombecki* GRIEPENKERL (Slg. BUSSE im Naturkundemuseum Kassel) aus dem Raum Wanfried/Werra und ein weiterer Fund von *Balatonites* sp. (mündl. Mitt. E. KRAMM) aus der Nähe von Fulda bekannt. Wie URLICHS & MUNDLOS (1985) mitteilen, spiegelt das Vorkommen der

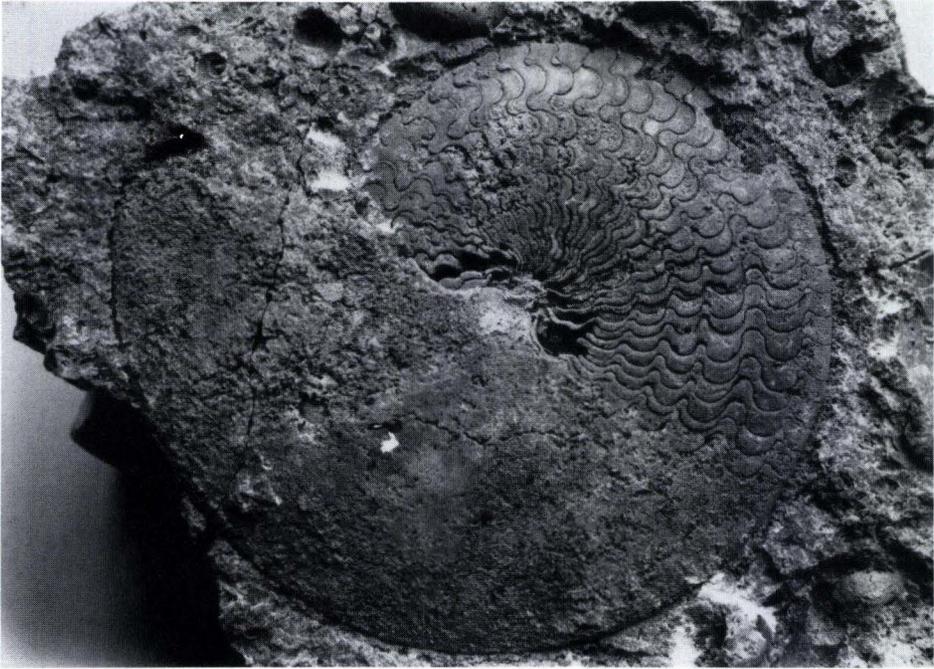


Abb. 3. *Beneckeia buchi* (ALBERTI), M \ddot{u} s, Stbr. Otterbein, W1, Scht. 28, gr \ddot{o} ßter Durchmesser 61 mm.

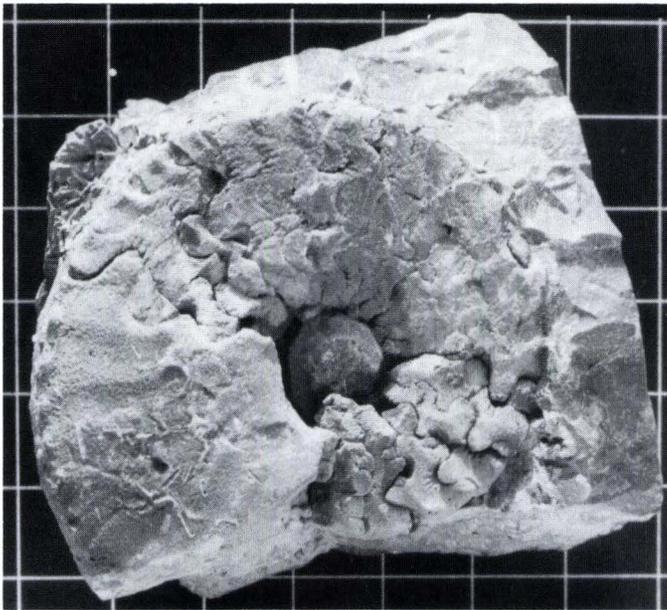


Abb. 4. *Serpianites antecedens* (BEYRICH), M \ddot{u} s, Stbr. Otterbein, Mittlerer Wellenkalk; Raster: 10 mm.

Cephalopoden im Unteren Muschelkalk den Einwanderungsweg dieser Organismengruppe aus der Tethys über die Schlesisch-Mährische Pforte in das Germanische Becken wider. Vermutlich strömungsbedingt fanden sie ihre hauptsächlich Verbreitung in den südlichen Randgebieten des Binnenmeeres. Stratigraphisch stimmt die Fundposition des vorliegenden *Serpianites* mit den Verhältnissen in Thüringen überein.

Sowohl KOZUR (1974) als auch URLICHS & MUNDLOS schließen nicht aus, daß unter „*Ceratites*“ *antecedens* unterschiedliche Formen zusammengefaßt wurden und werden, die nach Berippung und Lobenlinien verschiedenen Arten zuzuweisen sind. Das vorliegende Exemplar entspricht weitgehend dem „*Ceratites*“ *antecedens*, wie ihn SCHMIDT (1928) darstellt. Es ist fast vollständig. Etwa die Hälfte der Wohnkammer ist verloren. Der verbliebene Teil zeigt deutlich die Skulptur. Die schwach ausgeprägte Berippung hat einen „flexuosen“ Charakter. Die Rippen sind dichotom. Der gekammerte Teil ist stark angelöst und teilweise deformiert. Lobendrängung ist nicht feststellbar. Der Teil des Phragmocon, der vom verlorenen Teil der Wohnkammer verdeckt war, läßt die Lobencharakteristik gut erkennen. Sie ist ceratitisch, wenngleich die Loben schlanker und tiefer erscheinen, als bei den Formen des Hauptmuschelkalkes.

Die Wohnkammer hat einen hochovalen Querschnitt mit flachem Rücken, der durch eine deutliche Kante von den Flanken abgesetzt ist. Sie ist beiderseits mit Knötchen besetzt. Die äußere Länge des erhaltenen Umganges beträgt 152 mm. Auf ihr befinden sich 30 Knötchen, die zur Mündung hin deutlich verflachen. Die Zahl der Rippen ist nicht zu ermitteln.

Meßwerte:

Vermutlicher Durchmesser des vollständigen

Exemplares	70 mm
Durchmesser des Restexemplares	60 mm
Durchmesser des Phragmocon	51 mm
Höhe der Wohnkammer am Fragment	30 mm
Größe Breite der Wohnkammer	17 mm
Rückenbreite	10 mm

Aufbewahrungsort: Slg. SCHULZ.

5. Profil im Stbr. Otterbein (Terebratel-Zone bis Röt)

Aufgenommen zwischen September 1983 und Mai 1985.

Hangendes: Oberer Wellenkalk (W3)

61	90 cm	Kalkstein, bankig, kristallin bis oolithisch, bräunlichgrau, Trochiten (= Obere Terebratelbank)
60	200 cm	Wellenkalk, grau mürbe
59	230 cm	Kalkstein, grau, in fünf unregelmäßige Bänke zerfallend, kristallin bis oolithisch, Muscheln, Schnecken (= Untere Terebratelbank, oberer Teil)
58	55 cm	Plattenkalk, grau-gelb, dicht, uneben (= Untere Terebratelbank, unterer Teil)
	575 cm	Terebratel-Zone
57	750 cm	Wellenkalk, grau bis gelb, dünn-schichtig, feinklützig, bioturbates Gefüge; mit vereinzelt, unregelmäßigen dünnen, fossilführenden Kalkbänkchen
56	60 cm	Wellenkalk, grau, dünn-schichtig, feinklützig
55	10 cm	Kalkbänkchen, grau, kristallin, Aufarbeitungsgerölle, mit <i>Spiriferina fragilis</i> (= <i>Spiriferina</i> -Bänkchen)

54	310 cm	Wellenkalk, grau, dünn-schichtig, feinklüftig, Wühlgefüge; vereinzelt unregelmäßige, auskeilende Kalkbänke mit Fossilien.
53	235 cm	Wellenkalk, gelblich, z. T. mergelig, sonst wie vor
52	12 cm	Kalkbänke, teils dicht und grau, teils kristallin, spätig verfüllte Klüfte, Fossilreste; dieser Horizont dürfte einer Schicht in gleicher Position entsprechen, die bei Bimbach (Bl. 5423 Großenluder) zahlreiche Echinodermen geliefert hat; Ansätze zu Harnischbildung und Stylolithen
51	400 cm	Wellenkalk, grau, wie vor
50	350 cm	Wellenkalk, grau-gelb, wie vor, teilweise Wühlgefüge
49	255 cm	Wellenkalk, grau-gelb, dünnplattig bis mürbe, uneben, mit eingelagerten, auskeilenden, unregelmäßigen und fossilführenden Kalkbänken; Muscheln, Schnecken, <i>Serpianites antecedens</i> (Äquivalente zur thüringischen Konglomeratbank f ₂ nach WAGNER?)
48	165 cm	Wellenkalk, grau
47	120 cm	Kalkstein, grau, bankig, dicht bis kristallin, Muscheln, Schnecken (Äquivalent der thüringischen Konglomeratbank f ₁ nach WAGNER?)
46	115 cm	Wellenkalk, grau
45	20 cm	Plattenkalk, grau, uneben, an der Basis auskeilendes Fossilbänke; Muscheln, Schnecken
44	25 cm	Wellenkalk, grau
	2 825 cm	Mittlerer Wellenkalk (W2)
43	80 cm	Kalkstein, gelblich, in drei Bänke wechselnder Mächtigkeit zerfallend; im Aufnahmebereich von unten nach oben 16 – 40 – 24 cm; obere und untere Bank kristallin bis oolithisch, mittlere Bank dicht und grau; große Undularien, Korallen, Intraklaste (= Oolithbank β)
42	55 cm	Kalkstein, grau, bankig, dicht, nach längerem Anwittern gelb werdend; <i>Encrinurus</i> sp. (= Gelbes Zwischenmittel)
41	430 cm	Wellenkalk, grau, nach oben plattig werdend
40	45 cm	Kalkstein, grau-gelb, bankig, kristallin bis oolithisch, Muscheln, Schnecken, <i>Beneckia buchi</i> (= Oolithbank α, oberer Teil)
39	65 cm	Kalkbank, grau, dicht, fest (= Oolithbank α, unterer Teil)
	675 cm	Oolith-Zone
38	35 cm	Plattenkalk, grau, dicht, fest, ebenschichtig
37	440 cm	Wellenkalk, grau, dicht, ebenschichtig
36	55 cm	Wellenkalk, grau, fest gefügt, z. T. knauerig
35	395 cm	Plattenkalk, grau, dicht, ebenschichtig
34	50 cm	Plattenkalk, grau, dicht, dickplattig
33	60 cm	Wellenkalk, grau, ebenschichtig, feingerippt
32	40 cm	Wellenkalk, grau, fest, Wühlgefüge
31	130 cm	Wellenkalk, grau, ebenschichtig, „Brotlaibe“ mit Fossilien
30	80 cm	Wellenkalk, gelbgrau, klüftig, feinschichtig, z. T. mürbe, Wühlgefüge
29	155 cm	Wellenkalk, grau, dicht
28	10 cm	Kalkbank, grau, dicht, z. T. kristallin, gelegentlich auskeilend, Fossilien, u. a. <i>Beneckia buchi</i>
27	80 cm	Plattenkalk, grau, dicht, fest, ebenschichtig
26	80 cm	Kalkstein, grau, dicht, fest, im unteren Teil Wellenkalkcharakter, nach oben zu plattig werdend
25	390 cm	Wellenkalk, grau, ebenschichtig; in der Abfolge mehrere Fossilbänke, teils kalkig, teils kristallin, seitlich auskeilend
24	25 cm	Kalkbank, grau, kristallin, dicht und fest, Fossilspuren, Aufarbeitungsgerölle, Trochiten

23	60 cm	Kalkstein, grau, fest, dicht, bankig, ebenschichtig
22	70 cm	Wellenkalk, grau, dicht, Wühlgefüge
21	165 cm	Wellenkalk, grau, dicht, fest, gebankt, ca. 70 cm über liegender Schicht Belastungs- marken, Ophiuren
20	55 cm	Kalkstein, grau, dicht, fest, an der Oberkante ca. 3 cm mächtiges, auskeilendes Fossilbänkchen
19	75 cm	Wellenkalk, grau, dicht, fest, Wühlgefüge
18	170 cm	Kalkstein, grau, ebenschichtig, plattig bis dünnplattig, auch feinlagig zerfallend, Oberkante eine ca. 10 cm starke, dichte Kalkbank
17	90 cm	Wellenkalk, grau, Wühlgefüge, Wurmbauten
16	40 cm	Bankfolge: 10 cm dünne Platten, grau, fest; 20 cm kristalliner Kalk, Fossilreste; 10 cm kristalliner Kalk, grau, dicht
15	90 cm	Plattenkalk, grau bis graurot, dicht, fest, an Oberkante Belastungsmarken
14	10 cm	Kalkbank, dünnplattig, ebenschichtig, grau, kristallin, Fossilreste
13	50 cm	Kalkstein, plattig, grau, fest, nach oben zunehmend Wellenkalkcharakter, pentago- nale Trochiten
12	40 cm	Kalkstein, plattig, grau, fest, ebenschichtig
11	15 cm	Kalkbank, grau bis rotgrau, kristallin mit Fossilquerschnitten, spätig verheilte Klüftung
10	60 cm	Plattenkalk, grau, eben, dicht
9	70 cm	Wellenkalk, grau, z. T. grau-gelb, dünnplattig, ebenschichtig
8	20 cm	Kalkbank, grau, auf Klüften gelb bis rotgelb, unterer Teil kristallin und fossilführend, nach oben zu dicht und knauerig werdend
7	15 cm	Kalkstein, dünnplattig, grau bis grau-gelb, fest
6	5 cm	Mergellage, tonig-blättrig, grau mürbe
5	130 cm	Kalksteinbank, grau-gelb, im Inneren fest und kristallin bis oolithisch, zu den Klüften und Schichtfugen hin zunehmend oolithisch-schaumig, dort braun-rot bis rot-gelb; Muscheln, Schnecken (= „Grenzoolith“)
4	10 cm	Tonhorizont, grau-weiß, mürbe, bei Durchfeuchtung plastisch
3	120 cm	Plattenkalk, grau bis graubraun, dünnplattig, fest, mit tonigen, mürben Zwischen- lagen
2	90 cm	Gelbkalk, dunkelgelb bis gelbbraun, gut gebankt, fest; Wirbeltierrippe
1	15 cm	Kalkbank, grau bis dunkelgrau, dicht, fest, Klüftflächen dunkelbraun bis gelb
	3 490 cm	Unterer Wellenkalk (W1)
Röt	45 cm	Gelbkalk, dottergelb bis graugelb, teils fest, teils tonig, bei Durchfeuchtung schmierig
	> 100 cm	Ton/Schluffstein grau

BLANCKENHORN (1934) gibt für den gesamten Wellenkalk eine Mächtigkeit von 60–70 m an. Nach der vorliegenden Aufnahme umfaßt die im wesentlichen ungestörte Abfolge von der Rötgrenze bis einschließlich der Terebratel-Zone 75,55 m. Der gesamte Untere Muschelkalk dürfte deutlich mehr als 100 m umfassen und damit den Verhältnissen in Niederhessen und Thüringen nahekommen.

6. Schriftenverzeichnis

- ASSMANN, P. (1915): Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **36**: 586–638, 3 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- (1925): Die Fauna der Wirbellosen und die Diploporen der oberschlesischen Trias mit Ausnahme der Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Korallen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**: 504–527, 1 Abb., 2 Taf.; Berlin.

- (1937): Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias; mit einem Beitrag über Spongien von H. RAUFF. – Abh. preuß. geol. L.-Anst. N. F., **170**: 134 S., 22 Taf.; Berlin.
- BAUMGARTE, D., BUSSE, E., & HORN, M. (1980): Muschelkalk und Lias des Homberger Grabens (Nordhessen). – Geol. Jb. Hessen, **108**: 121–138, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BLANCKENHORN M. (1912): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **184**, Blatt Hünfeld, Gr.-Abt. 69, Nr. 21: 44 S., 1 Taf.; Berlin.
- (1934): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **314**, Blatt Großlüder, Gr.-Abt. 69, Nr. 26: 51 S., 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BLOCH, H. (1961): Beitrag zur Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalkes in der östlichen Harzrandaufbruchungszone. – N. Jb. Geol. Paläont.: 628–635, 1 Tab.; Stuttgart.
- BUSSE, E. (1956): Ein Wellenkalkprofil vom Fürstengarten in Kassel (Blatt Kassel-West). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 176–183; Wiesbaden.
- (1958): In BUSSE, E., & RÖSING, F.: Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4622 Kassel-West, 2. Aufl.: 20–42, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1964): Stratigraphie des Unteren Muschelkalkes (Wellenkalk) im westlichen Meißner-Vorland. – Abh. Ver.Naturkde. Kassel, **62** (1): 1–35, 3 Abb., 2 Tab.; Kassel.
- (1966): In BUSSE, E., & RÖSING, F.: Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4621 Wolfhagen: 48–79, 1 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1972): Fazies und Fauna des Oberen Muschelkalkes von Willebadessen. – *Philippia*, **1** (3): 110–126, 2 Tab., 2 Taf.; Kassel.
- (1974a): Die *Terebratulazone* des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk) am Eckerich westlich Fritzlar. – *Philippia*, **2** (2): 57–66; 2 Abb., 2 Tab., Kassel.
- (1974b): Der Obere Muschelkalk im nordwestlichen Niederhessen (Blätter Liebenau, Hofgeismar, Warburg, Arolsen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 91–135, 9 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- & RÖSING, F. (1957): Aufschlüsse in der Oolithzone bei Oberelsungen und Escheberg (Blatt Wolfhagen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 146–151; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K. H., & HICKETHIER, H. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5623 Schlüchtern, 2. Aufl.: 298 S., 46 Abb., 16 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- – (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5622 Steinau a.d. Str., 2. Aufl.: 199 S., 19 Abb., 18 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- FINDEISEN, K. (1952): Geologische Beschreibung des Stadtgebietes von Kassel und seiner näheren Umgebung. – Unveröff. Dipl.-Arb.: 134 S., zahlr. Tab.; Heidelberg.
- FREYBERG, B. v. (1932): Die Röt-Muschelkalkgrenze bei Eisfeld (Thüringen) und im Schalklauer Muschelkalkplateau. – Geol. paläont. Abh., N. F., **19** (3): 201–254, 12 Abb., 3 Taf.; Jena.
- GRÜNDEL, J. (1980): Zur Gastropodenfauna des Unteren Muschelkalkes im Raum Halle–Unstruttal (DDR). – Freiburger Forsch.-H., **C 348**: 41–59, 2 Abb., 3 Taf.; Leipzig.
- GRUPE, O. (1911): Zur Stratigraphie der Trias des oberen Wesertales. – Jb. nieders. geol. Ver., **4**: 1–102; Hannover.
- HÄBERLE, D. (1908): Paläontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. – Verh. naturhist. Ver. Heidelberg, N. F., **9**: 247–631, 5 Taf.; Heidelberg.
- HESS, H. (1965): Trias-Ophiuren aus Deutschland, England, Italien und Spanien. – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **5**: 151–177, 20 Abb., 4 Taf.; München.
- (1970): Ein neuer Schlangenstein (*Aplocoma mutata* n. sp.) aus dem Hettangien von Ceilhes (Hérault) und Bemerkungen über „*Ophioderma squamosa*“ aus dem Muschelkalk. – Ecl. geol. Helv., **63** (3): 1059–1067, 2 Abb.; Basel.
- (1972): An Ophiuroid from the Triassic of Maktesh Ramon (Negev, Israel). – Ecl. geol. Helv., **65** (3): 725–729, 4 Abb.; Basel.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. – Freiburger Forsch.-H., **C 280**, I: 1–56, II: 1–71, III: 12 Tab.; Leipzig.
- KRECH, H. (1909): Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalkes um Jena. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **30**: 59–133; Berlin.
- KUPFAHL, H.-G. (1965): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5323 Schlitz: 258 S., 32 Abb., 26 Tab., 4 Diagr., 14 Taf.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5124 Bad Hersfeld, 2. Aufl.: 280 S., 16 Abb., 7 Diagr., 10 Tab. 31 Textprof., 4 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.

- (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5225 Geisa, 2. Aufl.: 272 S., 39 Abb., 11 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LANGER, M. (1977): Geologische Untersuchungen zwischen Dietershausen und Friesenhausen/Rhön. – Unveröff. Dipl.-Arb.: 145 S., 26 Abb., 11 Tab., 5 Beil.; Frankfurt a. M.
- LEMKE, E. (1937): Der tektonische Bau des Gebietes zwischen Vogelsberg und Rhön. – Geotekt. Forsch., **1**: 28–68, 22 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- MOTZKA, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5324 Hünfeld, 2. Aufl.: 156 S., 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- & LAEMMLEN, M. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld, 2. Aufl.: 213 S., 20 Abb., 7 Tab., 5 Taf., 1 Beibl., Wiesbaden.
- MÜLLER, A. H. (1963): Lehrbuch der Paläozoologie, **1**, Allgemeine Grundlagen: 387 S., 228 Abb.; Jena.
- (1963): **2**, Invertebraten, Tl. 1. Protozoa-Mollusca 1: 574 S., 712 Abb.; Jena.
- (1963): **2**, Invertebraten, Tl. 3 Arthropoda 2 – Stomochorda: 697 S., 854 Abb.; Jena.
- (1965): **2**, Invertebraten, Tl. 2. Mollusca 2, Arthropoda 1: 502 S., 668 Abb.; Jena.
- (1969): Zur Ökologie und Fossilisation triadischer Ophiuroidea (Echinodermata). – Mber. dt. Akad. Wiss. Berlin, **11** (5/6): 386–398; Berlin.
- NOSHOKATY, O. EL. (1972): Genese und Feinstratigraphie des Trochitenkalkes (Ob. Trias) zwischen Weser und Eggegebirge/Nordwestdeutschland. – Diss. Univ. Hamburg: 130 S., 49 Abb., 3 Tab., 9 Anl.; Hamburg.
- PICARD, E. (1904): Beitrag zur Kenntnis der Glossophoren der mitteldeutschen Trias. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **22**: 445–537, 6 Taf.; Berlin.
- RÜBENSTRUNK, E. (1912): Beitrag zur Kenntnis der deutschen Triasmyophorien. – Mitt. bad. geol. L.-Anst., **6**: 85–248, 3 Taf.; Heidelberg.
- RÜGER, L. (1937): Der Wellenkalk. – Beitr. Geol. Thür., **4**, 137–155; Jena.
- SCHMIDT, M. (1907): Das Wellengebirge in der Gegen von Freudenstadt. – Mitt. geol. Abt. württ. stat. L.-Amt, **3**: 99 S., 8 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- (1928): Die Lebewelt unserer Trias: 461 S., 1220 Abb.; Öhringen.
- (1938): dazu Nachtrag: 143 S., zahlr. Abb.; Öhringen.
- SCHULZ, M.-G. (1972): Feinstratigraphie und Zyklengliederung des Unteren Muschelkalkes in Nordhessen. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **41**: 133–170, 2 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Hamburg.
- SCHUNCK, H. (1965): Geologische Untersuchungen zwischen Giebelrain und Poppenhausen. – Unveröff. Dipl.-Arb.; Hamburg.
- URLICHS, M., & MUNDLOS, R. (1985): Immigration of cephalopods in the Germanic Muschelkalk Basin and its influence on their suture line. – Lecture Notes Earth Sci., **1**: 221–236, 8 Abb.; Heidelberg.
- VOLLRATH, P. (1924): Beiträge zur Stratigraphie des fränkischen Wellengebirges. – N. Jb. Min. etc., **BB**, **50**: 120–228, 3 Taf.; Stuttgart.
- WAGNER, R. (1897): Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **27**: 105 S., 7 Abb., 2 Taf.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 21. 6. 1985

Bemerkungen zur Geologie der „Großen Hub“ bei Eltville am Rhein

Von

EBERHARD KÜMMERLE*

Kurzfassung: Eine Reihe von Neuaufschlüssen im Gebiet N und NE Eltville a. Rh. in der Abfolge Meeressand (Mitteloligozän) bis Süßwasserschichten (Oberoligozän) wird ausgewertet.

Abstract: It is referred to the sequence of Middle to Upper Oligocene layers near Eltville a. Rh.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	95
2. Schichtenfolge	96
2.1. Unterer Meeressand	96
2.2. Rupelton	96
2.3. Kies und Sand am Rohrberg	96
2.4. Schleichsand	98
2.5. Cyrenenmergel	100
2.6. Süßwasserschichten	101
2.7. Sandig-kiesige Schichten E der Walluf	103
3. Tektonische Beobachtungen	103
4. Ausgewählte Bohrprofile	104
5. Schriftenverzeichnis	108

1. Einleitung

In den Jahren 1983–1985 wurde N Eltville eine Reihe von Aufschlußbohrungen niedergebracht. Sie liegen im SE-Quadranten des Bl. 5914 Eltville a. Rh. in nur 350 bis 950 m Entfernung vom Verbreitungsgebiet der „grüngrauen und violetten Phyllite“ (LEPPLA et al. 1972). Sie haben jedoch, weil sie im durch Verwerfungen vom Schiefergebirge getrennten Mainzer Becken stehen, keine Taunusgesteine mehr angetroffen, sondern endeten sämtlich im Oligozän (Abb. 1).

Die vorrangig behandelten Schichtglieder Schleichsand und Cyrenenmergel sind geradezu charakteristisch für den Oberen Rheingau. Über stratigraphische Aspekte hinaus haben sie eine besondere geotechnische Bedeutung: Wegen ihrer Neigung zu Rutschungen zeigen sich in ihrem Verbreitungsgebiet Massenbewegungen, die aus dem gesamten Mainzer Becken und dem Raum Frankfurt a. M. bekanntgeworden sind.

* Dr. E. KÜMMERLE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

2. Schichtenfolge

2.1. Unterer Meeressand

Die ältesten Anteile der erbohrten Schichtenfolge sind dunkelgrauer Sand und Schluff. Hierin enden die Brg. 1, 7 und 9 (Kap. 4).

Die Schichten sind teilweise kalkhaltig und fein- bis mittelkiesig; das grobklastische Material, nämlich Quarz, Quarzit und quarzreicher Phyllit, entstammt der nächsten Umgebung (MICHELS 1972: 41). Glaukonit findet sich nur in wenigen Einzelkörnern, dafür sind feine Holzreste geradezu typisch. Folgende Mikrofauna wurde ermittelt:

Spirolectammina carinata attenuata (REUSS)
Bolivina beyrichi REUSS
Pullenia bulloides (D'ORBIGNY)
Sphaeroidina bulloides (D'ORBIGNY)
Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY)
Cibicides lobatulus (WALKER & JACOB)
Pterygocythereis ceratoptera (BOSQUET)
 Fischknochensplitter, Wirbel, Schuppenbruchstücke
Chrysophrys schoppi WITTICH (Zähnen).

Vermutlich handelt es sich hier um ein küstennahes Äquivalent des Oberen Rupeltons. Dies steht im Einklang mit der Vorstellung, daß alle Abschnitte des Rupeltons strandnah von grobklastischen Ablagerungen vertreten werden können.

2.2. Rupelton

In den Brg. 7 und 9 folgt auf Unteren Meeressand unmittelbar Schleichsand (s. u.). Hier ist davon auszugehen, daß im küstennahen Bereich die Tonfazies durch sandig-kiesige Sedimente ersetzt sein kann. In Brg. 1 allerdings schiebt sich in 12,0–14,2 m Tiefe ein schluffiger Mergelton zwischen Unteren Meeressand und Schleichsand mit

Dentalina retrorsa (REUSS)
Bulimina elongata D'ORBIGNY
Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY)
 Seeigelstacheln
 Fischschuppen.

Man kann in dieser Einschaltung Oberen Rupelton vermuten. Nicht auszuschließen ist auch, daß sich unter dem beschriebenen Unteren Meeressand tonig-schluffige Schichten vorfinden, die dem Rupelton zuzuordnen sind, in den vorliegenden Bohrungen aber nicht erreicht wurden.

2.3. Kies und Sand am Rohrberg

Von dem geringmächtigen Vorkommen in Brg. 1 abgesehen, fehlt der Rupelton im betrachteten Gebiet. Bedingt durch die Küstennähe, ist offenbar die Tonfazies durch grobklastische Bildungen ersetzt.

Am Rohrberg (Abb. 1) geht der fossilführende Untere Meeressand in fossilfreien Kies mit Sandlagen über (Brg. 2–4). Die Mächtigkeit erreicht rund 20 m, die Gerölle bestehen

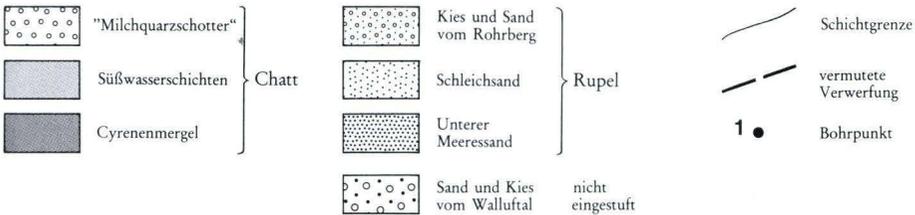
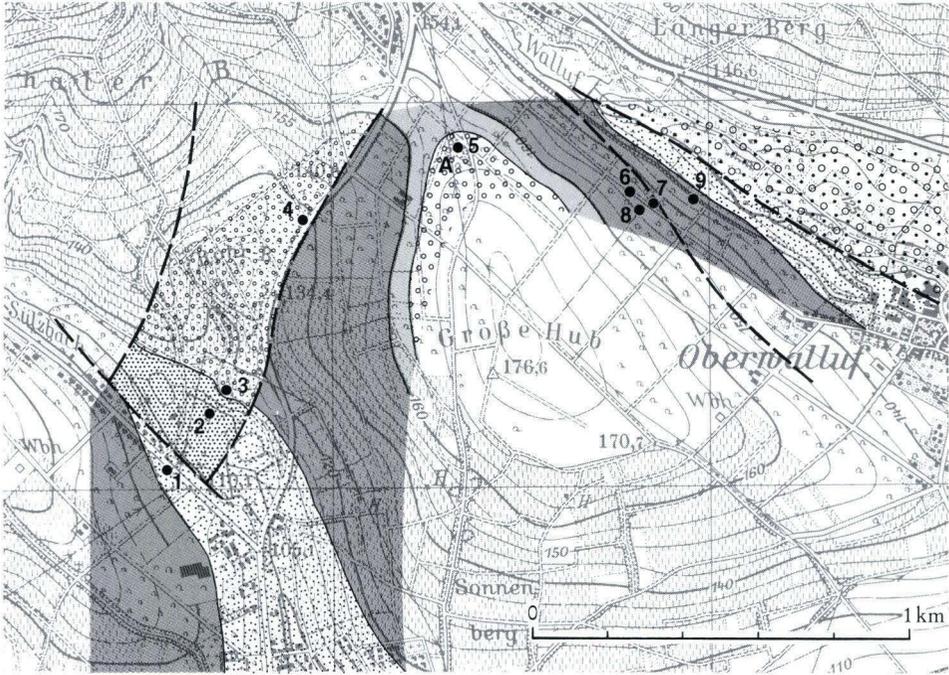


Abb. 1. Verbreitung der Tertiärschichten zwischen Sülzbach- und Walluftal (abgedeckt).

aus Quarz, Quarzit und verquarztem Phyllit und erreichen 2 cm Ø. Es trifft zu, daß die Korngröße mit steigender Höhenlage zunimmt (MICHELS 1972: 40). Die gute Rundung der Gerölle ermöglicht es, die Schichten von jüngeren kiesigen Bildungen des Gebietes zu unterscheiden (s. u.).

Typisch ist ein Konglomerat aus brauneisenverbackenen Geröllen, wie es in Brg. 4 angetroffen wurde. Solche Bildungen beschrieb auch MICHELS (1972: 40).

In Sanden an der W-Nase des Rohrbergs fand MICHELS zahlreiche unbestimmbare „Hohlkerne“ von Muscheln sowie „*Axinea [=Pectunculus] obovata* (LAMARCK)“, und er ordnete die Sande dem Unteren Meeressand zu.

Wenn auch die angegebenen Fossilreste dafür keinen Beweis darstellen, so widerlegen sie auch wiederum nicht diese Einstufung. Das auffallend grobe Korn macht es auch schwer vorstellbar, die groben Rohrbergsedimente dem sonst recht feinkörnigen Schleichsand im Sinne des „Oberen Meeressandes“ zuzuordnen. Andererseits erscheint es nahezu ausge-

schlossen, daß die Kies-Sand-Folge auf dem Rohrberg in das Niveau des unter der Talsohle des Sülzbaches gelegenen Unteren Meeressandes gehören soll. In diesem Fall müßte davon ausgegangen werden, daß der Rohrberg eine isolierte, stark herausgehobene Scholle darstellt.

Da in Bälde mit weiteren Aufschlüssen im Rohrberggebiet zu rechnen ist, muß eine endgültige Einordnung dieser Schichten aufgeschoben werden. Wegen der Höhenlage über NN und der engen Nachbarschaft zu fossilführendem Cyrenenmergel (BOETTGER 1875: 89) wird zunächst eine Zuordnung zum Oberen Meeressand vorgenommen.

2.4. Schleichsand

Hierzu zählen Bildungen, „die unter den Cyrenenmergeln und über den Meeressanden (bzw. Rupelton) liegen“ (MICHELS 1972: 41). Schon die Formulierung läßt erkennen, daß der Schleichsand petrographisch schwer zu definieren ist.

In den Brg. 7 und 9 beginnt der Schleichsand über dem fossilführenden Unteren Meeressand als grauer bis grüner schluffiger Ton mit feinen sandigen Lagen (Brg. 1, 7, 9). Der Ton gleicht weitgehend jenen Tonen, die erst wieder höher im Cyrenenmergel auftreten, und enthält neben *Balanus*-Resten, Schwammnadeln und Seeigelstacheln vor allem

Pyrulina lanceolata REUSS
Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY)
Hemicyprideis sp.

Über dem Ton folgen örtlich (Brg. 6) 1–2 m feinkiesiger Mittel- bis Grobsand mit Schlufflagen und *Balanus*-Schill, *Hemicyprideis* sp., Fischresten und Bruchstücken von *Isognomon*. Diese Einschaltung spiegelt stark die Verhältnisse des Unteren Meeressandes wider. Darüber liegt die schleichsandtypische Wechselfolge von schluffigem Ton, Schluff und glimmerreichem Feinsand, die bis 10 m Mächtigkeit erreicht (Brg. 6 und 9). Die Farbe ist jetzt mehr graubraun, der Gehalt des Sedimentpaketes an Brauneisen ist wegen der guten Wasserwegsamkeit hoch: rostbraune Lagen, Anreicherungen von Brauneisenkonkretionen, eisenschüssige, halb feste Schluffsteinbänkchen und rostbraune Kluftauskleidungen finden sich noch in 20 m Tiefe. Dazu kommen bis zu 3 an Klüftchen zerlegte Bänke von glimmerreichem Schluff- bis Feinsandstein („Schleichsandstein“) bis 10 cm Stärke und Kalkkonkretionen von bizarrer Form und hell-/dunkelbrauner Bänderung und Feinschichtung. Selbst in Tonlagen sind steilstehende Klüfte mit sandiger oder Brauneisenfüllung nicht selten.

Kalkgehalte und Fossilien fehlen oft ganz, in glimmerigen Feinsandlagen kommen allochthone Kreideforaminiferen vor, Glaukonit ist sehr selten. Die ganze Folge endet mit einem charakteristischen Bruchschill aus *Isognomon*, *Balanus* und *Ostrea cyathula* LAMARCK und folgender Mikrofauna:

Schwammnadeln
 Seeigelstacheln
Pyrulina lanceolata (REUSS)
Rotalia kiliani (ANDREAE)
Rotalia fallax STEUER
Rotalia trochus ROEMER
Hemicyprideis sp.

Die Schlämmrückstände der Sandlagen bestehen ausschließlich aus Resten von Taunusgesteinen:

Quarz, farblos, weiß, gelblich, grünlich, glasis
 Quarzit, weiß, hellgrau, farblos
 Serizitquarzit, weiß, grünlich, violett
 Serizit, farblos
 Phyllit, grau, grün, bläulich, rotviolett, rosa
 körniger Phyllit (MICHELS 1972: 28).

Isognomon, *Balanus* und *Ostrea* kommen über dem genannten Schill nicht mehr vor. Daher bietet sich der Schill als Zeitmarke an, mit der die Hangendgrenze des Schleichsandes zu ziehen ist, zumal die Abgrenzung in der Mikrofauna viel weniger deutlich erscheint und sich auch das Sediment selbst nicht grundlegend ändert. Zwar hat SONNE (1973) einen Wechsel der Ostracodenfauna vom Schleichsand zum Cyrenenmergel festgestellt, die Ostracoden treten aber im betrachteten Gebiet zu unregelmäßig auf, um eine markante Grenze zu liefern. So ist die Abgrenzung Rupel (Schleichsand) / Chatt (Cyrenenmergel) nach der Mikrofauna ausgesprochen unbefriedigend.

Der feinschichtige Wechsel stauender (Ton, Schluff) und wasserwegsamere (Fein-/Mittelsand) Schichten in Verbindung mit Klüften, geringer innerer Reibung und Kohäsion und Wechsel von Trockenheit/Nässe oder Gefrieren/Auftauen liefert nach LAUBER (1941) und ANDRES (1977) die Voraussetzung zu bedeutenden Massenverlagerungen an Hängen. Das ist besonders dann der Fall, wenn als weiterer Faktor der wirtschaftende Mensch mit Flurbereinigung, Straßen-, Kanal- und Leitungsbau in Erscheinung tritt. Beispiele solcher Bewegungen finden sich im gesamten Verbreitungsgebiet von Schleichsand und Cyrenenmergel.

Zwischen Erbenheim und Igstadt sowie zwischen Nierstein und Udenheim mußten Bahnkörper verlegt oder durch Mauern geschützt werden, und in Mölsheim (Rheinhessen) wurden mehrfach Gebäude durch Hangrutschung zerstört; die Kirche mußte abgerissen werden. Weinberge gerieten bei Mölsheim, Ober-Olm, Dienheim und Hattenheim (Bocksberg) in Bewegung. Bei Dienheim öffneten sich 10 m tiefe Spalten, an deren Grund man feine gelbe Schleichsande mit Quellaustritten sehen konnte. Daß die Dörfer Hausen bei Engelstadt und Reichelsheim im Seltal Wüstungen wurden, wird u. a. auf wiederholte Rutschungen und zerstörte Häuser zurückgeführt. Am Petersberg bei Gau-Odernheim gerieten 200 000 m³ Erdreich in Bewegung, und Felder wurden bis 40 m weit verschoben (WAGNER 1941). Wassergefüllte Hohlformen nach Rutschungen finden sich auch am Hang zwischen Bergen-Enkheim und Bischofsheim und am N-Hang der Hohen Straße SE Bad Vilbel. Im Zuge von Planierungsarbeiten wurde 1985 eine 30 m lange, hangparallele, rinnenartige, torfige Hohlraumfüllung am rechten Walluftalhang zwischen Brg. 7 und 9 angeschnitten, die auf eine alte Hangrutschung hinweist. Des weiteren sind im Raum Eltville Massenbewegungen vom Albus und von Erbach bekannt (MICHELS 1972: 42). Hier waren vor allem Weinbergslagen betroffen, denn Schleichsand und Cyrenenmergel gelten als hervorragende Substrate für den Weinbau (z. B. MICHELS 1972: 70–71).

In seiner „Geschichts- und Weinchronik“ wird der „Letten“ vom Erbacher Markobrunn von HAAS (1854: 74) sehr treffend beschrieben: „Er brauset mit Säure stark auf und zerfällt nach wenigen Tagen an der Luft zu immer kleineren schieferigen Blättchen. Zwischen mehreren Zoll dicken Schichten Letten befinden sich Dämme von feinem Sand und Adern von Kalk.“

Der natürliche Böschungswinkel in den genannten Gebieten Rheinhessens wird mit 7,5–10° angegeben (WAGNER 1941).

Die Wechselfolge des Schleichsandes liegt im Walluftal durchweg unter der Sohle des Wallufbaches. Nach der Höhe der Großen Hub steigt sie etwa analog dem Hang bedeutend an (Kap. 3).

2.5. Cyrenenmergel

Im Hangenden der feinsandlagigen Tone folgen rund 15 m Ton und Schluff von grauer, dunkelgrauer, blaugrauer und graugrüner Farbe. Sandlagen sind nun seltener, doch es schalten sich kohlige Lagen ein, die zu Braunkohleflözchen anschwellen können. Die Pollenflora entspricht der der Braunkohle von Hofheim-Marxheim, wie die Untersuchung von vier Proben durch M. HOTTENROTT, Gießen, ergab (schriftl. Mitt.). Hier die Verhältniszahlen einer dieser Proben (die übrigen haben entsprechende Verhältniswerte, doch ist die Anzahl der zu zählenden Pollen geringer, weil die Sporen sehr hohe Anteile im Spektrum erreichen):

<i>Triatriopollenites rurensis</i>	82%
<i>Triatriopollenites coryphaeus</i>	18%
<i>Alnus</i> 4porig	9%
<i>Alnus</i> 5porig	88%
<i>Alnus</i> 6porig	3%
<i>Ulmus</i> 4porig	86%
<i>Ulmus</i> 5porig	14%
<i>Ulmus/Alnus</i>	17%

Die Begleitflora aller 4 Proben ist identisch. Hohe Anteile erreichen Farnsporen der Gattungen

Leiotriletes
Trilites
Baculatisporites
Polypodiaceoisorites
Verrucingulatisporites

sowie die typische Form

Inaperturopollenites emmaensis MÜRRIGER & PFLUG

Zusätzlich treten Planktonformen und Pollen von Halophyten auf („Salzwasserindikatoren“).

Die genannten Floren sind nach HOTTENROTT typisch für Oberoligozän allgemein und unteres Oberoligozän im besonderen.

Auf die große Ähnlichkeit der Spektren des Cyrenenmergels von Eltville, Frankfurt und Salzhausen weist HOTTENROTT (1985) hin.

Innerhalb der grauen Schichtenfolge treten bis zu 4 deutlich hellere Lagen von schluffigem, auch feinsandigem Ton auf. Seine Farbe ist weißgrau, braunviolett und rosagrau, typisch sind fein verteilte Holzreste und ein seifig-glatte Griff.

Während die hellen Tonlagen frei von Kalk und Fossilien sind, kommen in den dunklen Ton- und Schlufflagen vor:

Schwammnadeln
 Seeigelstacheln
Quinqueloculina-Arten
Pyralina lanceolata REUSS
Globigerina sp.
Elphidium nonioninoides(ANDREAE)
Rotalia kiliani (ANDREAE)
Hemicypriideis rhenana (LIENENKLAUS)
Loxococoncha favata KUIPER
Pterygocythereis ceratoptera (BOSQUET)
Neocyprideis parallela LIENENKLAUS)

Zwischen 4 und 7 m über der Basis, d. h. über dem *Isognomon-Ostrea*-Grenzschild, liegt ein markanter weiterer Fossilschild aus

Polymesoda convexa (BRONGN.) = *Cyrena convexa* BRONGNIART
Potamides (Potamides) lamarcki BRONGNIART
Pirenella plicata galeottii (NYST)

und folgender Mikrofauna/bzw. -flora:

Quinqueloculina sp.
Nonion sp.
Rotalia fallax STEUER
Rotalia kiliani (ANDREAE)
Hemicyprideis rhenana LIENENKLAUS)
Neocyprideis parallela (LIENENKLAUS)
Cytheromorpha zinnborfi (LIENENKLAUS)
 Bryozoenstöckchen
 Fischknochen und -zähnechen
Nitellopsis (Tectochara) meriani (BRAUN ex UNGER).

Über dem genannten *Polymesoda-Potamides*-Schilf kommen noch in einzelnen Lagen vor:

Rotalia kiliani (ANDREAE)
Elphidium nonioninoides (ANDREAE)
Hemicyprideis sp.
Candona candidula LIENENKLAUS
Lymnaea fabula (BRONGNIART)
 Fischknochensplitter, -wirbel, -schlundzähne
Nitellopsis (Tectochara) meriani (BRAUN ex UNGER)
Chara minutissima (MÄDLER).

2.6. Süßwasserschichten

Maximal 10 m über dem letztgenannten Fossilschild werden Ton und Schluff durch sandig-kiesige Schichten abgelöst. In schluffigen Lagen von hellen Farben (wie kreideweiß, gelblich, grau, hellbraun) kommen noch vor:

Nitellopsis (Tectochara) meriani (BRAUN ex UNGER)
Chara minutissima (MÄDLER).

Anreicherung von Gips ist typisch, teilweise bestehen die Schlammrückstände überwiegend aus Gipskristallen. Auch in diesen Schichten findet sich ausschließlich Material aus der näheren Umgebung.

Ab rund 160 m über NN fehlen jegliche Fossilien. Die Schichtenfolge im einzelnen ist in Abb. 2 dargestellt.

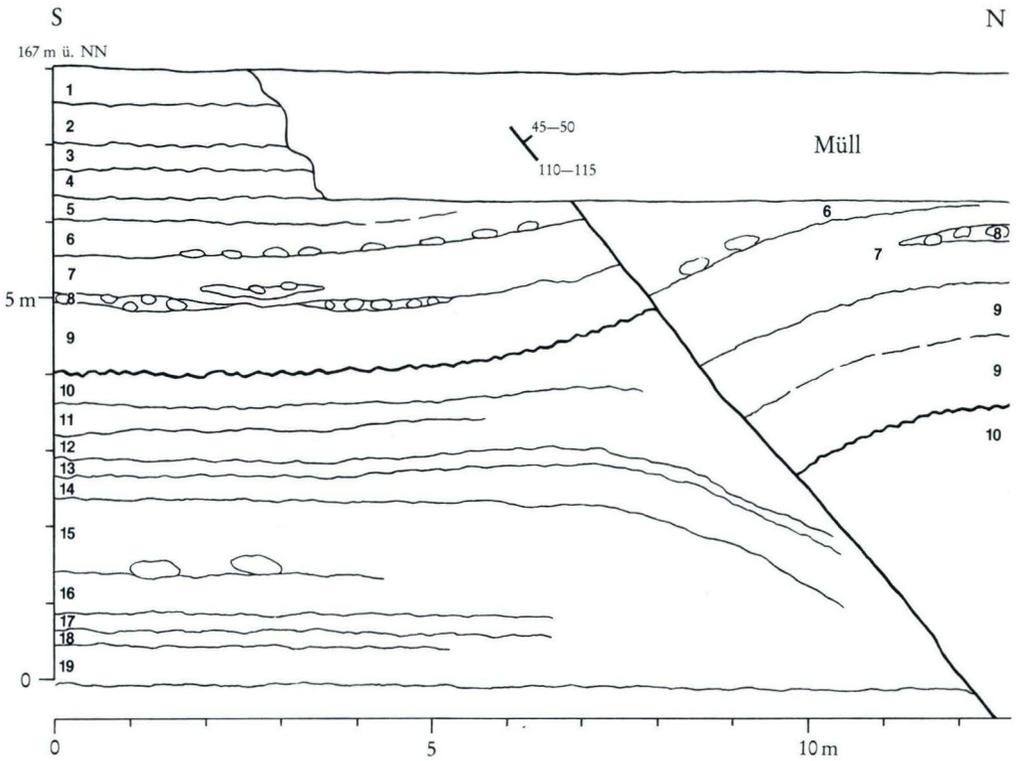


Abb. 2. Baugrube Große Hub, ehemalige Deponie Martinsthal, bei R 34 37 34, H 55 45 87, Oberkante bei 167 m über NN.

Schicht Nr.	bis m u. GOK	Gesteinsbeschreibung	Einstufung
1	0,5	Lehm, kiesig, bunte Gerölle	künstl. Aufschüttung
2	1,0	Ton, grau-grün, blaugrau	„Milchquarzsotter“?
3	1,3	Schluff, weiß, weißgrün, gelb	„
4	1,7	Ton, grüngrau, gelbbraun	„
5	2,0	Schluff, bläulich-grüngrau	„
6	2,4	Ton, grüngrau, grünbraun, mit Kalkkonkretionen	„
7	3,0	Schluff, hellgrau, feinsandig, Mn-Anreicherung auf Klüften	„
8	3,2	Fein- bis Mittelkies, graubraun, sandig, Gerölle bis 3 cm Ø, kantengerundet	„
9	4,0	Ton bis Schluff, weißgrau, grüngrau, feinsandig, seifig, in Lagen kohlig	„
.....Erosionsdiskordanz, Rutsch- und Quellhorizont.....			
10	4,4	Ton bis Schluff, grau-grün	Süßwasserschichten
11	4,7	Ton bis Schluff, hellgrau, mit Kalkkonkretionen	„
12	5,1	Ton bis Schluff, dunkelgrüngrau	„
13	5,3	Schluff, gelbbraun, tonig	„
14	5,6	Ton bis Schluff, grüngrau, seifig, kohlige Lagen	„
15	6,6	Ton bis Schluff, grau-grün, bläulichgrau; Brauneisenkrusten, Toneisensteingeoden	„
16	7,1	Ton bis Schluff, grüngrau	„
17	7,3	Schluff, bräunlich-weißgrau, violettstichig, seifig, kohlige Lagen	„
18	7,5	Ton bis Schluff, dunkelgrüngrau, lagig mit Gipskristallen	Cyrenenmergel
19	8,0	Ton, schluffig, grüngrau, gelbbraun, kalkhaltig, Gipskristalle	„

Die dunkelgrauen Tone an der Basis des Aufschlusses (Schichten 18–19) sind noch zum Cyrenenmergel zu stellen, darüber folgen Süßwasserschichten (10–17).

Über Schicht 10 folgen mit einer deutlichen Erosionsdiskordanz unruhig geschichtete, fluviatile Bildungen. Es wechseln auf engstem Raum weißer, grauer und gelblicher Kies aus kantengerundeten Quarz- und Quarzitzerollen bis 5 cm \varnothing mit Schluff und Sand. Ob diese Bildungen den „Milchquarzschoffern“ Rhein Hessens äquivalent und noch in das Oligozän zu stellen oder ob sie jünger sind, konnte bisher nicht geklärt werden. Auch in ihnen lassen sich als Komponenten nur Taunusgesteinsreste aus nächster Nähe erkennen. Die eingelagerten Sande führen wie die in den tieferen Schichten Wasser und werden beim Anschneiden ausgeschwemmt, worauf die hangenden Tone und Schluffe teilweise in m³-großen Schollen nachbrechen.

In das stratigraphische Niveau dieser fluviatilen Schüttung gehören wohl auch die weißen Quarzkiese, die, mit Schluff und Sand wechselnd, in Bohrungen durchteuft wurden, z. B. in Brg. 8 zwischen 0,9 und 5,4 m (Kap. 4). Daß sie am Walluftalhang fast 20 m tiefer liegen als auf der Kuppe der Großen Hub (Abb. 2), kann sowohl an hangparallelen Verwerfungen (Kap. 5) als auch an Rutschungen liegen. Genaueres könnte erst aus zusätzlichen Bohrungen zwischen Brg. 5 und 6 ersehen werden.

2.7. Sandig-kiesige Schichten E der Walluf

Jenseits der Walluf (Abb. 1) ist dem Schleichsand eine kiesig-sandige Schichtfolge an- oder auch aufgelagert. Gelber, grauer und graugrüner Kies wechselt mit Sand und Schluff. Die Gerölle sind kantengerundeter Quarz und Quarzit bis mehrere Zentimeter Durchmesser.

Die Einstufung dieser Ablagerungen stößt auf Schwierigkeiten, weil Fossilien oder andere Zeitmarken bisher nicht gefunden wurden. LEPLA et al. (1972) stellen sie zum Meeressand und „Septarienton“. Da abzusehen ist, daß in Kürze im Zuge des Straßenbaues größere Aufschlüsse in diesem Bereich entstehen, wird zunächst von einer Einstufung der Schichten E der Walluf abgesehen. Die Position dieser Bildungen scheint jedoch nicht auf eine Zugehörigkeit zum Unteren Meeressand hinzudeuten. Auch die geringere Rundung der Gerölle läßt die Kiese von den groben Sedimenten am Rohrberg (s. o.) unterscheiden.

Der Talhang E der Walluf bietet darüber hinaus eine sehr unruhige Morphologie, und es muß mit Schichtenumlagerung in Form von Rutschungen gerechnet werden.

Der talparallele Rücken am Hangfuß bei R 34 38 40, H 55 45 60 (Bl. 5914 Eltville a. Rh.) stellt vermutlich eine ehemals abgerutschte Scholle dar.

Ferner sind auf dem gesamten Hang pleistozäne Terrassen verbreitet, und Terrassenkies mit Lagen von Solifluktionsschutt war beispielsweise in einer Kiesgrube nahe der Walluftal- schule angeschnitten (KANDLER 1971).

3. Tektonische Beobachtungen

Der Kern des Untersuchungsgebietes wird von der über 60 m mächtigen Schichtenfolge Schleichsand – Cyrenenmergel – Süßwasserschichten eingenommen.

Die Grenze Unterer Meeressand/Sleichsand (Rupelton kommt, geringmächtig, nur in Brg. 1 vor) liegt im Walluftal in Brg. 9 bei 110 m und steigt in Richtung auf Brg. 7 auf 116 m

über NN. Im W, im Sülzbachtal, liegt sie bei 98 m über NN (Brg. 1). Im Bereich der Rohrbergsscholle (Abb. 1) reichen dem Oberen Meeressand zugeordnete grobklastische Sedimente bis in 130 m über NN.

Die Grenze Schleichsand/Cyrenenmergel liegt im E bei 122 m über NN (Brg. 9) und steigt nach W auf 132 m (Brg. 7) und 138,5 (Brg. 6) m über NN an. Entsprechend folgt der *Polymesoda-Potamides*-Schill in Brg. 9 in 127 m, in Brg. 8 in 133 m, in Brg. 6 in 143 m und in Brg. 5 in 148 m über NN.

Ein Vergleich aller am E-Hang der Großen Hub niedergebrachten Bohrungen weist ferner auf ein zwischen NW-SE und SW-NE wechselndes Streichen hin, wobei der Richtungswechsel an einer Störung zwischen Brg. 7 und 9 zu erfolgen scheint. Ein weiterer Hinweis auf etwa hangparallele Verwerfungen könnten sich aus der tiefen Lage der Quarzkiese von Brg. 8 ergeben (Kap. 3). Die häufige Steilstellung der Feinschichten (z. B. zwischen 7 und 11 m in Brg. 9) könnte sowohl tektonisch als auch durch Rutschungen erklärt werden.

Über die Schichtlagerung am W-Hang der Großen Hub können erst weitere Bohrungen Auskunft geben. Die von LEPPLA et al. (1972) gezogene Grenze Schleichsand/Cyrenenmergel in rund 120 m über NN deutet aber schon darauf hin, daß die Höhenlage der Schichten hier etwa den Verhältnissen im Walluftal entspricht.

An einer vermuteten NW-SE-Verwerfungszone längs der Walluf oder am tieferen linken Walluftalhang grenzt Schleichsand an eine Kies- und Sandfolge, deren Altersstellung bisher unklar ist, die jedoch vermutlich jünger ist als Cyrenenmergel.

4. Ausgewählte Bohrprofile

Brg. 1 (Bw 8 Brg. 13), R 34 36 568, H 55 45 040, 112 m über NN

- 0,6 m	Lößlehm, dunkelbraun	Holozän
- 3,5 m	Löß, hellgelbbraun, kalkhaltig, bei 1,8 m graue Lage: Eltviller Tuff	Pleistozän, Würm
- 4,7 m	Löß, grünlich-gelbbraun, vermengt mit Mergel aus dem Liegenden	Solifluktionszone (Würm?)
- 5,2 m	Mittel- bis Grobkies, hellbraun, schluffig, Gerölle kantengerundet, bis 10 cm Ø, meist Quarz und Quarzit	T3-Terrasse n. KANDLER 1971
- 9,0 m	Mergelton, grün-graubraun, schluffig	Tertiär, Schleichsand
-12,0 m	wie vor, grün-dunkelgrau	„
-14,2 m	wie vor, stark schluffig, feinsandige glimmerreiche Lagen	Rupelton
-15,0 m	Schluff, dunkelgrau, tonig, stark feinsandig-feinkiesig, kalkhaltig	Unt. Meeressand

Brg. 2 (Bw 8 Brg. 8), R 34 366 73, H 55 45 198, 111,11 m über NN

- 4,0 m	Bauschutt, Müll, Steine	
- 6,4 m	Schluff, dunkelgrau bis braunschwarz, wechselnd mit Torf, weich holzig, einzelne Quarzgeröllchen	Holozän, Auenlehm des Sülzbaches
- 8,0 m	Schluff bis Sand, grünlichgrau, Gerölle bis 10 cm Ø, Quarz, Quarzit, Phyllit	Pleistozän, Niederterrasse des Sülzbaches
-10,0 m	Grobsand, bis Feinkies, braungrau, Schlufflagen, Quarzgeröllchen bis 5 mm Ø	Tertiär, Ob. Meeressand
-13,2 m	wie vor, graubraun	Meeressand
-20,0 m	wie vor, bläulich-dunkelgrau, schluffig, Quarzgeröllchen bis 8 mm Ø	„

Brg. 3 (Bw 8 Brg. 6), R 34 36 712, H 55 45 263, 112,25 m über NN

– 0,7 m	Lößlehm, braun, kiesig	Holozän	
– 1,9 m	Lößlehm, hellbraun, schwach kiesig	Pleistozän	
– 2,2 m	Fein- bis Mittelkies, braun, schluffig, sandig, Gerölle bis 20 mm Ø	T5-Terrasse	n. KANDLER 1971
– 3,1 m	wie vor, hellbraun, unten rostbraun		„
– 8,3 m	Grobsand bis Feinkies, hellgraubraun, lagig schluffig, lagig mittelkiesig	Tertiär, Ob.	Meeressand
– 14,8 m	wie vor, Quarzgerölle bis 8 mm Ø, gut gerundet, schluffige Lagen		„
– 15,0 m	Mittel- bis Grobsand, hellgraubraun, schluffig, feinkiesig, Quarzgerölle wie vor, bis 4 mm Ø		„

Brg. 4 (Bw 7 Brg. 2), R 34 36 934, H 55 45 682, 141,3 m über NN

– 2,3 m	Lößlehm und Löß, ganz oben kiesig	Holozän/Pleistozän	
– 9,1 m	Schluff, braun, aus Lößlehm, mit Schalenbruchstücken von <i>Ostrea</i> und <i>Polymesoda</i> , unten bunte Gerölle (Mittelkies)	Pleistozän,	Solifluktuationsmassen
– 11,5 m	Schluff, hellgraugrün, feinschuppig, kiesig, Gerölle bis 10 mm Ø	Tertiär, Ob.	Meeressand
– 12,0 m	Fein- bis Mittelkies, hellgrüngrau, sandig, schluffig, bei 11,9 m Holzreste		„
– 14,0 m	Schluff, gelblich-weißgrün, weißgrau, sandig, unten feinkiesig, Gerölle gerundet		„
– 14,9 m	Fein- bis Mittelkies, hellgrüngrau, sandig, schluffig, Gerölle bis 20 mm Ø, gerundet		„
– 15,6 m	Schluff, weißlichgrün, sandig, feinkiesig, Gerölle bis 10 mm Ø		„
– 17,7 m	Fein- bis Mittelkies, weißgrau, hellgrüngrau, stark sandig-schluffig, Gerölle bis 20 mm Ø		„
– 20,0 m	wie vor, rostigbraun, partienweise zu Brauneisenkonglomerat verfestigt, ganz unten grobkiesig		„

Brg. 5 (Bw 6 Brg. 2), R 34 37 342, H 55 45 874, 166,4 m über NN

– 3,4 m	Hausmüll, Bauschutt		
– 3,8 m	Ton, graugrün, schluffig	Tertiär, „Milchquarzsotter“?	
– 4,0 m	Sand, hellgrüngrau, schluffig, kiesig, Gerölle kantengerundet		„
– 4,9 m	Schluff, hellgraugrün, feinblättrig, feinsandig, glimmerhaltig		„
– 5,2 m	Mittel- bis Grobsand, hellbraun, schluffig, feinkiesig		„
– 5,5 m	Schluff, hellgelbbraun, tonig	Süßwasserschichten	
– 5,9 m	Ton, grüngrau, gelbbraun, schluffig		„
– 6,5 m	Schluff, weißgrau, tonig		„
– 9,1 m	Ton, grüngrau, schluffig, kalkhaltig, lagig Gipskristalle bis 1 cm Länge	Cyrenenmergel	
– 9,5 m	Ton, dunkelbraungrau, kohlige Lagen		„
– 12,0 m	Mergelton, grüngrau, hellbraun, schluffig		„
– 12,8 m	Ton, grauschwarz, kohlige Holzreste		„
– 14,0 m	Ton bis Schluff, hell- bis dunkelgrau		„
– 14,2 m	Schluff, grau, tonig, kohlige Holzreste		„
– 18,3 m	Mergelton, grüngrau, blaugrau, schluffig, mit Schill: <i>Polymesoda</i> und <i>Potamides</i>		„

-18,6 m	Ton, dunkelgrau, schluffig, kohlig	Cyrenenmergel
-19,4 m	Ton, grau, schluffig, halbfest	„
-20,0 m	Schluff, grau, feinblättrig, tonig, unten feinsandig	„
Brg. 6 (Bw 5 Brg. 34), R 34 37 783, H 55 45 757, 145,45 m über NN		
- 0,4 m	Lößlehm, graubraun	Holozän
- 1,3 m	Löß, hellbraun, unten Horizont aus bunten Geröllen bis 50 mm Ø, kantengerundet	Pleistozän
- 1,8 m	Ton, graugrün, mit Schlufflagen, weißgrün	Tertiär, Cyrenenmergel
- 1,9 m	Schluff, weißgrün, bräunlich, violettstichig, schwach feinsandig, kohlig	„
- 2,4 m	Mergelton, graugrün, schluffig, Schalenreste	„
- 2,5 m	Schluff, graugrün, rostbraun, tonig, mit <i>Polymesoda convexa</i> und <i>Potamides</i>	„
- 6,4 m	Ton, weißgrün, graugrün, schluffig, seifig, oben kohlige Holzreste	„
- 6,6 m	Schluff, braungrün, feinsandig, kalkhaltig, Bruchschill von <i>Isognomon</i> und <i>Ostrea</i>	Schleichsand
-14,9 m	Mergelton bis Schluff, braungrün, feinsandig, glimmerreiche Feinsandlagen, bei 13,8 m Schluffstein, fein geschichtet, hell/dunkelbraun, mit dünnen Feinsandlagen	„
-15,1 m	Mittel- bis Grobsand, graubraun, lagenweise schluffig, feinkiesig	„
-15,6 m	Ton, grau, braungrün, Feinsandlagen wie vor	„
-17,0 m	Mittel- bis Grobsand, hellgraubraun, graugrün, feinkiesig, lagig schluffig und kalkhaltig mit <i>Balanus</i> -Schill	„
-17,5 m	Ton, blaugrau, stahlgrau, schluffig	„
-20,0 m	Ton, blaugrau, schwach schluffig	„
Brg. 7 (Bw 5 Brg. 28), R 34 37 852, H 55 45 732, 141,06 m über NN		
- 0,6 m	Lößlehm, braun	Holozän
- 1,6 m	Löß, gelbbraun, kalkreich	Pleistozän
- 1,7 m	Mittel- bis Grobkies, hellbraun, schluffig, Quarz- und Quarzitgerölle bis 6 cm Ø, bunt	„
- 2,3 m	Schluff, weißgelb, fein- bis mittelsandig	Tertiär, Cyrenenmergel
- 3,3 m	Ton, hellgrau, weißgrau, feinsandige Lagen	„
- 4,2 m	Ton, grüngrau, schluffig, bis Schluff, violett-hellgrau, seifig-feinschuppig	„
- 4,4 m	Schluff und Feinsand, graugrün, rostbraun, feinschichtig wechselnd	„
- 5,3 m	Ton, graugrün, hellgrau, kalkhaltig, im Wechsel mit Schluff, hellgrau	„
- 5,5 m	Fein- bis Grobsand, weißgrau-gelblich, blaßrosa, schluffig	„
- 5,9 m	Schluff und Feinsand, weißgrau, gelbgrau, in feinem Wechsel	„
- 7,6 m	Ton, hell- bis grüngrau, Schlufflagen	„
- 9,4 m	Ton, grüngrau, schluffig, kalkhaltig	„
- 9,6 m	Feinsand, braungrün, schluffig, kalkhaltig, Schill von <i>Isognomon</i> und <i>Ostrea</i>	Schleichsand
-10,5 m	Ton grünbraun, graugrün, schluffig	„
-13,3 m	Ton und Schluff, grüngrau, gelbbraun, Feinsandlagen im cm-Bereich, bei 13,1 m Kalkkonkretion, feinlagig gebändert	„

-17,0 m	Ton und Schluff, grünbraun, rostigbraun, Fein- bis Mittelsandlagen, bei 16,6 m Feinkies, bis 16,3 m Schluffstein, kalkreich, feinschichtig, Schill von <i>Ostrea</i> u. <i>Balanus</i>	Schleichsand
-25,0 m	Mergelton, dunkelgrau, schluffig, bei 21,7 m Mergelkalk, halbfest, <i>Balanus</i> -Schill	„
-25,6 m	Schluff, schwarzgrau, feinsandig, einzelne Quarzgeröllchen	Unt. Meeressand
-30,0 m	Fein- bis Mittelsand, schwarzgrau, lagenweise stark fein- bis mittelkiesig, Gerölle kantengerundet, feine Holzreste	„
Brg. 8 (Bw 5, Brg. 29), R 34 37 810, H 55 45 716, 146,96 m über NN		
- 0,9 m	Lößlehm, dunkelbraun	Holozän
- 1,7 m	Schluff, weißgrau, hellgraubraun, gelbbraun, feinsandig	Tertiär, „Milchquarzsotter“?
- 2,0 m	Fein- bis Mittelsand, hellgelbbraun, schluffig	„
- 3,3 m	Mittel- bis Grobkies, hellgrau, kantengerundete Quarzgerölle bis 40 mm Ø	„
- 3,7 m	Fein- bis Grobsand, hellgrau, gelb- bis rostbraun, feinkiesig	„
- 4,1 m	Mittel- bis Grobkies wie vor, weißgrau, stark schluffig	„
- 5,0 m	wie vor, Gerölle bis 50 mm Ø, Quarz und Quarzit, kantengerundet	„
- 5,1 m	Schluff, gelbbraun, stark sandig	„
- 5,4 m	Fein- bis Mittelsand, graugelb, schluffig, schwach feinkiesig	„
- 6,5 m	Ton bis Schluff, weißgrau, hellgrau, feinsandig	Cyrenenmergel
- 7,1 m	Schluff, graugrün, weißgrau, tonig, feinsandig	„
- 7,9 m	Feinsand, hellbraun, tonig, schluffig	„
- 8,1 m	Ton, grüngrau, schluffig	„
- 8,8 m	Schluff, hellbraun, braungrün, feinsandig	„
- 9,7 m	Ton, graublau, schluffig, mit Schluff, graubraun, feinsandig	„
- 9,8 m	Braunkohle, schwarz, holzig	„
-10,2 m	Ton, blaugrau, schluffige Feinlagen	„
-11,5 m	Schluff, grüngrau, hellgrau, seifig, kohlige Feinlagen bis einige Zentimeter Stärke	„
-14,3 m	Ton-, graugrün, kalkhaltig, schluffig, mit Schill: <i>Polymesoda</i> , <i>Potamides</i>	„
-18,0 m	Ton und Schluff, grüngrau, feinschichtig	„
-18,9 m	wie vor, dünne Feinsandlagen, rostigbraun, Kalkkonkretionen, hell/dunkel gebändert	Schleichsand
-20,0 m	wie vor, reichlich Feinsandlagen, braungrau, glimmerreich	„
Brg. 9 (Bw 5 Brg. 40), R 34 37 955, H 55 45 735, 132,7 m über NN		
- 2,0 m	Lößlehm und Löß	Holozän/Pleistozän
- 4,0 m	Schluff und Feinsand, hellgrau, in feinem Wechsel mit Ton, schluffig	Tertiär, Cyrenenmergel
- 6,0 m	Mergelton, hellgrüngrau, braungrün, Schill: <i>Polymesoda convexa</i>	„
- 6,8 m	Ton, blaßviolett, rötlichbraun, und Schluff, rötlichgrau, feinsandig, kohlige Holzreste	„
-10,5 m	Mergelton, Schluff und Feinsand in feinem Wechsel, graugrün und rostigbraun	„
-11,0 m	Mergelton, blaugrau, schluffig, feinschichtig wechselnd mit Feinsand, hellgrau, Schichten steilstehend, Schill: <i>Balanus</i> , <i>Isognomon</i> , <i>Ostrea</i>	Schleichsand

-13,1 m	Ton, Schluff, Feinsand in feinem Wechsel wie vor	Schleichsand
-21,2 m	Mergelton, blaugrau, stahlgrau, schluffig, bei 17,7 m Mergelstein, grau	„
-22,0 m	Schluff bis Feinsand, dunkelgrau	„
-23,0 m	Ton, grau, schluffig, unten Schill: <i>Balanus, Isognomon</i>	„
-25,0 m	Feinsand, dunkelgrau, mittelsandig, fein- bis mittelkiesig, kantengerundete Quarzgerölle bis 10 mm Ø, feine Holzreste	Unt. Meeressand

5. Schriftenverzeichnis

- ANDRES, W. (1977): Hangrutschungen im Zellertal (Südrheinessen) und die Ursachen ihrer Zunahme im 20. Jahrhundert. – Mainzer geogr. Studien, **11**: 267–276, 3 Abb.; Mainz.
- BOETTGER, O. (1875): Über die Gliederung der Cyrenenmergelgruppe im Mainzer Becken. – Ber. senckenb. naturforsch. Ges., **1873–74**: 50–102; Frankfurt a. M.
- DOEBL, F. (1954): Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton – Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken. – Notzbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 57–111, 10 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HAAS, R. (1854): Rheingauer Geschichts- und Weinchronik. – 106 S., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HIDDEMANN, E., SOMMER, H., SONNE, V., & WECHSLER, H. (1979): Sanierung der Hangrutschung „Stahlberg“ beim Bau der BAB 61 bei Sprendlingen. – Straße u. Autobahn, 5/1979: 197–203, 15 Abb.; Bonn-Bad Godesberg.
- HOTTENROTT, M. (1985): Palynologie und Stratigraphie im Vogelsberg mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohrung Salzhausen. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 75–82, 3 Abb.; Wiesbaden.
- KANDLER, O. (1971): Die pleistozänen Flußterrassen im Rheingau und im nördlichen Rheinessen. – Mainzer naturwiss. Arch., **10**: 5–25, 1 Tab., 1 Kt.; Mainz.
- KRAUTER, E., & STEINGÖTTER, K. (1980): Kriech- und Gleitvorgänge natürlicher und künstlicher Böschungen im Tertiär des Mainzer Beckens (Bundesrepublik Deutschland). – 6. Donau-Europ. Konf. Bodenmech. Grundbau, **3**, 3, 15: 153–164; Varna.
- KÜMMERLE, E. (1982): Beobachtungen zur Tektonik im Rheingau. – Geol. Jb. Hessen, **110**: 101–115, 1 Abb.; Wiesbaden.
- LAUBER, H. L. (1941): Untersuchungen über die Rutschungen im Tertiär des Mainzer Beckens, speziell die vom Jakobsberg bei Ockenheim (Bingen). – Geol. Bauwesen, **13**: 27–59, 13 Abb., 7 Tab.; Wien.
- LEPPLA, A., MICHELS, F., SCHLOSSMACHER, K., STEUER, A., & WAGNER, W. (1972): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5914 Eltville, 3. Aufl.; Wiesbaden.
- MICHELS, F. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5914 Eltville a. Rh., 3. Aufl.: 4 u. 79 S., 2 Abb.; Wiesbaden.
- MÜRRIGER, F., & PFLUG, H. (1952): Über eine palynologische Untersuchung des Braunkohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim (Untermaingebiet). – Notzbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI) **3**: 56–66, 2 Taf.; Wiesbaden.
- NEUFFER, F. O., & KUSTER-WENDENBURG, E. (1977): Mollusken aus dem Schleichsand (Oberes Rupelium, Mitteloligozän) bei Albig in Rheinessen. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 5–40, 2 Abb., 7 Taf.; Wiesbaden.
- PROBST, E. (1980): Das Land, in dem die Berge wandern. – Allg. Ztg. Mainz, 12./13. 1. 1980: 29; Mainz.
- ROTHAUSEN, K., & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken. – Slg. geol. Führer, **79**: 203 S., 21 Abb., 3 Tab., 47 Taf.; Berlin – Stuttgart.
- SCHWARZ, J. (1985): Revision der Charophyten-Flora der Süßwasserschichten und des Kalktertiärs im Mainzer Becken (Ober-Oligozän – Unter-Miozän). – Mainzer geowiss. Mitt., **14**: 7–98, 18 Abb., 10 Tab., 14 Taf.; Mainz.
- SONNE, V. (1973): Ein Profil im Grenzbereich Schleichsand/Cyrenenmergel in Rheinessen (Tertiär, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **2**: 105–114, 12 Abb.; Mainz.

- STEUER, A. (1910): Über Rutschungen im Cyrenenmergel bei Mölsheim und anderen Orten in Rheinhessen. – Notizbl. Ver. Erdkde. großherzogl. geol. L.-Anst. Darmstadt, (IV) **31**: 106–114; Darmstadt.
- WAGNER, W. (1928): Cyrenenmergel und Süßwasserschichten innerhalb des Pfälzer Berglandes. – Notizbl. Ver. Erdkde. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, (V) **10**: 41–48, 2 Taf.; Darmstadt.
- (1938): Über Untersuchungen von Rutschungen in Tertiärschichten des Mainzer Beckens. – Mitt. Forsch.-Ges. Straßenwesen, **1937**: 35–36; Berlin.
 - (1941a): Bodenversetzungen und Bergrutsche im Mainzer Becken. – Geologie u. Bauwesen, **13**: 17–33; Wien.
 - (1941b): Der Bergrutsch am Petersberg bei Gau-Odernheim in Rheinhessen im Jahre 1940. – Bautechnik, **19**: 4–8, 8 Abb.; Berlin.
 - (1954): Oberoligozäne Süßwasserbildungen des Mainzer Beckens bei Vendersheim in Rheinhessen. – Jber. Mitt. oberrhein. geol., Ver., NF, **36**: 12–19, 1 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
 - (1956): Zur Frage der Altersbeziehung von Meeressand zu Rupelton im Mainzer Becken und im Rheintalgraben. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 212–215; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 31. 1. 1986

Ein Würmlöß-Profil in Wiesbaden-Schierstein

Von

KARL JOSEF SABEL und JOE-DIETRICH THEWS*

Kurzfassung: Es wird aus einem Bauaufschluß in Wiesbaden-Schierstein ein Lößprofil beschrieben, das fast alle Gliederungselemente des Würms enthält, die aus Südhessen bekannt sind.

Abstract: A temporary outcrop, located at Wiesbaden-Schierstein, is described, which exhibited a loess-profile of Würm (Weichselian) glacial stage with the nearly complete stratigraphic inventory (buried interstadia soils and tuff-layers) characteristic for southern Hesse.

Das zunehmende Auflassen von Ziegeleien und der eingeschränkte und besonnenere Straßenbau führte im Rhein-Main-Gebiet zu einer Verarmung von quartärgeologisch relevanten Aufschlüssen im Löß. Es besteht aber ohne Zweifel weiterhin ein großes Interesse, die bislang erarbeitete Lößgliederung immer wieder zu überprüfen und zu verdichten.

Daher wurde die Gelegenheit genutzt, einen durch Baumaßnahmen in Wiesbaden-Schierstein vorübergehend zugänglichen Lößaufschluß aufzunehmen und ihn mit dem vorliegenden Gliederungsschema zu vergleichen.

Der leider nur vorübergehend offene Aufschluß liegt unterhalb der Kreuzung Freudenberg-Stihlstraße, gegenüber den Glyco-Werken, in einem schwach nach Süden geneigten Mittelhang (Bl. 5915 Wiesbaden, R 34 42 52, H 55 46 17, ca. 100 m über NN).

Die nördliche Aufschlußwand an der Stihlstraße wies den in Abb. 1 wiedergegebenen Profilaufbau auf.

Unter einer ca. 120 cm mächtigen Aufschüttung (Y), dem Unterbau der Straße, folgte ein kräftig dunkelbrauner, sehr schwach humoser, toniger Lehm, der ein gut ausgebildetes Polyedergefüge besaß. Zweifelsfrei handelt es sich hier um den Bt-Horizont der rezenten Bodenbildung, deren Oberboden (Al-Horizont) bereits erodiert ist. Nach Osten hin wird der Bt-Horizont immer geringmächtiger und wird schließlich gekappt, so daß der Straßenunterbau dem Löß unmittelbar aufliegt.

Es schließt sich mit scharfer Grenze ein Kalkanreicherungs-(Cc-)Horizont an, der, gekennzeichnet durch eine Häufung von Pseudomycelien, nach ca. 50 cm allmählich in den Löß übergeht.

Darunter folgen 3 gebleichte, rostfleckige Naßböden (E), deren unterster ca. 50 cm mächtig ist und makroskopisch besonders gut erkennbar war. Die beiden jüngeren besitzen dagegen ein wesentlich schwächeres Erscheinungsbild und werden von einer auffälligen, 2–3

* Dr. K. J. SABEL, Dr. J.-D. THEWS, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

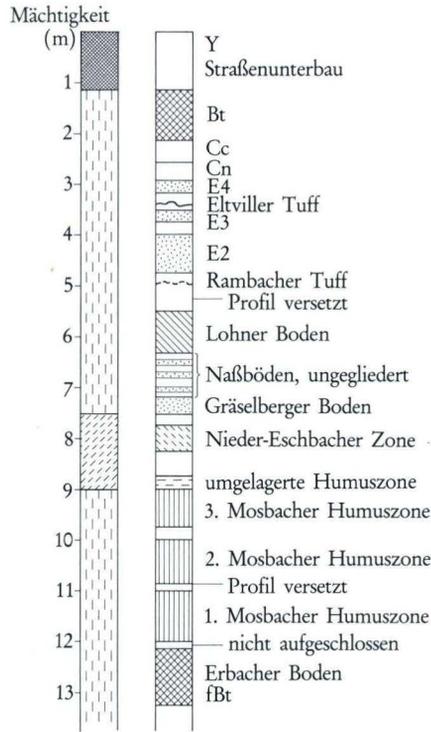


Abb. 1. Schematisches Profil der Baugrube an der Stihlstraße.

em dicken basaltischen Tufflage getrennt. Diese Abfolge und ihre Merkmalsausprägung entspricht der stratigraphischen Gliederung E_4 – Eltviller Tuff – E_3 – E_2 . Ein theoretisch nachfolgender E_1 -Naßboden konnte nicht identifiziert werden. Ca. 4,90 m unter Straßenkante gliedert ein in Flecken aufgelöster zweiter Tuff den Löß. Es schließt sich – im Aufschluß versetzt – ein brauner Horizont an, der eine markante pedogenetische Phase im Würm belegt und ein Interstadial repräsentiert. Im Vergleich zu anderen Lößprofilen dürfte es sich um den „Lohner Boden“ handeln. Im Stadtgebiet von Wiesbaden konnte SEMMEL (1969) auch eine „trockenere“ Variante dieser Bodenbildung mit rötlich-braunen Farben beobachten, die er als „Hainerberger Boden“ in die Literatur einführte.

Unter Berücksichtigung der zutreffenden Einstufung des braunerdeähnlichen Bodens ins Paudorf-Interstadial des Mittelwürms muß das fleckenhaft aufgelöste Tuffband oberhalb dieser Bodenbildung dem „Rambacher Tuff“ entsprechen, der von SEMMEL (1967) und BIBUS (1973) aus dem Untermaingebiet bzw. der Wetterau beschrieben wurde.

Unter dem „Lohner Boden“ setzt eine Serie von Naßböden an, die kaum voneinander zu trennen waren. Abgeschlossen wird sie von einer kräftigen Naßbleichung, die ihre Parallelisierung mit dem „Gräselberger Boden“ nahelegt.

Darunter folgt ein grauer, kiesiger Lößlehm, der mit zunehmender Tiefe zu bräunlichen Farben überleitet. Es liegt eine auffallende Übereinstimmung mit einem Lößprofil an der

nahen Autobahn vor, in dem SEMMEL (1968, 1969) diesen Abschnitt als „Niedereschbacher Zone“ interpretiert. Somit wäre das Mittelwürm vollständig repräsentiert.

Im östlichen und südlichen Teil des Aufschlusses sind dem Lößlehm unterhalb des Jungwürmlösses mehrere geringmächtige linsenförmige Kieslagen eingeschaltet. Der Kies besteht vorwiegend aus Quarz und Quarzit und dürfte wiederaufgearbeiteten pliozänen Sedimenten nördlich von Wiesbaden-Schierstein entstammen. Für Tertiärkalkgerölle, die sich ebenfalls in dem Kies fanden, kommen möglicherweise heute nicht mehr aufgeschlossene Tertiärkalke am Freudenberg als Liefergebiet in Frage (vgl. LEPPLA & STEUER 1971: 52).

Dem Altwürm werden 3 humose Bodenbildungen zugerechnet, die als „Mosbacher Humuszonen“ bekannt sind. Auch im vorliegenden Aufschluß können 3 entfernt tschernosemähnliche Horizonte ausgegliedert werden.

Die beiden höheren – ca. 60 und 80 cm mächtig – weisen dunkelbraune Farben auf. Beachtenswert ist die streifige Obergrenze der jüngsten Humuszone, was auf postgenetische Umlagerungen hindeutet. Die diffus verteilten Braunflecken vor allem im höheren Bereich des Mosbacher Humuszonenkomplexes können unter Umständen auf den Abbau der organischen Substanz zurückgeführt werden (ROHDENBURG 1964). Die älteste Humuszone ist nicht nur die mächtigste (ca. 100 cm), sondern auch die schwarzerdeähnlichste, da die Verbraunungstendenz kaum eingesetzt hatte. Sie bildet durch ihre schwarze Farbe, ihren hohen Tongehalt und die Mächtigkeit einen sehr auffälligen Horizont. Eine vergleichbare Ausbildung des Altwürms fand sich in der ehemaligen Ziegeleigrube Schillo & Co. am Gräselberg in Wiesbaden (SEMMEL 1968).

Abgeschlossen wird der Würmlöß durch eine nur erbohrte fossile Parabraunerde (fBt-Horizont), die allem Anschein nach dem „Erbacher Boden“ gleichkommt und ins letzte Interglazial (Eem) gehört.

Das insgesamt 13 m mächtige Lößprofil in Schierstein belegt somit eine fast lückenlose Akkumulation des Würmlösses, da bis auf den E_1 -Naßboden alle pedogenetischen Glieder vorhanden sind (FICKEL et al. 1982). Zudem sind die bislang bekannten Jungwürmtuffe (Eltviller und Rambacher Tuff) erhalten. Es fehlt lediglich der allerödzeitliche Laacher Bimstuff, der gewöhnlich von der rezenten Bodenbildung überdeckt wird, sich aber schwermineralogisch in den Böden des Untermaingebietes nachweisen läßt (zuletzt SABEL 1983).

An der Grenze Alt- zu Mittelwürm und im älteren Mittelwürm haben, wie pedologische und sedimentologische Indizien belegen, Umlagerungen stattgefunden, die aber nicht zu bedeutenden Diskordanzen geführt haben. Ab dem oberen Mittelwürm fehlen jegliche Hinweise auf Erosionsvorgänge.

Schriftenverzeichnis

- BARGON, E. (1967a): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5915 Wiesbaden, 118 S., 43 Tab., 41 Textprof.; Wiesbaden.
 – (1967b): Bodenkarte von Hessen 1:25 000 Bl. 5915 Wiesbaden; Wiesbaden.
 BIBUS, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 346–361, 6 Abb.; Wiesbaden.

- BOSINSKI, G., BRUNNACKER, K., KRUMSIEK, K., HAMBACH, U., TILLMANN, W., & URBAN-KÜTTEL, B. (1985): Das Frühwürm in Lößprofil von Wallertheim /Rheinhessen. – Geol. Jb. Hessen. **113**: 187–215, 12 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K., & TILLMANN, W. (1978): Die vulkanischen Tuffe im Löß-Profil von Wallertheim/Rheinhessen. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 255–59, 2 Abb.; Wiesbaden.
- FICKEL, W., SCHRADER, L., SEMMEL, A., & ZAKOSEK, H. (1982): Paläoböden in Hessen. – Geol. Jb., **F 14**: 101–128, 1 Abb.; Hannover.
- LEPPLA, A., & STEUER, A. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5915 Wiesbaden, 3. Aufl., 4 + 52 S.; Wiesbaden.
- – (1971): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5915 Wiesbaden, 3., unveränd. Aufl.; Wiesbaden.
- ROHDENBURG, H. (1964): Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes“. – Eiszeitalter u. Gegenwart., **15**: 66–71; Öhringen.
- SABEL, K. J. (1983): Schwermineraluntersuchungen an verschiedenen Böden des Rhein-Main-Gebietes. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 303–313, 1 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. – 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): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 395–399, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (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.

Manuskript eingegangen am 13. 1. 1986

Neolithische Auenlehmbildungen im Untermaingebiet – Ergebnisse einer Ausgrabung im Mainaltlauf „Riedwiesen“ zwischen Frankfurt am Main-Schwanheim und Kelsterbach, Kr. Groß-Gerau

Von

ALBRECHT JOCKENHÖVEL*

Kurzfassung: Die 1978 im Mainaltlauf „Riedwiesen“ durchgeführte Grabung ergab eine im Praeboreal einsetzende, im frühen Atlantikum beendete Verlandung (Niedermoorbildung). Die darüber liegende Auenlehmbildung wird zu ihrem Beginn durch eine Schicht mit einem Gefäß der jungneolithischen Michelsberger Kultur (4. Jt. v. Chr.) datiert. Die feinstratigraphische Position legt jedoch ein früheres Einsetzen der Auenlehmbildung in das Alt- und Mittelneolithikum (Linearbandkeramische und/oder Rössener Kultur) fest. Sie ist vermutlich mit anthropogenen Faktoren zu verknüpfen.

Abstract: In 1978 the excavation in the „Riedwiesen“, an old river-bed of the River Main, proved the evidence of the sedimentation in the beginning of the Praeboreal, ending in the Earlier Atlantikum. The upper deposits of holocene flood loam is dated by a layer of the Michelsberg Culture (4. mill. B.C.). It is most probable that the beginning of the flood loam deposit is connected with the oldest agricultural activities (Linearbandkeramik and/or Rössen) in the region of the system of the River Main (with the Rivers Nidda and Kinzig).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	115
2. Relief	117
3. Profilbeschreibung	119
4. Neolithische Auenlehmbablagerung	122
5. Schriftenverzeichnis	123

1. Einleitung

In den Jahren 1972, 1973 und 1980 wurden im westlichen Abschnitt des Frankfurter Stadtwaldes an der Grenze zu Kelsterbach drei mittelbronzezeitliche (hügelgräberbronzezeitliche) Siedlungsplätze des 14./13. Jh. v. Chr. entdeckt. Zwei von ihnen liegen am nördlichen Rand der steil abfallenden Kelsterbacher Terrasse, der dritte in der Flußniede-

*Prof. Dr. A. JOCKENHÖVEL, Seminar für Vor- und Frühgeschichte der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Arndtstr. 11, 6000 Frankfurt a. M.



Abb. 1. Frankfurt am Main-Schwanheim: Altlauf „Riedwiesen“ des Mains. Blick von SW auf den oberen Teil (Zustand im Sommer 1978; Foto: A. JOCKENHÖVEL).

zung am Rande des Mainaltlaufes „Riedwiesen“ (FISCHER 1973, 1975; JOCKENHÖVEL 1979/80). Die Ausgrabungsgruppe des Heimatmuseums Schwanheim (Leitung N. MÜLLER, Schwanheim) führte 1973 und 1974 eine Flächengrabung, das Seminar für Vor- und Frühgeschichte der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität 1978 mit Mitteln der DFG in den „Riedwiesen“ (Abb. 1, 2) eine Profilgrabung durch.

Erstmalig gelang es im Untermaingebiet durch die Zusammenarbeit mit einem Pollenanalytiker (Prof. Dr. G. LESCHIK) und einem Physischen Geographen (E. WEIDNER, heute Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden), archäologische und ökologische Befunde zu verknüpfen. Die Profilgrabung lieferte nun unerwartet gute und gesicherte Befunde zur Genese holozäner Auenlehme, die an dieser Stelle vorab bekanntgegeben werden sollen, da sie über den lokalen Rahmen hinaus für die Mittelgebirgszone von Bedeutung sind.

Mein Dank gilt der Ausgrabungsgruppe des Heimatmuseums Schwanheim für die Bereitstellung der Grabungsunterlagen aus den Jahren 1972–74, Herrn Prof. G. LESCHIK, Didaktik der Biologie der

Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt a. M., für die Durchführung der Pollenanalyse sowie Herrn E. WEIDNER, der mir bei den bodenkundlichen Befunden und der Durchsicht des Manuskripts behilflich war. Herr Dr. F.-R. HERRMANN, Leiter der Abteilung Vor- und Frühgeschichte beim Landesamt für Denkmalpflege, Wiesbaden, danke ich sehr herzlich für die Erlaubnis, Teilergebnisse meiner Grabung an dieser Stelle veröffentlichen zu können. Die vollständige Publikation erfolgt in den Fundberichten aus Hessen, **24**, 1986: A. JOCKENHÖVEL, Ausgrabungen in der Talauensiedlung „Riedwiesen“ bei Frankfurt am Main-Schwanheim – Untersuchungen zum mittelbronzezeitlichen Siedlungswesen im Rhein-Main-Gebiet, mit einem Beitrag von G. LESCHIK, Zur Waldgeschichte im Rhein-Main-Gebiet.

2. Relief

Die „Riedwiesen“ (Abb. 1, 2) sind die westliche Fortsetzung des verlandeten Mainbettes in der Schwanheimer „Sauros“ (KOBELT 1912: 72 ff.). Die im Jahre 1696 erstmalig als „Rittwiesen“, später auch als „Rodwiesen“ (KOBELT 1910) bezeichnete Stelle ist eine sumpfige, ca. 700 m langgestreckte, etwa 40–60 m breite Wiese, die die unbewaldete Fortsetzung des großen Rodsees (Rohsee), des sog. Schwanheimer Urwaldes, bis zur Kelsterbacher Gemarkungsgrenze bildet. Die reizvolle Wiese, jetzt im westlichen Teil durch den Autobahnabschnitt „Kelsterbacher Spange“ vernichtet, wird heute in ihrer Mitte von

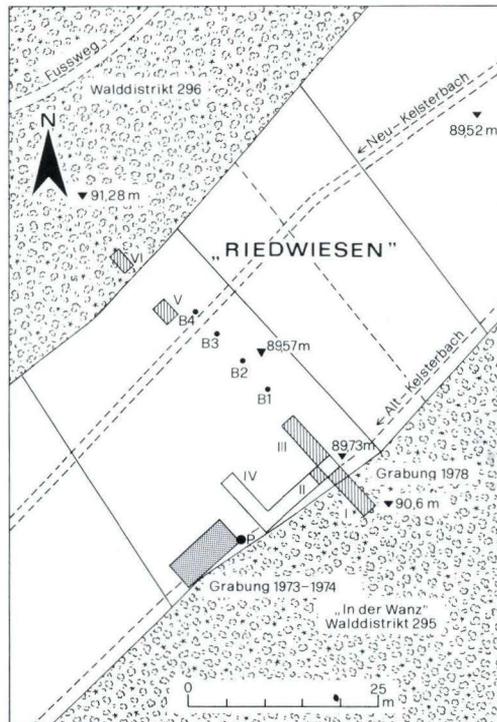


Abb. 2. Frankfurt am Main-Schwanheim. Teil der „Riedwiesen“ mit Lage der Grabungsflächen (gerastert), der Bohrungen (B 1–4) und der Pollenbohrung (P). Das Profil (Abb. 3) bezieht sich auf Sektor II (Zeichnung: W. ESCHMANN).

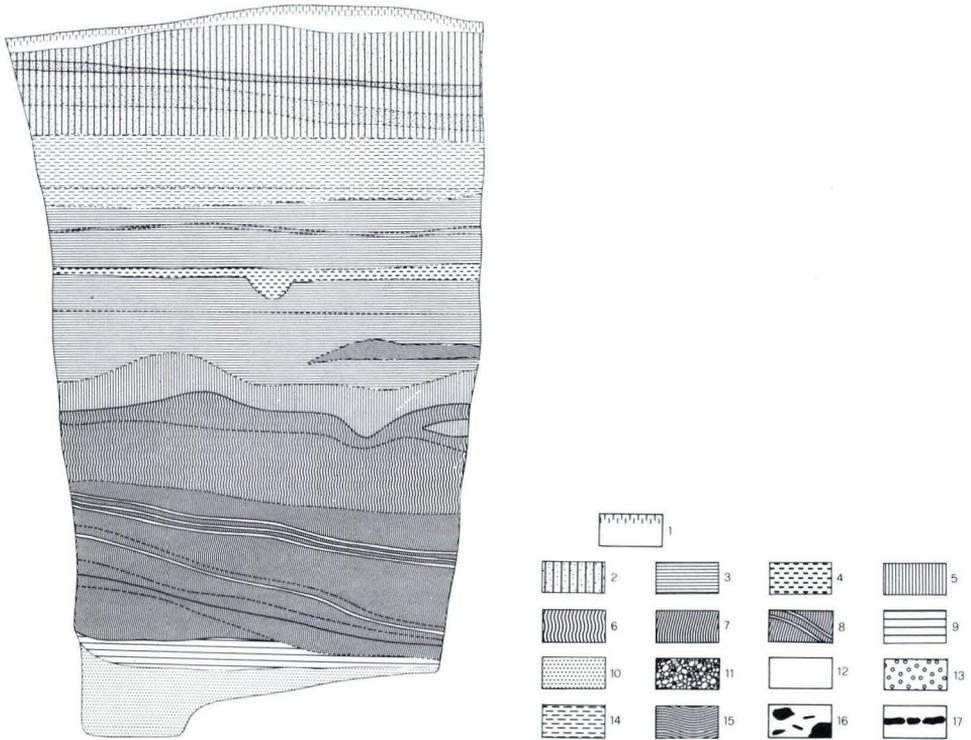


Abb. 3. Frankfurt am Main-Schwanheim. „Riedwiesen“, Grabung 1978; Profil (M 1:33) im Sektor II. – 1 Humus; 2 schluffiger, sandiger Lehm; 3. Lehm bis toniger Lehm; 4 humoser, lehmiger Ton, teilweise Holzkohle; 5 lehmiger Ton; 6 Bruchwaldtorf; 7 Schilftorf; 8 Schilftorf mit Bändern aus schluffigem Lehm und humosen Lagen; 9 sandiger Lehm; 10 Sand mit Kies; 11 Kies; 12 Störungen (Tiergänge; Wurzelstock); 13 mittelalterliche Brandschicht; 14 mittelbronzezeitliche Kulturschicht; 15 toniger Lehm mit Michelsberger Gefäß; 16 Steine, Scherben, Hüttenlehm; 17 Holzkohleband.

einem kanalisiertem Wasserzug durchflossen; ein gleicher, jedoch nicht gefaßter Graben zieht sich am südlichen Waldrand der Wiese hin; hier floß einstmal die „Kelster“ (auch „Kelsterbach“) bis in die Mitte der 1940er Jahre.

Die „Riedwiesen“ gehören als Mainaltarm, eingeschnitten in den würmzeitlichen Schotterkörper der t_6 -Terrasse des Mains (GOLWER & SEMMEL 1980: 38), zur jüngeren Flußlandschaft des Mains, der heute in einem Bogen zwischen Schwanheim–Höchst–Kelsterbach in ca. 2 km Entfernung fließt. Sie sind Teil der Flörsheimer–Griesheimer Mainniederung, eines Unterabschnittes der westlichen Untermainebene (SCHWENZER 1967). Südlich werden sie von der pleistozänen „Kelsterbacher Terrasse“ begrenzt, die in einer durchschnittlichen Höhe von 110–115 m über NN an ihrer Kante (t_4 -Terrasse) ca. 10–17 m steil abfällt. Die Terrassensande und -kiese werden überwiegend von Flugsanddecken überlagert, deren oberster Abschnitt als Decksediment, einem Gemisch aus Flugsand, Lößlehm und/oder Laacher Bimstuff, ausgebildet ist (PLASS 1972).

Die Riedwiesen weisen Auengleye und Anmoorgleye, z. T. mit abgesenktem Grundwasser, auf, während auf der Kelsterbacher Terrasse Braun- und Bänderparabraunerden aus Flugsand vorkommen. Außerhalb der Altläufe konnten sich auf den Hochflutsedimenten Parabraunerden entwickeln. Weiter nördlich sind Flugsanddünen (Schwanheimer Dünen) anzutreffen, die wieder Braunerden tragen.

3. Profilbeschreibung

Auf 16 m Länge konnte ein zusammenhängendes Profil (Bl. 5917 Kelsterbach, R 34 67 58, H 55 48 52, Abb. 2: I, II, III, B 1–4, V, VI) beschrieben werden, in welchem t₆-Terrassenkies des Mains an der Basis, darüber verschiedene Abfolgen von Auensedimenten anstehen.

Das NE-Profil (Sektor II) bietet aufgrund seiner pedogenetischen und sedimentologischen Differenzierung sowie seiner Lage am Rande des Altlaufes zur Kelsterbacher Terrasse den günstigsten Einblick in den Aufbau und die Gliederung der Auensedimente (Abb. 3, 4). Da im trockenen Waldkanten- und Waldbereich ebenso wie im feuchten Wiesenbereich viele dieser Einzelheiten nicht so exakt zu erkennen waren, sei dieses NE-Profil im einzelnen beschrieben. Insgesamt ließen sich 30 Bodenhorizonte bzw. Schichten in dem 2,9 m mächtigen Profil festhalten (Farbangaben nach MUNSSELL soil color charts):

Tiefe in cm	Profil- aufbau „Schicht“	Bodenart
– 10	1	Humus (10 YR 3/2)
– 30	2	rostgefleckter, sandiger, stark schluffiger Lehm (10 YR 5/2)
– 35	3	schwach sandiger, schluffiger Lehm (10 YR 5/2)
– 40	4	rostgefleckter, sandiger, stark schluffiger Lehm (10 YR 5/2); erste einzelne bronzezeitliche Scherben
– 50	5,6	schwach sandiger, schluffiger Lehm (10 YR 3/2); einzelne bronzezeitliche Scherben
– 70	7	Lehm bis toniger Lehm (10 YR 3/1); stark mit bronzezeitlichen Scherben, Hüttenlehm und Mahlsteinstücken durchsetzt
– 85	8	Lehm bis toniger Lehm (10 YR 3/2)
– 89	9	Lehm bis toniger Lehm (7,5 YR 3/2); mit noch einzelnen, untersten bronzezeitlichen Scherben
–100	10	Lehm bis toniger Lehm (10 YR 3/2)
–105	11	humoser, schwarzbrauner (7,5 YR 3/2), stark mit Holzkohle durchsetzter Lehm bis toniger Lehm; keine Funde
–120	12	schwach humoser, toniger Lehm (10 YR 3/2)
–145	13	toniger Lehm (10 YR 3/2)
	14	darin eingeschlossen (von 130–140): mittel-humoser, graubrauner (10 YR 2/1) toniger Lehm, darin Reste eines Michelsberger Gefäßes
–155	15	humoser, lehmiger Ton (5 YR 5/1)
–175	16	humoser Bruchwaldtorf (5 YR 5/2)
	17	darin linsenförmig eingeschlossen (160–170 cm): humoser, schluffiger Lehm
–215	18	humoser Bruchwaldtorf (7,5 YR 3/2), im unteren Bereich mit Übergang zum Schilftorf

-216	19	schwarze humose Schicht (10 YR 2/1)
-217	20	schluffiger Lehm (5 Y 4/1)
-218	21	schwarze humose Schicht (10 YR 2/1)
-219	22	schluffiger Lehm (5 Y 4/1)
-220	23	schwarze humose Schicht (10 YR 2/1)
-245	24	Schilftorf (7,5 YR 3/2)
-247	25	stark humose Lage (10 YR 2/1)
-250	26	Schilftorf (7,5 YR 3/2)
-257	27	stark zersetzter Schilftorf (5 YR 25/2) darin eingeschlossen:
	28	Schilftorf (7,5 YR 3/2)
-260	29	sandiger Lehm, grün-grau (5 GY 5/1), mit wenigen Pflanzenresten durchsetzt, nach unten stark sandig werdend
-290	30	Terrassenkies der Oberen Niederterrasse des Mains, oberhalb des Kieses starkes Grundwasser

Der in Sektor II deutlich erkennbare, linsenförmig ausgebildete, humose, graubraune tonige Lehm ist mit dem Rest eines zerfallenen Michelsberger Gefäßes mit Knubbenkranz die erste Schicht mit archäologischen Resten im Profil. Wichtig ist ihre stratigraphische Position im unteren Bereich des jüngeren Auenlehms, der dem Niedermoor aufliegt: Das Gefäß lag etwa 20 cm über dem Bruchwaldtorf im Auenlehm.

Durch eine 15 cm mächtige Lehmschicht getrennt, schließt sich nach oben die stark ausgeprägte bronzezeitliche Kulturschicht an. Bemerkenswert ist, daß an ihrer Basis ein sehr dunkler, schwärzlicher Lehm auftritt, der stark mit Holzkohle durchsetzt ist. Diese Schicht ist nochmals von der eigentlichen Kulturschicht (Schicht 7) durch ein ca. 15 cm mächtiges Lehmband getrennt. Diese Trennschicht setzt sich auch im Wiesensbereich fort (Sektor II, B 7-5). Im Sektor II ist die Kulturschicht durch mehrere lehmige, lehmig-tonige und sandige Ablagerungen überdeckt, in denen mehrmals stark verwaschene bronzezeitliche Scherben lagen; hinzu kommen zuoberst mittelalterliche und neuzeitliche Fundmaterialien. Ein 5-15 cm mächtiger humoser Oberbodenhorizont (Ah) schließt das Bodenprofil nach oben ab.

Es läßt sich auf der Basis des Profils von Sektor II zur Genese der „Riedwiesen“-Altarmes zunächst eine Verlandung nach Ausbildung der t_7 -Terrasse (Altlauf auf die t_7 -Terrasse eingestellt) zu Beginn des Holozäns im Praeboreal feststellen, die dann im frühen Atlantikum beendet wurde.

Die dieser Zeit äquivalenten Niedermoorschichten (Schilftorf, Bruchwaldtorf) liegen der t_6 -Terrasse auf. Im unteren Bereich des Schilftorfes (Nr. 19-23) weisen mehrere schluffige Lehmblätter auf Vererdung des Torfes oder fluviale Ablagerungen hin, die mit einem zeitweiligen, mehrfachen, aber kurzfristigen Stillstand in der Moorbildung in Verbindung zu bringen sind. Eine weitere Sedimentation von Mineralboden in Form einer Linse ist im Bruchwaldtorf (Nr. 17, eingelagert zwischen Nr. 16 und 18) vorhanden. Sie wird ebenso erklärt werden können. Dem Profilabschnitt Nr. 15 kommt als „Übergangsschicht“ zwischen Niedermoor und Gr-Horizont aus Auenlehm besondere Bedeutung zu. Der Tongehalt des Substrates ist erhöht; dies läßt auf eine Sedimentation unter ruhigen Bedingungen schließen. Die beginnende Anmoorbildung wird durch die Zunahme des Humusgehaltes gekennzeichnet. Dieser Bodenhorizont zeigt vor allem Zersetzungserscheinungen, die auf eine kurzfristige Trockenheit weisen (Rekurrenzfläche?). Die Auensedimente (Nr. 2-13) lassen sich in zwei Hauptgruppen gliedern. Die unteren Horizonte (Nr.

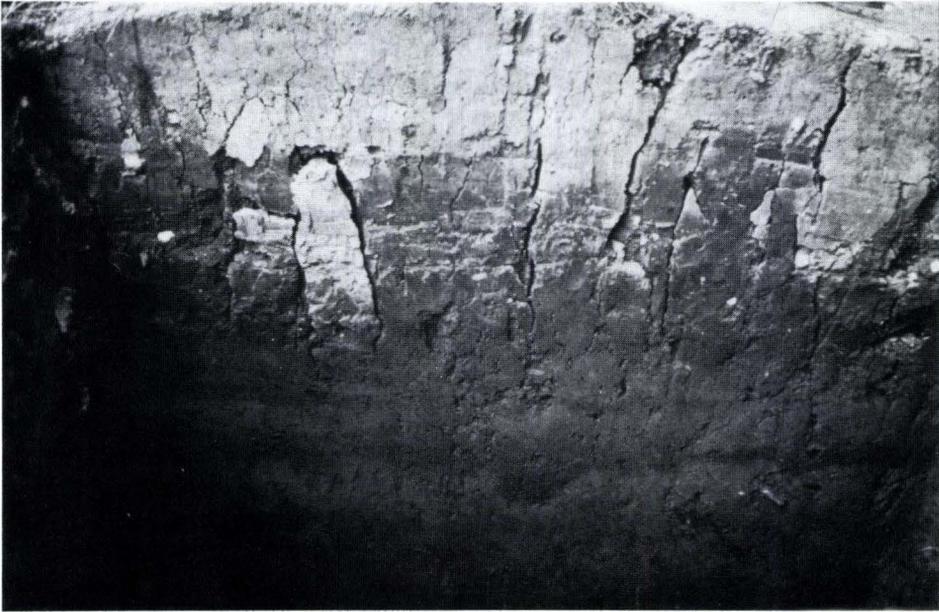


Abb. 4. Frankfurt am Main-Schwanheim. „Riedwiesen“, Grabung 1978; Sektor II, oberer Profilbereich (Auenlehmmablagerung) mit deutlich erkennbaren Schichtungen. Der Ausschnitt entspricht der Schichtbeschreibung und dem Profilaufbau Nr. 1–13 und einer Mächtigkeit von ca. 145 cm (Foto: A. JOCKENHÖVEL).

7–13) bestehen aus wechsellagernden Schichten von Lehm bis tonigem Lehm, die unterschiedlich humos sind. Ihr Sedimentationszeitraum ist durch die mittelbronzezeitliche Schicht (14./Beginn 13. Jahrh. v. Chr.) im oberen sowie die Michelsberger Schicht (Nr. 14: ^{14}C -Datum: Fra-67: 5335 ± 125 BP.) im unteren Bereich zeitlich begrenzt. Dazwischen liegt ein schwarzbrauner, fundfreier, stark mit Holzkohle durchsetzter Lehm bis toniger Lehm (Nr. 11). Aus bodenkundlicher Sicht gibt es für die Genese der mittelhumosen tonigen Lehmmablagerung mit der Michelsberger Flasche keine Hinweise. Die Existenz einer kurzfristig offenen Wasser- oder Feuchtfläche ist nicht zu sichern, kann aber auch nicht bestritten werden. Die mittelbronzezeitliche Kulturschicht umfaßt ca. 50 cm. Die wechsellagernden Schichten (Nr. 7–9) zeigen zwar eine relativ rasche Akkumulation an, die vorherrschende Bodenart (Lehm bis toniger Lehm) jedoch läßt auf eine schwächere und ruhigere Sedimentation während der Siedlungsdauer schließen. Sie ermöglichte wohl erst die Besiedlung der damaligen Talau. Das Hochwasser dürfte demnach „berechenbarer“ gewesen sein bzw. die „Risikobereitschaft“ der Siedler sich entsprechend nach den örtlichen Gegebenheiten ausgerichtet haben. Die jüngsten, oberen Auensedimente (Nr. 2–6) belegen aufgrund der stark wechselnden Korngrößenzusammensetzung heterogene Sedimentationsbedingungen, die durch schnell wechselnde Transportbedingungen entstehen.

4. Neolithische Auenlehmmablagerung

Seit JÄGER (1962) in seinem zusammenfassenden und die Holozänforschung innovierenden Aufsatz „Über Alter und Ursache der Auelehmmablagerung thüringischer Flüsse“ die Sedimentation von holozänem Auenlehm in den Talniederungen „grundsätzlich als siedlungsbedingt“ nachweisen konnte, haben gut datierbare vorgeschichtliche Auenlehmbildungen zusätzliche Bedeutung für die Umweltforschung bekommen. JÄGER (1962) konnte für den thüringischen Teil der Mittelgebirgszone zwei Perioden der Auenlehmbildung herausarbeiten: Die ausgedehnten Decken der jüngeren Auenlehme sind auf die intensive mittelalterliche Rodungstätigkeit und den Pflugbau in den Löß-Gebieten zurückzuführen, während die älteren Auenlehme, weniger mächtig abgelagert, in die Spätbronze- und Ältere Eisenzeit datierbar sind. Neolithische Auenlehmmablagerungen waren in diesem Gebiet nicht nachweisbar.

Wenn der Auenlehm als „kulturbedingtes Sediment“ (NATERMANN 1941) aufzufassen ist, setzt seine Bildungskette: Menschliche Rodungstätigkeit – Ackerbau auf Lößboden – Erosion – Akkumulation in den Talauen mit einer nachhaltigen vorgeschichtlichen Ackerbaukultur ein (HUCKRIEDE 1971, LINKE 1976, LOŽEK 1965, MODDERMAN 1976). In unseren Mittelgebirgsregionen ist demnach bereits seit dem Beginn des bäuerlichen Altneolithikums, seit der Linearbandkeramik, mit der Bildung von Auenlehmen zu rechnen. Es fehlen jedoch bis heute archäologisch datierte Auenlehmmablagerungen, die mit diesen ersten, starken anthropogenen Eingriffen in die natürliche Umwelt parallelisiert werden können. Vorstellbar wäre eine solche Bildung, vor allem im Hinblick auf jüngste Hypothesen zur bandkeramischen Landwirtschaft, die eine intensive Bodenbearbeitung (Pflugkultur: LÜNING 1979/80) postulieren (SCHEFFER & MAYER 1958, ROHDENBURG et al. 1962, MÜCKENHAUSEN 1966). Da andererseits die linearbandkeramischen Siedlungen nicht immer in ausgeprägter Hanglage vorkommen, kann die Auenlehm-Akkumulation (bzw. Bildung von Kolluvium) lokal erfolgt und somit schwer faßbar sein.

Dem Befund aus den „Riedwiesen“ kommt nun für die nachhaltige Bildung von Auenlehmdecken eine sehr große Bedeutung zu. Zur Erinnerung: ca. 20 cm über dem oberen Abschluß der Bruchtorfschicht lagen in einer humosen Schicht des Auenlehms Fragmente eines Knubbengefäßes der jungneolithischen Michelsberger Kultur.

Die Pollenanalyse zeigt in diesem Tiefenbereich einen erneuten, diesmal deutlicheren Ausschlag des Getreides, der auf erstmaligen lokalen Anbau schließen läßt. Die Vegetationsgesellschaft (EMW und Erle) stellt diese Phase in das beginnende Subboreal. Der Befund, archäologisch, palynologisch und ¹⁴C-datiert, weist eindeutig die flächenhafte Auenlehm-Akkumulation bereits für das beginnende Jungneolithikum (4. Jt. v. Chr.), nach, wobei dies noch als terminus-ante-quem angesehen werden muß, denn es waren vorher bereits 20 cm Auenlehm abgelagert worden. Wie alt diese Schicht ist, kann durch archäologische Einschlüsse nicht exakt bestimmt werden. Es gibt aber Anhaltspunkte für ein zumindest mittel-, wenn nicht gar altneolithisches Alter: Das Pollendiagramm zeigt 20 cm tiefer als die Michelsberger Schicht den ersten Getreide-Ausschlag. Er ist relativ gering und nach Meinung des Analytikers (G. LESCHIK) auf Fernflug zurückzuführen. Die im Untermain-Gebiet, in der Wetterau (mit Nidda als Hauptzufluß zum Main) und an der Kinzig belegten mittel- und altneolithischen Ackerbau-Kulturen sind: Rössen, Großgartach, Hinkelstein und Linearbandkeramik. Einer von diesen müssen demnach die ältesten

„Riedwiesen“-Getreidepollen zugewiesen werden. Ohne mich festlegen zu wollen, verweise ich auf die nächstgelegenen Lößflächen jenseits des Flußes bei Frankfurt a. M.-Sindlingen, wo unlängst eine bandkeramische und eine Hinkelstein-Siedlung angeschnitten wurden (mündl. Mitt. von S. ROSCHER, Kelsterbach, unpubl. Funde von 1976 in der Flur „Im Horles/Im Krümling“).

Mit der exakten Datierung des Älteren „Riedwiesen“-Auenlehms in das beginnende Jungneolithikum, dem höchstwahrscheinlichen Beginn seiner Bildung in der Zeit „Vor-Michelsberg“ (Alt-, Mittelneolithikum?), gelingt der erste archäologische Datierungsnachweis dieser Auen-Fazies in einem hessischen Flußgebiet. Darüber hinaus dürfte der Befund auch für die siedlungsgeschichtlichen Vorgänge in der deutschen Mittelgebirgsregion aufschlußreich sein, denn der mancherorts durch Pollenanalyse und ¹⁴C-Datierungen methodenbedingt nur recht vage vorgenommene Ansatz der Auenlehmbildungen in das jüngere Atlantikum oder ältere Subboreal bzw. „Neolithikum“ kann durch die Grabung „Riedwiesen“ bestätigt und präzisiert werden.

5. Schriftenverzeichnis

- BINGEMER, H., FRONEMANN, W., & WELCKER, R. (1924): Rund um Frankfurt. – 301 S., 95 Abb., 1 Anl.; Frankfurt a. M.
- FISCHER, U. (1973, 1975): Fundchronik des städtischen Museums für Vor- und Frühgeschichte Frankfurt am Main für die Zeit vom 1. 1. bis 31. 12. 1972. – Fundber. Hessen, **13**: 384–385; Wiesbaden.
- GOLWER, A., & SEMMEL, A. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5917 Kelsterbach, 3. Aufl.: 221 S., 17 Abb., 17 Tab., 3 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- HANDEL, D. (1967): Das Holozän in den nordwestsächsischen Flußauen. – *Hercynia*, **4**: 152–198, 21 Abb., 1 Tab.; Leipzig.
- HUCKRIEDE, R. (1971): Über jungholozäne, vorgeschichtliche Löß-Umlagerung in Hessen. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **22**: 5–16; Öhringen/Württemberg.
- JÄGER, K.-D. (1962): Über Alter und Ursachen der Auelehmlagerung thüringischer Flüsse. – *Prähist. Z.*, **40**: 1–59, 23 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Berlin.
- JOCKENHÖVEL, A. (1979/1980): Zoomorphe Kleinplastiken der Hügelgräberzeit von Frankfurt am Main-Schwanheim. – *Fundber. Hessen*, **19/20**: 507–520, 6 Abb.; Wiesbaden.
- KOBELT, W. (1910): Gewinn-, Flur- und Wegnamen in der Gemarkung Schwanheim. – *Nass. Ann.*, **39**: 173–217; Wiesbaden.
- (1912): Der Schwanheimer Wald I. Topographisches und Geschichtliches. – *Ber. senckenberg. naturforsch. Ges.*, **43**: 72–96; Frankfurt a. M.
- (1913): Der Schwanheimer Wald II. Landschaftliches. – *Ber. senckenberg. naturforsch. Ges.*, **44**: 236–265; Frankfurt a. M.
- KUNTER, K., KUNTER, M., PLASS W., & SCHARPFF, H.-J. (1974/1975): Ein Glockenbechergrab von Biblis-Wattenheim, Kreis Bergstraße. – *Fundber. Hessen*, **14**: 157–175, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- LINKE, W. (1976): Frühestes Bauerntum und geographische Umwelt. – *Bochumer geogr. Arb.*, **28**: 86 S., 12 Tab., 9 Kt., 86 Umfeldkt.; Paderborn.
- LOŽEK, V. (1976): Zur Geschichte der Bodenerosion in den mitteleuropäischen Lößlandschaften während des Holozäns. – *Newsl. Stratigr.*, **5**: 44–54, 4 Abb.
- LÜNING, J. (1979/80): Bandkeramische Pflüge? – *Festschr. U. Fischer 1980, Fundber. Hessen*, **19/20**: 55–68, 4 Abb.; Wiesbaden.
- LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **11**: 39–50, 4 Abb.; Öhringen/Württemberg.
- MÄCKEL, R. (1969): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **20**: 138–174, 18 Abb., 2 Tab., 1 Prof.; Öhringen/Württemberg.

- MODDERMAN, P. J. R. (1976): Abschwemmung und neolithische Siedlungsplätze in Niederbayern. – Archäol. Korrespondenzbl., **6**: 105–108, 2 Abb.; Mainz.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1966): Bodenkundliche Deutung des Bodenmaterials in Inden/Lamersdorf. – Bonner Jb., **166**: 377–378; Köln.
- NATERMANN, E. (1941): Das Sinken der Wasserstände der Weser und ihr Zusammenhang mit der Auelehm bildung des Wesertales. – Arch. L.- u. Volkskde. Niedersachsen, **2**: 288–309; Oldenburg.
- NEUMEISTER, H. (1964): Beiträge zum Auenlehmproblem des Pleiße- und Elstergebietes. – Wiss. Veröff. dt. Inst. Länderkde., N. F., **21**: 65–131, 4 Abb., 5 Bilder; Leipzig.
- PLASS, W. (1972): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5917 Kelsterbach: 206 S., 41 Prof., 40 Tab.; Wiesbaden.
- REICHEL, G. (1953): Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. – Petermanns geogr. Mitt., **97**: 245–261, 2 Abb.; Gotha.
- ROHDENBURG, H., MEYER, B., WILLERDING, U., & JANKUHN, H. (1962): Quartärgeomorphologische, bodenkundliche, paläobotanische und archäologische Untersuchungen an einer Löß-Schwarzerde-Insel mit einer wahrscheinlich spätneolithischen Siedlung im Bereich der Göttinger Leineau. – Göttinger Jb., **10**: 36–56, 6 Abb., 1 Bild; Göttingen.
- SCHEFFER, F., & MEYER, B. (1958): Bodenkundliche Untersuchungen an neolithischen Siedlungsprofilen des Göttinger Leinetalgrabens. – Göttinger Jb., **6**: 2–19, 3 Abb.; Göttingen.
- SCHWENZER, B. (1967): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 139 Frankfurt am Main. – Geogr. L.-Aufn. 1:200 000. Naturräuml. Glieder. Dtlid. Nr. **232**: 35 S., 1 Kt.; Bad Godesberg.
- WAGNER, J. (1936): Die vorgeschichtliche Urlandschaft als Lebensraum mit besonderer Berücksichtigung des Rhein-Main-Gebietes. – Festschr. Hunderjahrfeier Ver. Geogr. Statistik: 155–229, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Eine Einführung in die Geologie des Gebietes zwischen Hunsrück, Taunus, Vogelsberg, Spessart und Odenwald. – 351 S., 38 Abb., 41 Taf.; Heidelberg.
- WIEFEL, H., & ZEISSLER, H. (1965): Ein Beitrag zum Holozän des Klosterholzes bei Erfurt und seinen Konchylien. – Geologie, **14**: 722–747; Berlin.
- WILDHAGEN, H., & MEYER, B. (1972): Ergebnisse neuerer Auenforschungen im Leinegraben-Gebiet. – Göttinger bodenkdl. Ber., **21**: 1–75, 9 Abb., 5 Tab., 1 Übers.; Göttingen.

Manuskript eingegangen am 8. 1. 1986

Bau und tektonische Entwicklung der Metamorphen Zone am Taunus-Südrand (Rheinisches Schiefergebirge)

VON

THEODOR DOUSOS und JOACHIM PRÜFERT*

Kurzfassung: In den sedimentogenen und magmatogenen Gesteinsserien der Metamorphen Zone am Taunus-Südrand lassen sich vier Deformationen (F_1 , F_2 , F_3 , F_4) nachweisen. Sie sind homoaxial orientiert und folgen bei sich allmählich abschwächender Deformationsintensität zeitlich mehr oder weniger kontinuierlich aufeinander. Das Ergebnis der tektonischen Überprägung ist eine starke seitliche Einengung und steile Aufrichtung der WSW–ENE streichenden Gesteinsserien. Während der 1. Deformation hat sich eine meilerartige Großstruktur herausgebildet, d. h., die F_1 -Kleinfaltenvergenzen sind gegen die Kernzone dieser Struktur gerichtet. Dieses Deformationsbild mit einem sehr engständigen, steilstehenden s_1 -Flächengefüge wird im Verlaufe der fortschreitenden Deformation durch s_2 - und s_3 -Schieferungsflächen innendeformiert. Mindestens seit dem Zeitraum zwischen der Anlage der s_2 - und s_3 -Scherflächen werden tiefreichende SW–NE streichende listrische Bewegungsbahnen aktiviert, längs denen bei fortschreitender Einengung das nach seinem Baustil und seiner Metamorphose phyllitisch ausgebildete Stockwerk von seiner Unterlage abgesichert und in seine heutige Position gelangt ist. Während eines letzten Stadiums der varistischen Deformation werden konische Knickfalten (F_4 -Falten) und Knickzonen (s_4 -Scherflächen) gebildet, wodurch eine zusätzliche Einengung des flächenanisotropen Gebirgskörpers erreicht wird.

Abstract: The high rate of lateral shortening in the Metamorphic Zone of the southern Taunus Mountains is the result of four stages of homoaxial deformation. The amount of deformation is diminished with time. The cleavage planes (s_1) of the first deformation stage form a dome-like structure; minor folds (F_1) observed on the limbs of this structure have axial planes converging towards its hinge zone. Contemporarily faults with great extension in depth are developed, along which the phyllitic rocks are separated from the underlying basement and are transported to their actual position. Successive s_2 - and s_3 -crenulation cleavage overprint the pattern of the first deformation with continuous deformation. At a late stage of the tectogenesis kink bands (s_4) and chevron folds (F_4) are formed producing an additional shortening of the rock series.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	126
2. Problemstellung und Untersuchungsmethodik	127

* Prof. Dr. T. DOUSOS, University of Patras – Greece, Department of Geology. Dr. J. PRÜFERT, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greifff-Straße 195, 4150 Krefeld.

3. Ablauf der Gefügeprägungen	128
3.1. Erste Deformation (F_1 -Prägung)	128
3.2. Zweite Deformation (F_2 -Prägung)	132
3.3. Dritte Deformation (F_3 -Prägung)	134
3.4. Vierte Deformation (F_4 -Prägung)	135
3.5. Kluffgefüge	136
4. Gebirgsbau	142
5. Tektonische Entwicklung	146
6. Schriftenverzeichnis	147

1. Einleitung

Am Südrand des Taunus ist zwischen Rüdesheim am Rhein und Bad Homburg vor der Höhe eine über 50 km lange und bis zu 6 km breite Zone schwach metamorpher Gesteine ausgebildet; ihre Edukte sind Sedimentgesteine, Vulkanite und untergeordnet auch Tuffe. Diese Gesteine gehören einem bis zu etwa 30 km breiten Gebirgsstreifen epimetamorpher Gesteine an, die vom Saargebiet bis zum Unterharz reichen. Sie streichen in annähernd linearer, SW–NE gerichteter Anordnung im Grundgebirgsaufbruch bei Düppenweiler/Saar, im Soonwald/Hunsrück, im Südtanunus und in der Zone von Wippra/Südharz flächenhaft aus und sind an einigen Stellen in Osthessen und Thüringen (BEHR 1966) erbohrt. Dieser Gebirgsstreifen ist der Mitteldeutschen Kristallinzone nördlich vorgelagert und wird nach MÖBUS (1968: 643) als Nördliche Phyllit-Zone bezeichnet (Abb. 1).

Im Sinne der tektonischen Zonengliederung nach SCHROEDER (1958: 473) bildet die Phyllit-Zone sowohl nach dem ihr eigenen tektonischen Baustil (Phyllit-Tektonik) als auch

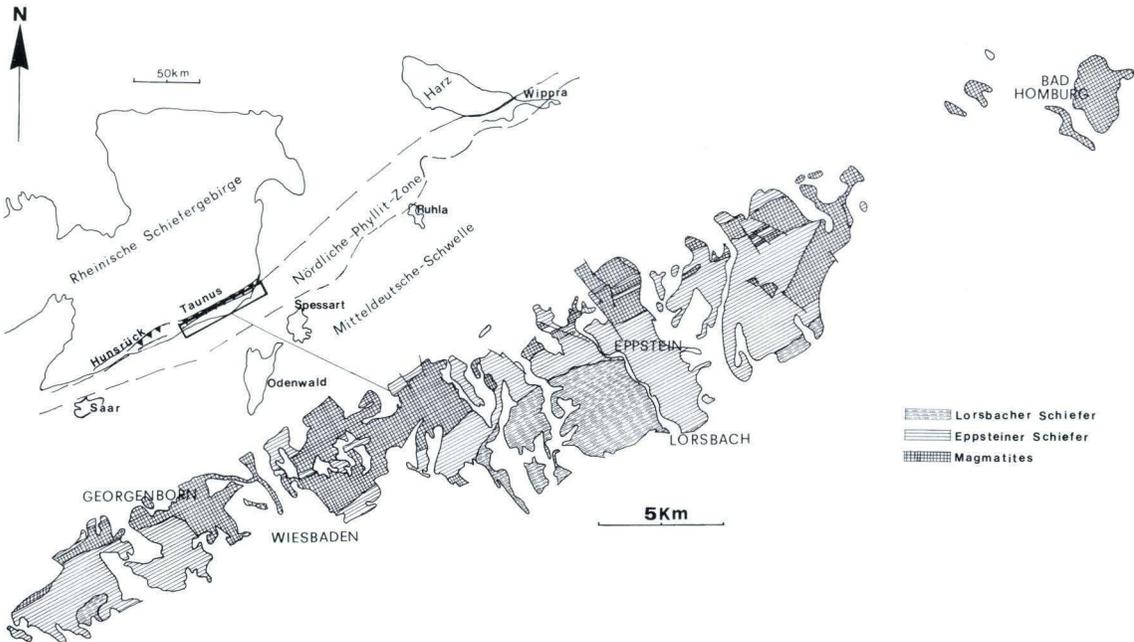


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte der Metamorphen Zone am Taunus-Südrand.

nach dem Grad der Metamorphose die Übergangszone zwischen dem Grundgebirge und dem normalen Schiefergebirge. SCHROEDER betont den schematischen Charakter dieser ursprünglich horizontalen Zonengliederung, die nicht ohne weiteres als Tiefengliederung bewertet werden sollte. Er verweist darauf, daß Baustil und Metamorphosegrenzen nicht exakt übereinstimmen müssen, sondern sich gegenseitig randlich überlappen können. So sind auch im südlichen Taunus die kennzeichnenden Merkmale der Phyllit-Tektonik nicht nur auf die eigentliche Metamorphe Zone beschränkt; vielmehr sind sie auch noch in den nördlich angrenzenden, nicht metamorphen unterdevonischen Gesteinen festzustellen.

Die Gesteine der Metamorphen Zone des südlichen Taunus werden nach v. REINACH (1904) und STENGER (1961) in eine hangende, vorherrschend dunkelgrau gefärbte Lorsbacher Schiefer-Folge im Süden und eine liegende, überwiegend grüingefärbte Eppsteiner Schiefer-Folge im Norden untergliedert. Innerhalb der Eppsteiner Schiefer-Folge sind im Gebirgsstreichen magmatogene Gesteine eingeschaltet, die in den geologischen Karten als Serizitgneise, (Felső-)Keratophyre und Grünschiefer bezeichnet werden. Ihre ursprünglichen Lagebeziehungen zu den sedimentogenen Gesteinen in der Eppsteiner Schiefer-Folge sind bisher nicht eindeutig geklärt. Als Ausgangsgesteine der sedimentogenen Phyllite kommen vor allem Tonsteine und Schluffsteine, daneben Sandsteine und untergeordnet auch Arkosen und Grauwacken in Betracht. Als Edukte der metamorphen Magmatite werden aufgrund von Mineral- und Gefügerelikten Vulkanite und untergeordnet auch deren Tuffe angenommen (MEISL 1970, mit ausführlichen älteren Literaturangaben; ANDERLE et al. 1972: 126). Nach diesen Bearbeitern dürften bei vorsichtiger Interpretation des jetzt vorliegenden Chemismus für die sog. Grünschiefer Andesite bis Trachyte und für die Serizitgneise und Keratophyre Rhyolite bis Dazite als Edukte in Frage kommen.

Das Alter der Gesteine in der Metamorphen Zone des Taunus ist bisher nicht geklärt; in den sedimentogenen Gesteinen konnten bis heute keine Fossilien nachgewiesen werden. Frühere Bearbeiter vermuteten überwiegend ein vordevonisches Alter (vgl. hierzu STENGER 1961: 10). Da aber neuerdings in den analog ausgebildeten, früher ebenfalls für vordevonisch gehaltenen Metamorphen Zonen des Soonwaldes und des Südharzes durch Fossilfunde ein devonisches Alter belegt werden konnte, sind nach ANDERLE & MEISL (1974: 137) auch für die Metamorphe Zone im Südaunus zumindest teilweise devonische Ausgangsgesteine zu vermuten. Radiometrische Altersdatierungen mit der Rb-Sr-Gesamtspektrometrie für ein Serizitgneis-Vorkommen bei Ehlhalten belegen ein prädevonisches Alter von 394 Mio. Jahren als wahrscheinlichen Zeitpunkt der Platznahme des Vulkanits (ACKERMANN, zitiert in ANDERLE et al. 1972: 124). Für die Metamorphose, die nach neueren Untersuchungsergebnissen (WEBER 1972) in bezug auf die Faltung und 1. Schieferung synkinematisch erfolgte, wird von AHRENDT et al. (1978) ein im südlichen Taunus mittels K-Ar-Daten festgestelltes oberdevonisches Alter zwischen 327 und 318 Mio. Jahren angegeben.

2. Problemstellung und Untersuchungsmethodik

Der insgesamt etwa 140 km² umfassende Bereich der Metamorphen Zone am Südrand des Taunus erstreckt sich in einigermaßen geschlossener Verbreitung über unterschiedlich große Ausschnitte der Geologischen Karten, Bl. 5815 Wehen, 5816 Königstein am Taunus, 5817

Frankfurt a. M. (West)-Steinbach, 5914 Eltville, 5915 Wiesbaden, 5916 Hofheim a. Main; isolierte Areale sind ganz im NE auf der Geologischen Karte Bl. 5717 Bad Homburg v. d. H. aufgeschlossen.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine tektonische Analyse dieses schmalen Gebirgsstreifens am Südrand des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. Ausgehend von einer Beschreibung und gefügekundlichen Auswertung der Deformationsbilder, soll die zeitliche Reihenfolge der gefügeprägenden Ereignisse erarbeitet werden, die diesen Gebirgsabschnitt betroffen haben. Es gilt zu klären, ob die im einzelnen erkannten Formungen auf einen einheitlichen varistischen Beanspruchungsplan und damit auch auf einen zeitlich kontinuierlichen, einheitlichen Verformungsplan zurückzuführen sind, oder ob sie eine Mehrphasigkeit tektonischer Ereignisse widerspiegeln oder gegebenenfalls Anhaltspunkte für vorausgegangene prävaristische Prägungen überliefert haben. Zur Klärung dieser Fragen wurden die Symmetriebeziehungen untersucht, die zwischen den einzelnen Deformationsgenerationen bestehen.

Über die Tektonik der Metamorphen Zone am Südrand des Taunus ist in den Erläuterungen der Geologischen Karten und in meist regional begrenzten Spezialarbeiten durch BIERHER (1953), CHATTERJEE & PLESSMANN (1958), STENGER (1961), RICHTER & STENGER (1964), ANDERLE, EHRENBERG & MEISL (1972) bereits eine Vielzahl von Beobachtungen mitgeteilt worden. Abgesehen von einer kurzgefaßten vorläufigen Mitteilung der Ergebnisse tektonischer Untersuchungen am Südrand des Rhenohherzynikums im Taunus durch ANDERLE (1976) fehlt bisher einer geschlossene Darstellung der tektonischen Gefügeprägung und eine Analyse des Gebirgsbaus der Metamorphen Zone.

Bei der tektonischen Untersuchung in 65 ausgewählten Aufschlüssen wurden rund 5 400 Gefügedaten gemessen; hiervon entfallen ca. 1 800 auf s-Flächen, ca. 3 000 auf Klufflächen und ca. 600 auf Lineationen. Alle Meßdaten wurden mit dem Gefügekompas (System CLAR) ermittelt, im Schmidt'schen Netz (untere Halbkugel) ausgewertet und in Diagrammen dargestellt. Für die Lagebeschreibung der Raumdaten des Gesteinsgefüges und die Indizierung der Gefügeelemente werden die Gefügekordinaten a, b, c im Sinne von SANDER (1948) verwendet. Bei rhombischer Symmetrie bilden die drei Koordinatenachsen untereinander rechte Winkel. In monoklinen Falten, die im Untersuchungsgebiet fast ausschließlich vertreten sind, bilden die Koordinatenachsen a und c einen Winkel $\neq 90^\circ$. Um auch bei monokliner Symmetrie die Gefügestalt des Kleinfaltenbaus bzw. des Deformationsbildes in einem rechtwinkligen Koordinatensystem beschreiben zu können, wurde in Anlehnung an KARL (1964: Abb. 17) die beschreibende Hilfskoordinate a' eingeführt, die senkrecht auf der Faltenachsenfläche (bc) liegt.

3. Ablauf der Gefügeprägungen

Die tektonische Formung der Gesteine in der Metamorphen Zone läßt sich mehreren Deformationsgenerationen zuordnen; sie folgen zeitlich kontinuierlich aufeinander; ihre Formungsintensität nimmt dabei schrittweise ab.

3.1. Erste Deformation (F_1 -Prägung)

Während der ersten Deformation wird den Gesteinen der Metamorphen Zone eine sehr intensive Faltung und Schieferung aufgeprägt. In Abhängigkeit von der Lithofazies lassen sich zwei genetisch verschiedene F_1 -Faltentypen unterscheiden.

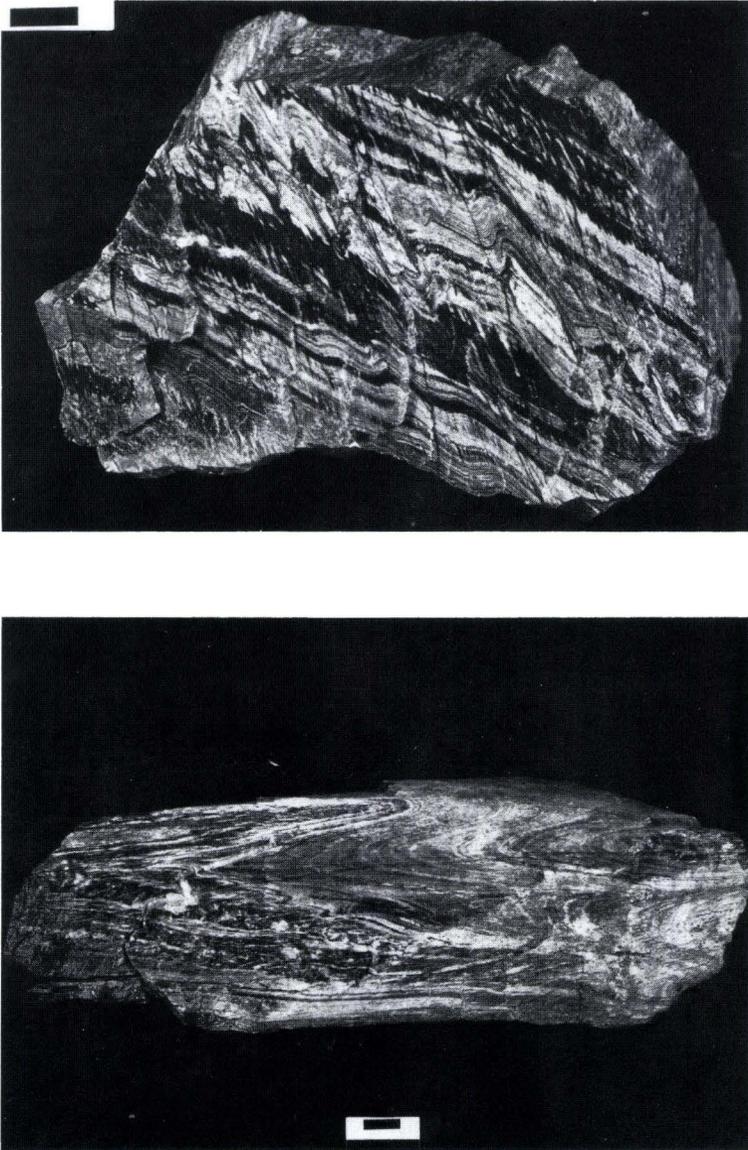


Abb. 2. F_1 -Falten aus dem Serizitgneis am Westhang des Speierskopfes nördlich von Wiesbaden (Aufschluß W 6); oben: kongruente asymmetrische Falten und Transversal-Schieferung, unten: isoklinale Scherfalte.

In den sedimentogenen Gesteinen entstehen bei beginnender Einengung zunächst konzentrische Biegefalten. Bei fortschreitender Einengung kommt es zu einer Vergenz des Kleinfaltenbaus und Materialwanderungen. Es entstehen monokline kongruente Falten sensu CLOOS (1936: 191) mit Schichtenverdickungen in ihren Scheitelbereichen und kurzen

Schenkeln sowie Ausdünnungen in ihren langen Faltenschenkeln. Die weiter zunehmende Falteneinengung führt schließlich zu scherender Zergleitung des Schichtenverbandes im Faltenscharnier, so daß Biege-Scherfalten mit divergentscharig angeordneten Scherflächen entstehen, die subparallel zum engständigen Flächengefüge der 1. Schieferung verlaufen. Am Ende dieser Entwicklungsreihe steht der im Untersuchungsgebiet vorherrschende isoklinale Faltenbau; s_1 verläuft parallel zu den Schichtflächen und verursacht eine linsige Zerschierung der Isoklinalfalten.

In den magmatogenen Gesteinen bilden sich nur zu Beginn der tektonischen Beanspruchung kongruente Falten (Abb. 2 oben). Bei fortschreitender Einengung entstehen infolge einschäriger Zergleitung parallel zum s_1 -Flächengefüge isoklinale Scherfalten (Abb. 2, unten). Das zeigt sich besonders eindrucksvoll in den engen Scherfalten des Felsokeratophyr-Aufschlusses SE Georgenborn (Aufschluß E 15 – vgl. hierzu Tab. 1 –, in der unter dieser entsprechenden Symbolgebung die Lage und Petrographie der untersuchten Aufschlüsse angegeben ist). Die hell-dunkel gebänderte, ursprüngliche Lagendicke des Flächengefüges (s_1) bleibt unverändert erhalten und wird parallel zu den häufig leicht divergierenden, sehr engständigen s_1 -Schieferungsflächen faltenbildend zerschert. Dieser Deformationsmechanismus entspricht im Prinzip der Gleitbrett-Verformung nach SCHMIDT (1925: 18).

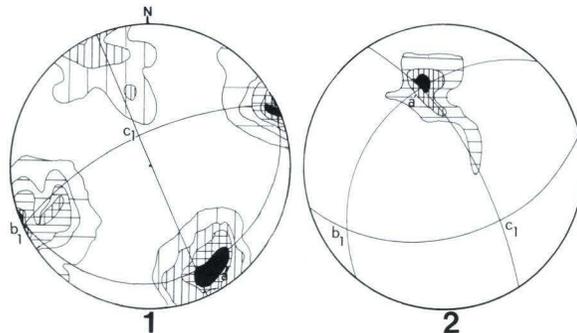


Abb. 3. Sammeldiagramme der F_1 -Formung. 1) allgemeine Lage der Gefügekoordinaten a' , b_1 , c_1 , ermittelt aus den F_1 -Durchstoßpunkten und den s_1 -Polpunkten aller bearbeiteten 65 Aufschlüsse; Stufung: 2 – 4 – 6 – 8%, 2) s_1 -Polpunktverteilung und Gefügekoordinatenlage im Grünschiefer auf dem Rossert, südlich von Eppenhain (Aufschluß K 8); Stufung: 3 – 6 – 9 – 12%.

Die F_1 -Falten zeigen monokline Symmetrie. Die Faltenschenkel sind ungleich lang und ungleich dick. Ihr Öffnungswinkel ist klein; er beträgt in den sedimentogenen Gesteinen 10–30° und in den magmatogenen Serien 20–40°. Daher liegen im Diagramm (Abb. 3, Diagr. 2) die Polpunkte der s -Flächen (ss bzw. s_1) zumeist nur in einem mehr oder weniger unscharf ausgebildeten Besetzungsfeld. Der Maximumpunkt dieser Polpunktverteilung definiert nach KARL (1964: 44) in monoklinen Falten die Lage der hypothetischen Gefügekoordinate a' , die gemäß seiner Definition senkrecht auf der Faltenachsenfläche steht. Das Diagr. 1 der Abb. 3 zeigt, daß bei den F_1 -Falten zwar SE-Vergenz vorherrscht, daß aber auch NW-vergente Falten auftreten. Auf die regionale Verteilung der Faltenvergenzen wird in Kap. 4 ausführlicher eingegangen.

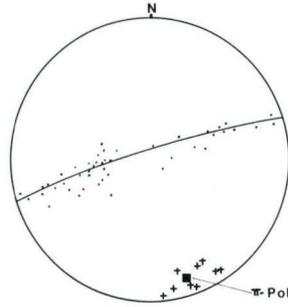


Abb. 4. Symmetriebeziehungen zwischen den Durchstoßpunkten von Scherfallen (.) und den s_1 -Flächenpolpunkten (+) in magmatogenen Gesteinen mit Fluidalgefüge; nähere Erläuterungen im Text.

Die intensive Zerschering des Gesteins kann insbesondere in den magmatogenen Serien bei stärkerer Neigung des primären Fließflächengefüges und schiefwinkliger Schnittlage von s_1 mit s_1 bis zu 50° steil abtauchende zylindrische Falten erzeugen. CHATTERJEE & PLESSMANN (1958: 457) deuteten derartig steil abtauchende Achsenlagen als Spuren einer vorvaristischen Prägung. Sie mögen in ihrer Annahme noch dadurch bestärkt worden sein, daß diese Achsen in ihrer Streichrichtung stark streuen und sich hierdurch von den relativ straff geregelten B_1 -Faltenachsen unterscheiden. Nach der Auffassung von RICHTER & STENGER (1964), der wir uns hier anschließen, ist es jedoch wahrscheinlicher, daß die erheblich abweichenden Streich- und Abtauchwerte dieser „Falten“ als primäre Fließwülste in den Vulkanitlaven angesehen werden müssen, die von den s_1 -Schieferungsflächen schiefwinklig geschnitten sind. Das zeigt sich deutlich in dem Sammeldiagramm der Abb. 4. Hier sind aus neun Aufschlüssen in der magmatogenen Serie (F 2, F 5, K 19, K 21, Wi 1, W 1, W 4, W 5, W 9) die s_1 -Flächenpol-Maxima und insgesamt 43 Durchstoßpunkte von eingemessenen Fließfalten-Achsen eingetragen. Die scheinbar stark streuenden Durchstoßpunkte der „Falten“-Achsen lassen sich um einen Großkreis (b_1 c_1) gruppieren, dessen π -Pol mit dem Maximum-Punkt (a') der s_1 -Flächenpole zusammenfällt. Hinsichtlich der Indizierung der Gefügekoordinaten ergibt sich hierbei die gleiche räumliche Orientierung wie im Diagr. 1 der Abb. 3.

Die Streichrichtung der 1. Schieferung entspricht mehr oder weniger der Richtung der F_1 -Faltenachsen (Achsenflächenschieferung). Dieses Parallellflächengefüge ist generell transversal zum F_1 -Faltenbau orientiert, stellt also eine Transversalschieferung dar. Es ist allerdings nur selten zu erkennen, daß die Schieferungsflächen tatsächlich transversal zum Schichtflächengefüge (ss) der sedimentogenen Serien verlaufen. Vielmehr sind gerade in den sedimentogenen Phylliten die s_1 -Schieferungsflächen über weite Aufschlußbereiche hinweg annähernd parallel zur Schichtung orientiert, so daß der Eindruck einer schichtkonkordanten Parallelschieferung entsteht. Dieser Eindruck eines schichtflächenparallelen Schieferungsgefüges (s_1 //ss) ist bedingt durch den isoklinalen Faltenbau der steilgestellten Phyllite, so daß die phänomenologische Parallelschieferung einen Sonderfall des Schieferungsgefüges längs den steilstehenden Schenkeln der Isoklinalfalten darstellt; denn in den Scheitelbereichen der Isoklinalfalten sowie in sand- und grauackenerreichen Gesteinspartien, die infolge ihres tektonisch kompetenteren Verhaltens nicht so stark verfaltet worden sind, verläuft s_1 transversal zu ss.

In den petrographisch recht homogen zusammengesetzten magmatogenen Gesteinsserien erzeugt die 1. Schieferung die z. T. sehr intensive Scherfaltung dieser Serie.

Die kräftige seitliche Einengung löst im Gesteinsgefüge Teilbewegungen parallel zu den Gefügekoordinaten b_1 und c_1 aus. Diese Bewegungsspuren dokumentieren sich in entspre-

chenden Lineationen. Die b-axiale Dehnung bildet ein Streckungslinear ab, das eine sehr engständige Lineation auf den s-Flächen (s_s , s_1 , s_f) hervorruft. Diese Lineation verläuft mehr oder weniger parallel zu den F_1 -Kleinfaltenachsen; daher gruppieren sich im Diagr. 1 der Abb. 3 die im Gelände eingemessenen b_1 -Streckungslineare um den π -Pol der s-Flächen.

Eine weitere Lineationsrichtung verläuft senkrecht zu b_1 ; sie ist parallel zur Gefügekoordinate c_1 orientiert. Sie ist besonders ausgeprägt in Phyllit-Aufschlüssen (z. B. Aufschlüsse E 4, K 14), wo sie als feine Striemung auf den s_1 -Flächen deren Einfallrichtung nachzeichnet. Sie wird hier als L_c bezeichnet, da die Durchstoßpunkte dieses Linears in den Gefügediagrammen auf dem π -Kreis eng um die Gefügekoordinate c_1 streuen.

BREDDIN (1962) bezeichnete dieses Streckungslinear in seiner Koordinatensetzung als „Faser“ a und betrachtete es als einen Indikator für „gerichtete Schieferigkeit“. Allerdings beobachtete er es auf wesentlich flacher einfallenden s_1 -Flächen. PLESSMANN (1961) konnte an einem Beispiel aus dem Harz nachweisen, daß es sich hierbei um eine Achse B' handelt, die dem gleichen Deformationsakt wie die Bildung der Haupt-B-Achse angehört. Er bezeichnete diese beiden Gefügeelemente wegen ihrer gleichzeitigen Entwicklung als Doppelachsen ($B \perp B'$). Eine Deutung dieses Linears ($L_c = B'$) bleibt spekulativ; hinsichtlich der Teilbeweglichkeit im Kleinbereich liegt die Vermutung nahe, daß das Gestein bei sehr starker Kompression vorzugsweise in vertikaler Richtung am stärksten ausgelängt werden kann, wenn steilstehende s_1 -Schieferungsflächen zur Verfügung stehen. E. CLOOS (1947) konnte durch statistische Vermessung von deformierten Ooiden in kalkigen Schiefen eine derartig orientierte stärkste Auslängung des Gesteins in der Einfallrichtung der Schieferung nachweisen.

3.2. Zweite Deformation (F_2 -Prägung)

In allen untersuchten Aufschlüssen sind weitere flächige und lineare Gefügeelemente abgebildet, die sich aufgrund ihrer Symmetrieverhältnisse nicht mehr der F_1 -Prägung zuordnen lassen, sondern jüngeren Deformationsgenerationen desselben tektonischen Beanspruchungsplanes zugerechnet werden müssen.

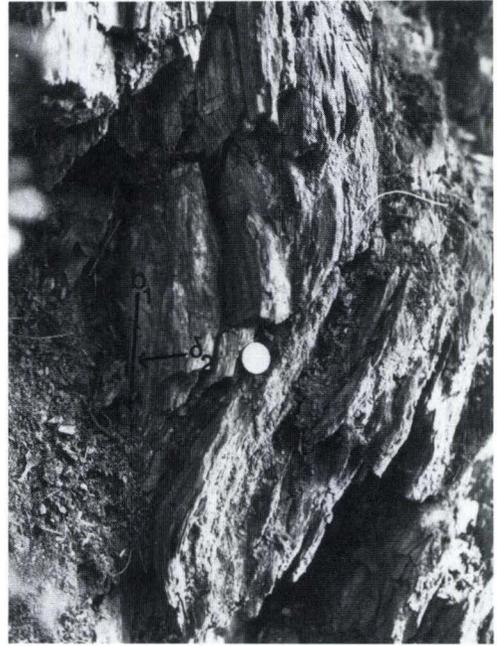
Charakteristisch für die zweite Deformation ist die 2. Schieferung (Abb. 5, a). Die s_2 -Flächen sind weniger straff geregelt als die s_1 -Flächen und weisen ein weitständigeres Flächengefüge auf (Schubklüftung nach SCHOLTZ 1930: 244). Sie durchschlagen die alten s_1 -Flächen transversal und erfassen gleichermaßen die Gesteine der Metamorphen Zone wie auch die unmittelbar nördlich angrenzenden, nicht metamorphen unterdevonischen Schichten des Hochtaunus. Damit stellt die 2. Schieferung nach der Definition von TURNER & WEISS (1963: 29) ein penetratives Flächensystem dar.

Die Flächensysteme s_1 und s_2 verlaufen homoaxial. Diese Symmetriebeziehung unterstreicht, daß die 2. Schieferung in kontinuierlicher Fortsetzung der ersten Deformation dem alten tektonischen Beanspruchungsplan unterliegt. Die Schnittkanten der s_2 -Flächen bilden auf den s_1 -Flächen eine auffällige Lineation (δ_2) ab. Kennzeichnend für die sedimentogenen Gesteine in der Metamorphen Zone ist, daß die s_2 -Flächen auf den s_1 -Flächen sigmoidale Verbiegungen und Verfaltungen (F_2 -Falten) verursachen. Daher wird der gefügeprägende Vorgang dieser Deformation in der geologischen Literatur auch als s_1 -Faltung bezeichnet. Die Faltenachsen dieser s_1 -Falten verlaufen parallel zum δ_2 -Linear (Abb. 5, b).

Die Erscheinungsbilder der F_2 -Falten reichen von sehr flachwelligen Verbiegungen und Knickungen über geöffnete Knick-Scherfalten bis zu isoklinalen Scherfalten. Durch eine örtlich sehr intensive Verfältelung der s_1 -Flächen ist das Gestein besonders im SW des



a.



b.



c.



d.

Abb. 5. Gefügeinventar der zweiten Deformation; a) schwach geregelte s_2 -Flächen durchschlagen s_1 -Flächen im Phyllit in Eppstein (Aufschluß K 12), b) δ_2 -Lineare auf s_1 -Schieferungsflächen im Serizitgneis im Goldsteintal westlich von Rambach (Aufschluß W 2), c) Stauchfältelung von F_2 -Falten in inkompetenten Gesteinslagen im Serizitgneis N Vockenhausen (Aufschluß K 6), d) steil einfallende Fließfalten werden von s_2 - und s_3 -Schieferungsflächen durchschlagen, Serizitgneis N Vockenhausen (Aufschluß K 6).

Untersuchungsgebietes mitunter in einen B_2 -Tektonit umgewandelt. Gelegentlich verursachen dünne Einschaltungen tektonisch kompetenter Gesteinslagen in gut schieferbaren Gesteinen disharmonische Faltenbilder (Abb. 5, c).

Die Größenordnungen der F_2 -Kleinfalten sind gesteinsabhängig. Im Serizitgneis bilden sich auf den s_1 -Schieferungsflächen vorzugsweise feine Runzelungen im mm-Bereich; für die Phyllite sind enge Fältelungen der s_1 - bzw. ss -Flächen im mm-Bereich charakteristisch; in den Grünschiefern können Kleinfalten mit einer Faltenhöhe bis zu 2 m und einer Wellenlänge bis zu 4 m vorkommen. Die Scheitelbereiche und Schenkel der F_2 -Falten sind im allgemeinen isopach. Neben reiner Scherung sind recht selten auch Vorzeichungsverkrümmungen durch Biegung festzustellen. Tektonisch inkompetente Gesteinslagen im Aufschluß- oder Handstückbereich sind stärker gefaltet und geschiefert als die angrenzenden kompetenten Lagen.

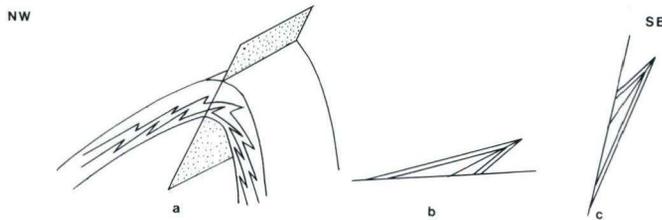


Abb. 6. Morphologie von F_2 -Falten (schematische Darstellung); a) Rotation von F_1 -Kleinfalten in einer größeren F_2 -Falte (punktiert = Faltenachsenfläche), b) F_2 -Falte bei flacher Ausgangslage der Vorzeichnung, c) F_2 -Falte bei steiler Ausgangslage der Vorzeichnung.

Die F_2 -Falten sind überwiegend SE-vergent (Abb. 6, a) und im allgemeinen stark asymmetrisch. Bei flacher Ausgangslage der Vorzeichnungen (ss , s_1 , s_f) entwickeln sich Falten mit flachen, längeren NW-Schenkeln und steilen, kurzen SE-Schenkeln (Abb. 6, b). Im Gegensatz hierzu treten bei steilerem Einfallen der Vorzeichnungen steile, längere SE-Schenkel und flache, kurze NW-Schenkel auf (Abb. 6, c). Hinsichtlich der Schenkelkinematik dürfte das in beiden Fällen bedeuten, daß jeweils der längere Faltenschenkel kaum aus seiner Ausgangslage herausbewegt wurde, während der jeweils kürzere Faltenschenkel stark rotiert ist.

3.3. Dritte Deformation (F_3 -Prägung)

Jünger als die 2. Schieferung ist eine weitere parallele Flächenschar, die wiederum als Schieferung (s_3) gedeutet werden muß. Sie tritt sowohl in den sedimentogenen als auch in den magmatogenen Gesteinsserien in Erscheinung und konnte in 25 der tektonisch untersuchten Aufschlüsse beobachtet werden. Sie verläuft homoaxial zu den beiden vorausgegangenen Schieferungsflächengefügen (Abb. 7, a, b).

Diese 3. Schieferung ist in der Regel als eine ziemlich weitständige Flächenschar ausgebildet. Sie durchschlägt die s_1 - und s_2 -Flächensysteme unter verschiedenen großen Winkeln (Abb. 5, d). Nur selten erzeugt sie auf den vorgegebenen s-Flächen ein schwache

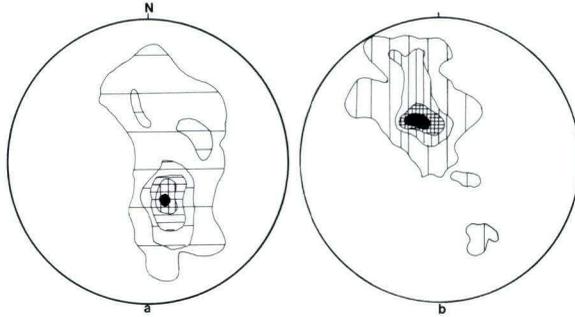


Abb. 7. Sammeldiagramme der 2. und 3. Schieferung; a) Polpunktverteilung und Maximumpunkt aller s_2 -Schieferungsflächen in den 65 untersuchten Aufschlüssen, Stufung: 3 - 6 - 9 - 12 %, b) Polpunktverteilung der s_3 -Schieferungsflächen aus 25 untersuchten Aufschlüssen, Stufung: 2 - 4 - 6 - 8%.

Wellung, und wohlentwickelte monokline F_3 -Falten sind bisher nur im Phyllit am E-Hand des Beilsteins bei Frauenkirch (Aufschluß E 16) und im Phyllit unterhalb der Burgruine Scharfenstein bei Kiedrich (Aufschluß E 3) beobachtet worden.

3.4. Vierte Deformation (F_4 -Prägung)

Die vermutlich jüngsten tektonischen Gefügeelemente des varistischen Bewegungsablaufs sind Knickbänder auf den s_1 -Schieferungsflächen. Sie sind zwischen ein und drei Zentimeter breit und kommen als einzelne Bänder oder als subparallele Scharen oder in paariger, sich gegenseitig durchkreuzender Anordnung vor. Stets sind die s_1 -Schieferungsflächen im Bereich der randlich scharf abgesetzten Knickbänder rotiert, so daß sie im ac-Schnitt mit den nicht rotierten s_1 -Flächenbereichen scharf akzentuierte Knickfalten (F_4 -Falten) abbilden. Deren Achsenflächen wurden von den die Knickbänder seitlich begrenzenden Knickflächen gebildet. Die Raumlagen der F_4 -Faltenachsen sind durch die Schnittspuren der Knickflächen mit den s_1 -Schieferungsflächen definiert. Eine Auswertung von insgesamt 25 eingemessenen F_4 -Faltenachsen aus acht untersuchten Aufschlüssen (K 2, K 6, K 7, K 17, E 6, E 9, E 10) zeigt, daß die Orientierung der Faltenachsen enge Symmetriebeziehungen zum Deformationsgefüge der ersten Gefügeprägung zeigt. Abb. 8 gibt diese Relationen skizzenhaft und im Gefügediagramm wieder. Hieraus läßt sich ableiten, daß die Knickzonen auf zwei paarig entwickelte, sich jeweils gegenseitig durchkreuzende Knickfaltensysteme zurückgeführt werden können. Ihre Achsenflächen zeigen nämlich in einem Fall (Typ a in der Skizze) die gleiche Lageorientierung wie das hkO-Scherflächensystem der ersten Deformation, und im anderen Fall (Typ b in der Skizze) läßt sich eine identische Lageorientierung mit dem Okl-Scherflächensystem der ersten Deformation erkennen. Es ist daher die Schlußfolgerung erlaubt, daß sich die beiden Knickzonen-Systeme unter dem gleichen tektonischen Beanspruchungsplan wie in den vorausgegangenen Deformationsabschnitten gebildet haben und daß ihre Entstehung eine weitere Einengung (Typ a) respektive axiale Verkürzung (Typ b) des Gesteinskörpers ermöglichte. Offen bleibt die Frage, warum diese Restspannungen Gefügeprägungen hinterlassen, die symmetrologische Beziehungen zur F_1 -Prägung, nicht aber zu den F_2 - und F_3 -Prägungen aufweisen.

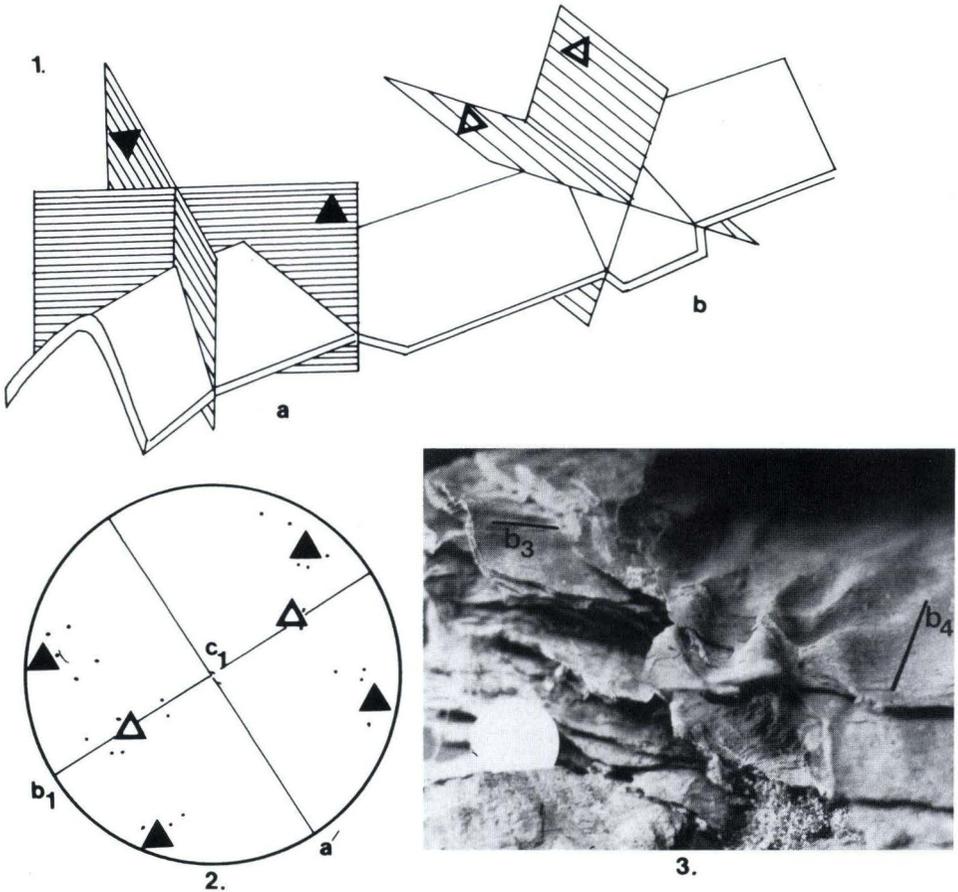


Abb. 8. Vierte Deformation; 1) Lage von F_4 -Falten und ihrer Achsenflächen auf einer Vorzeichnung der ersten Deformation, weitere Erläuterungen im Text, 2) Lage der Achsenflächenpole von F_4 -Falten und ihre symmetrologischen Beziehungen zu den Gefügekoordinaten a' , b_1 , c_1 (\blacktriangle = hkO -Flächenpole; \triangle = Okl -Flächenpole), weitere Erläuterungen im Text, 3) konische F_4 -Falten auf einer s_1 -Schieferungsfläche im Phyllit nördlich von Eppstein (Aufschluß K 8).

3.5. Kluftgefüge

In fast allen Aufschlüssen wurde auch das Kluftgefüge eingemessen. In Abb. 9 ist in einem Sammeldiagramm mit den eingetragenen Gefügekoordinaten der ersten und zweiten Deformation und den entsprechenden Zonenkreisen eine abgestufte Verteilung der Polpunkte von allen im Gelände gemessenen Kluftflächen wiedergegeben. Ihre Differenzierung in die wichtigsten gefügeprägenden Trennflächen ist in den Spezialdiagrammen der Abb. 10 und in Abb. 11 erfolgt. Hierauf wird im folgenden kurz eingegangen.

Mehr oder weniger senkrecht zum Streichen der ss - und s_1 -Flächen sowie der F_1 -Faltenachsen ist ein deutlich hervortretendes, örtlich sehr dominierend ausgebildetes

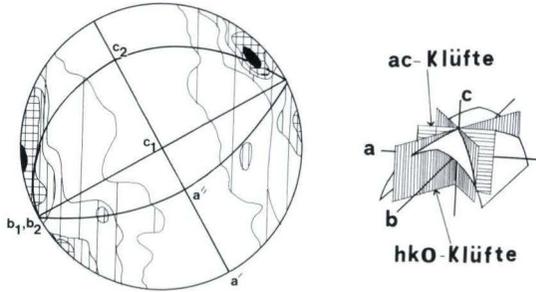


Abb. 9. Diagr.: Klüftflächenverteilung aller im Gelände aufgenommenen Klüfte, Anzahl: ca. 3 000, Stufung: 4 – 8 – 12 – 16%; Schemazeichnung: Lagebeziehungen der wichtigsten tektonischen Klüftflächen.

Trennflächen-Maximum ausgebildet. Die entsprechenden Klüfte sind sehr häufig durch Quarzgänge verheilt. Diese Klüftflächenschar läßt sich eindeutig den ac-Flächen (Querklüfte) zuordnen (Abb. 10, Diagr. 1).

Das markanteste Trennflächenelement in der Metamorphen-Zone bilden die Diagonalklüfte (D-Klüfte bei ANDERLE 1976: 281). Sie bilden auf dem $a'b_1$ -Großkreis in der Regel zwei ausgeprägte Maxima. Der Winkel zwischen den beiden paarig angelegten Trennflächen beträgt zwischen 60 und 90° und wird von der Gefügekoordinate a' halbiert. In Gesteinsbereichen, in denen die Diagonalklüfte vorherrschen, scheinen die Querklüfte unterdrückt zu sein. Häufig und vermutlich regionaltektonisch bedingt ist nur eine der beiden Diagonalklüftscharen entwickelt. Bereits bei der nicht repräsentativen Anzahl von nur 65 Aufschlüssen im gesamten Verbreitungsgebiet der Metamorphen Zone scheint sich anzudeuten, daß die WNW streichenden Diagonalklüfte vor allem im westlichen Teil vorherrschen, während die NNE streichenden Diagonalklüfte im Ostteil der Metamorphen Zone häufiger vertreten sind.

In den meisten Aufschlüssen sind die Quer- und Diagonalklüfte nicht deutlich gegeneinander abzugrenzen. Nach der Polpunkt-Verteilung in den Klüftdiagrammen lassen sich drei Grenzfälle unterscheiden.

- Die ac-Klüfte sind zwar über einen größeren Streubereich auffällig gürtelförmig auf dem $a'b_1$ -Zonenkreis verteilt, bilden aber dennoch ein deutliches Maximum um b_1 . Die Diagonalklüfte sind nahezu vollständig unterdrückt (Abb. 10, Diagr. 3).
- Die ac-Klüfte sind selten entwickelt und bilden keine Maxima; statt dessen erscheinen auf den Gefügediagrammen ein oder zwei Diagonalklüftmaxima (Abb. 10, Diagr. 2 und 4).
- In anderen Fällen treten Klüfte auf, aus deren Verteilung sich neue Flächenmaxima abweichender Raumlage bilden. Hierbei kann es sowohl zur Ausbildung von zwei neuen Maxima kommen (Abb. 10, Diagr. 5), als auch nur von einem deutlichen Maximum bei sehr unruhiger Streuung der restlichen Klüftflächen (Abb. 10, Diagr. 6). Auffällig und wohl auch symmetrologisch gesetzmäßig scheint zu sein, daß diese neuen Maxima stets zwischen den normalerweise ausgebildeten ac- bzw. khO-Maxima liegen. Eine sehr ähnliche Klüftflächenverteilung ist auch aus der Quarzit-Glimmerschiefer-Serie des kristallinen Vorspessarts (Teilbereich der Mitteldeutschen Schwelle) von DOUTSOS (1979) beschrieben worden. Hier wie dort ist es wegen der Symmetrieverteilung dieser Klüfte problematisch, sie den Trennungs- oder Scherungsklüften zuzuordnen. DENNIS (1972: 291) bezeichnet Klüftflächen in dieser Symmetrieanordnung als „oblique extension joints“.

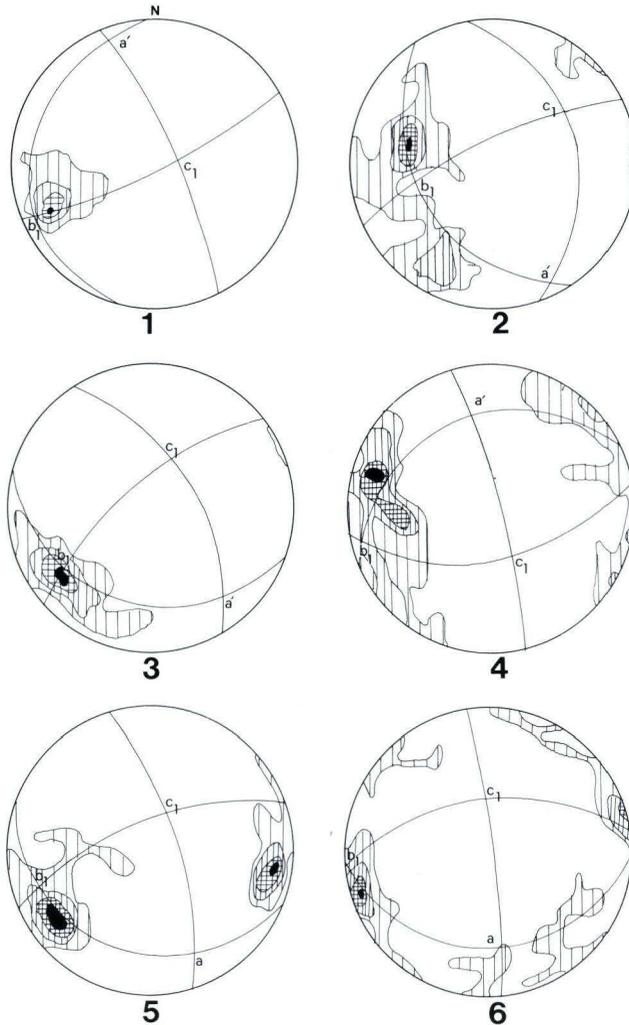


Abb. 10. Klufflächendiagramme aus der Metamorphen Zone des südlichen Taunus, nähere Erläuterungen im Text.

Ein Teil der im Gelände beobachteten Klufflächen läßt sich den Gefügekoordinaten der F_2 -Formung zuordnen (Abb. 11). Auf dem Großkreis $a''b_2$ erscheinen in diesen Fällen zwei Klufflächen-Maxima, die als hkO -Klüfte der F_2 -Prägung einzustufen sind. Eine Differenzierung der ac -Klüfte hinsichtlich ihrer möglichen Zugehörigkeit zur F_1 - oder F_2 -Prägung ist dagegen sowohl im Gelände als auch in den Klufftdiagrammen nicht durchführbar, da die jeweils entsprechenden Faltenachsen bzw. Gefügekoordinaten (b_1, b_2) ungefähr identische Raumlage haben.

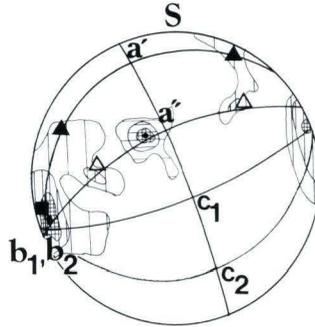


Abb. 11. Gefügediagramm der 1. und 2. Deformation; horizontale Schraffur: Polpunktverteilung von s_2 -Flächen, Stufung: 2 – 4 – 6 – 4%, vertikale Schraffur: Polpunktverteilung von Klüften, Stufung: 3 – 6 – 9 – 12%, ▲ = hkO-Klüfte der F_1 -Formung, △ = hkO-Klüfte der F_2 -Formung, ■ = ac-Klüfte der F_1 - und F_2 -Formung.

Nur in einem Fall (Aufschluß W 8) zeigten sich im Gelände Hinweise, daß auch im Gefügebild der F_3 -Prägung paarige Scherflächen entwickelt sind, die aufgrund ihrer Symmetriebeziehungen der F_3 -Formung zugeordnet werden könnten. Allerdings ist das Beobachtungsmaterial für eine abgesicherte statistische Auswertung zu gering.

Das ausgewertete Klüftinventar der Kleinfalten kann zur Festlegung der Kräfteverteilung im Deformationsellipsoid herangezogen werden. λ_3 (= größte Verkürzung) halbiert den spitzen Winkel der hkO-Scherflächen und verläuft somit parallel zur Gefügekoordinate a' . λ_2 wird parallel zur Gefügekoordinate b_1 gelegt und λ_1 verläuft parallel zur Gefügekoordinate c_1 . Folgerichtig sind sowohl die ac-Flächen als auch die hkO-Flächen während der b-axialen Dehnung, und zwar gleichzeitig mit der größten Auslängung $//c_1$ (Hochdehnung) entstanden. STENGER (1961: 54) hat anhand von Pyritwürfelpseudomorphosen b-axiale Auslängungsbeträge von ca. 20% abgeschätzt.

Bei der Fortsetzung der Deformation während der F_2 -Prägung bildet sich ein weiteres lokales Deformationsellipsoid („local strain perturbation“ sensu TURNER & WEISS 1963: 370), dessen λ_3 parallel zur Gefügekoordinate a'' verläuft. Da zwischen den hkO-Scherflächenlage der beiden Gefügeprägungen fließende Übergänge existieren, scheint es, daß die F_2 -Prägung bei auslaufender F_1 -Prägung kontinuierlich einsetzt.

Wenn auch der weitaus größte Teil der Klüftflächen und Brüche der varistischen Gefügeprägung zuzuordnen ist, so können in einigen Fällen hiervon abweichende Klüftmaxima auf spätere saxonische Bewegungen zurückgeführt werden. Hierauf wird im Rahmen dieser Arbeit nicht eingegangen.

Tab. 1. Aufschlußverzeichnis

E 1	R 34 33 800 H 55 46 700	Phyllit	chem. Stbr. (SE-Ecke) am Schützenhaus N Kiedrich
E 2	R 34 33 790 H 55 46 790	Serizitgneis	chem. Stbr. (NW-Ecke) am Schützenhaus N Kiedrich
E 3	R 34 34 260 H 55 46 200	Phyllit, quarz.	Felsklippen Burgruine Scharfenstein/Kiedrich

E 4	R 34 33 690 H 55 46 550	Phyllit	Felsklippen 500 m S Kurhaus Friedrichsthal N Kiedrich
E 5	R 34 34 580 H 55 47 090	Serizitgneis	ehem. Stbr. Höhe Alte Burg ca. 2 km W Rauenthal
E 6	R 34 34 740 H 55 47 120	Phyllit/Serizitgneis	Felsklippen W-Hang Rauschberg ca. 1,8 km W Rauenthal
E 7	R 34 35 550 H 55 45 750	Phyllit	Straßenanschnitt Sülzbachtal N Eltville
E 8	R 34 35 370 H 55 46 120	Phyllit, quarz.	Felsklippen am Neuen Forsthaus N Eltville
E 9	R 34 37 100 H 55 46 780	Phyllit, quarz.	Felsböschung hinter der elf-Tankstelle in Martinsthal
E 10	R 34 37 210 H 55 46 900	Phyllit, quarz.	Felsklippen unterhalb vom Ehrendenkmal in Martinsthal
E 11	R 34 36 440 H 55 48 150	Grünschiefer	ehem. Stbr. 550 m S Klinger-Mühle N Martinsthal
E 12	R 34 36 500 H 55 48 000	Phyllit	Felsklippen 700 m N Kloster Tiefenthal bei Rauenthal
E 13	R 34 36 800 H 55 48 000	Phyllit	Felsklippen im Nonneneichwald 500 m NE Rauenthal
E 14	R 34 36 350 H 55 49 500	Phyllit	ehem. Stbr. im Walluftal N Wirtshaus Neumühle
E 15	R 34 38 180 H 55 50 250	Grünschiefer	ehem. Stbr. ca. 1 km E Georgenborn
E 16	R 34 38 970 H 55 49 350	Phyllit	Felsklippen E-Hang Beilstein ca. 1,5 km N Frauenstein
E 17	R 34 38 700 H 55 48 150	Phyllit	ehem. Stbr. 350 m W Schloß Sommerberg bei Frauenstein
E 18	R 34 39 240 H 55 49 700	Phyllit	ehem. Stbr. im Klingengrund ca. 2 km W Wiesb.-Kohlheck
E 19	R 34 39 800 H 55 50 260	Serizitgneis	ehem. Stbr. im Klingengrund ca. 2 km WNW Wiesb.-Kohlheck
W 1	R 34 47 900 H 55 52 450	Felsokeratophyr	ehem. Stbr.-Betrieb Rambach (Wiesb.-Sonnenberg (südl. Stbr.))
W 2	R 34 46 830 H 55 53 940	Serizitgneis	ehem. Stbr. im Goldsteintal ca. 1 km W Wiesb.-Rambach
W 3	R 34 47 200 H 55 53 420	Serizitgneis	ehem. Stbr. im Goldsteintal N Wiesb.-Sonnenberg
W 4	R 34 46 060 H 55 53 080	Grünschiefer	ehem. Stbr. 500 m N Bahnholz, N-Hang v. Bahnholzer Kopf
W 5	R 34 48 280 H 55 53 030	Serizitgneis/Keratophyr	ehem. Stbr. W Friedhof in Wiesb.-Rambach
W 6	R 34 44 400 H 55 52 200	Serizitgneis	Felsklippen W-Hang des Speierkopfs
W 7	R 34 49 800 H 55 51 800	Phyllit	ehem. Stbr. im Wäschbachtal 1 km NW Wiesb.-Kloppenheim
W 8	R 34 44 640 H 55 61 960	Phyllit	Felsklippen E Nordfriedhof von Wiesbaden
W 9	R 34 51 160 H 55 54 580	Serizitgneis	ehem. Stbr. an der westlichen Umgehungsstraße v. Auringen
Wi 1	R 34 40 600 H 55 47 950	Phyllit	Felsklippen W-Hang Leierkopf E Wiesbaden-Frauenstein
Wi 2	R 34 42 000 H 55 49 120	Serizitgneis	Felsklippen am Weilburger Bach N Ortsteil Wi-Dotzheim

Wi 3	R 34 41 900 H 55 49 280	Serizitgneis	Felsklippen E Waldfriedhof von Wiesbaden-Dotzheim
Wi 4	R 34 40 800 H 55 50 600	Serizitgneis	ehem. Stbr. im Labsaltal W Wiesbaden-Kohlheck
K 1	R 34 55 500 H 55 59 270	Felsokeratophyr	ehem. Stbr. S Hessenmühle zwischen Vockenhausen u. Ehlhalten
K 2	R 34 55 200 H 55 59 000	Felsokeratophyr	Felsklippen W-Hang Dachsbau ca. 2 km N Vockenhausen
K 3	R 34 56 900 H 55 59 850	Grünschiefer	ehem. Stbr. Fa. Rompf, NW Ortsrand Ruppertshain
K 4	R 34 57 300 H 55 59 500	Felsokeratophyr	ehem. Stbr. SW Ortsrand von Ruppertshain
K 5	R 34 57 180 H 55 58 800	Grünschiefer	Felsklippen Rossertgipfel SW Eppenhain
K 6	R 34 55 470 H 55 57 680	Serizitgneis/Grünschiefer	Ehem. Stbr. N-Ortsrand von Vockenhausen
K 7	R 34 57 550 H 55 55 050	Phyllit	Böschunganschnitt an der Straße Lorbach – Eppenhain
K 8	R 34 57 220 H 55 54 900	Phyllit	Felsklippen im Schwarzbachtal ca. 1,5 km NNW Lorbach
K 9	R 34 59 480 H 55 54 440	Phyllit	ehem. Stbr., S-Hang Gundelhard zwischen Lorbach u. Kelkheim
K 10	R 34 58 400 H 55 53 980	Phyllit	Straßenanschnitt N Ortsausgang Lorbach
K 11	R 34 58 200 H 55 53 940	Phyllit	ehem. Stbr. am ehem. Schützenhof von Lorbach (NW Ortsende)
K 12	R 34 56 910 H 55 56 200	Phyllit	Felshang am Parkplatz d. Stanniol-Fabrik in Eppstein
K 13	R 34 58 540 H 55 56 260	Phyllit	Felsklippen ‚Großer Mannstein‘ auf dem Staufen SW Fischbach
K 14	R 34 57 540 H 55 56 100	Phyllit	Felsklippen am Gedenkstein für Mendelssohn-Bartholdy S Eppstein
K 15	R 34 56 520 H 55 58 450	Grünschiefer	Felsklippen S-Hang Hainkopf SSE Eppenhain
K 16	R 34 57 720 H 55 58 400	Serizitgneis	ehem. Stbr. SE-Hang Rossert N Forststraße zum Fischbacher Kopf
K 17	R 34 57 550 H 55 57 800	Serizitgneis	Stbr. Trombelli auf dem Fischbacher Kopf
K 18	R 34 63 850 H 55 58 960	Serizitgneis/Phyllit	ehem. Stbr. im Lotterbachtal E Neuenhain-Sophienruhe
K 19	R 34 64 190 H 55 59 820	Serizitgneis	ehem. Stbr. NE Ortsausgang von Mammolshain
K 20	R 34 62 800 H 55 61 450	Grünschiefer	Felsklippen am E-Rand des Falkensteiner Hains
K 21	R 34 61 480 H 55 60 680	Grünschiefer	Felsklippen SW Burg Königstein
K 22	R 34 62 750 H 55 61 600	Grünschiefer	Felsklippen am E-Rand des Falkensteiner Hains
K 23	R 34 63 430 H 55 61 940	Grünschiefer	Kocherfels ca. 0,6 km E Falkenstein
K 24	R 34 53 950 H 55 56 360	Serizitgneis	ehem. Stbr. NW Ortsrand von Bremthal
K 25	R 34 63 820 H 55 61 500	Serizitgneis/Phyllit	Straßenanschnitt SE-Ortsausgaben von Falkenstein

H 1	R 34 72 580 H 55 67 180	Grünschiefer	ehem. Stbr. an der B 455 N Ortsteil von Bad Homburg
H 2	R 34 72 610 H 55 66 580	Grünschiefer	Straßenanschnitt an der B 455 am Rabenstein in Bad Homburg
H 3	R 34 65 620 H 55 62 950	Grünschiefer	Felsklippen SW-Hang Hünenberg ca. 4 km W Oberursel
H 4	R 34 66 050 H 55 62 940	Serizitgneis	Felsklippen Hauburgstein, E-Hang Hünenberg, ca. 4 km W Oberursel
F 1	R 34 64 850 H 55 61 800	Serizitgneis	Stbr. Trombelli 150 m SW Waldschwimmbad Kronberg
F 2	R 34 66 610 H 55 61 850	Serizitgneis	ehem. Stbr. Schülerwiese E Kronberg
F 3	R 34 64 530 H 55 62 380	Grünschiefer	Felsklippen (Naturdenkmal) E-Hang Bürgel
F 4	R 34 65 350 H 55 61 280	Serizitgneis	ehem. Stbr. auf dem Golfplatz von Kronberg
F 5	R 34 65 800 H 55 60 380	Serizitgneis	Böschungsanschnitt Bundesbahngelände SW Bahnhof Kronberg
F 6	R 34 65 730 H 55 60 400	Serizitgneis	Böschungsanschnitt an der Bahnüberführung SE Bahnhof Kronberg
E	= Bl. 5914 Eltville (Rhein)		K = Bl. 5816 Königstein (Ts.)
F	= Bl. 5817 Frankfurt a. M. West		W = Bl. 5815 Wehen
H	= Bl. 5717 Bad Homburg v.d.H.		Wi = Bl. 5915 Wiesbaden

4. Gebirgsbau

Das beherrschende tektonische Strukturelement in der Metamorphen Zone des Südtai-nus ist das s_1 -Schieferungsgefüge. Es hat die sedimentogenen und die magmatogenen Gesteinsserien gleichermaßen intensiv überprägt. Die s_1 -Flächen – und damit auch die Schichtflächen in den sedimentogenen Phylliten – streichen in allen Gesteinsserien ziemlich einheitlich um einen Mittelwert von 60° . Größere Abweichungen hiervon lassen sich auf örtlich eng begrenzte Unregelmäßigkeiten an Schollenrändern zurückführen.

Das sehr engständige, steil einfallende Schieferungsgefüge läßt auf einen intensiven Zusammenschub der Gesteinsserien schließen. Die starke seitliche Einengung bewirkte eine kräftige Faltung der Schichten bis zu deren Isoklinalstellung. In der Regel sind die Faltenscheitel durch die zeitgleich gebildeten achsenflächenparallelen s_1 -Schieferungsflächen zerschert.

Die s_1 -Flächen und damit auch die Faltenachsenflächen weisen regional wohlabgegrenzte, unterschiedliche Einfallrichtungen nach NW oder SE auf. Eine Zuordnung dieser Vergenzverhältnisse zu einer übergeordneten großtektonischen Struktur erwies sich bisher als schwierig, da einerseits mangels Fossilführung bisher noch keine chronostratigraphische Gliederung der Gesteinsfolge durchgeführt werden konnte und andererseits die Lagebeziehungen innerhalb der Phyllitserien noch nicht geklärt sind. KOCH (1881: Taf. IV, Prof. I) stellte die Gesteinsabfolge als ein Gewölbe mit mehreren gegeneinander geneigten Großsätteln und Mulden dar, dessen Kulminationsachse im Gebirgsstreichen längs einer Linie verläuft, die durch Eppstein zieht. Genau 80 Jahre später konnte STENGER (1961: Abb. 4, Prof. 1) mit modernen gefügekundlichen Methoden diese in der Folgezeit mehrfach

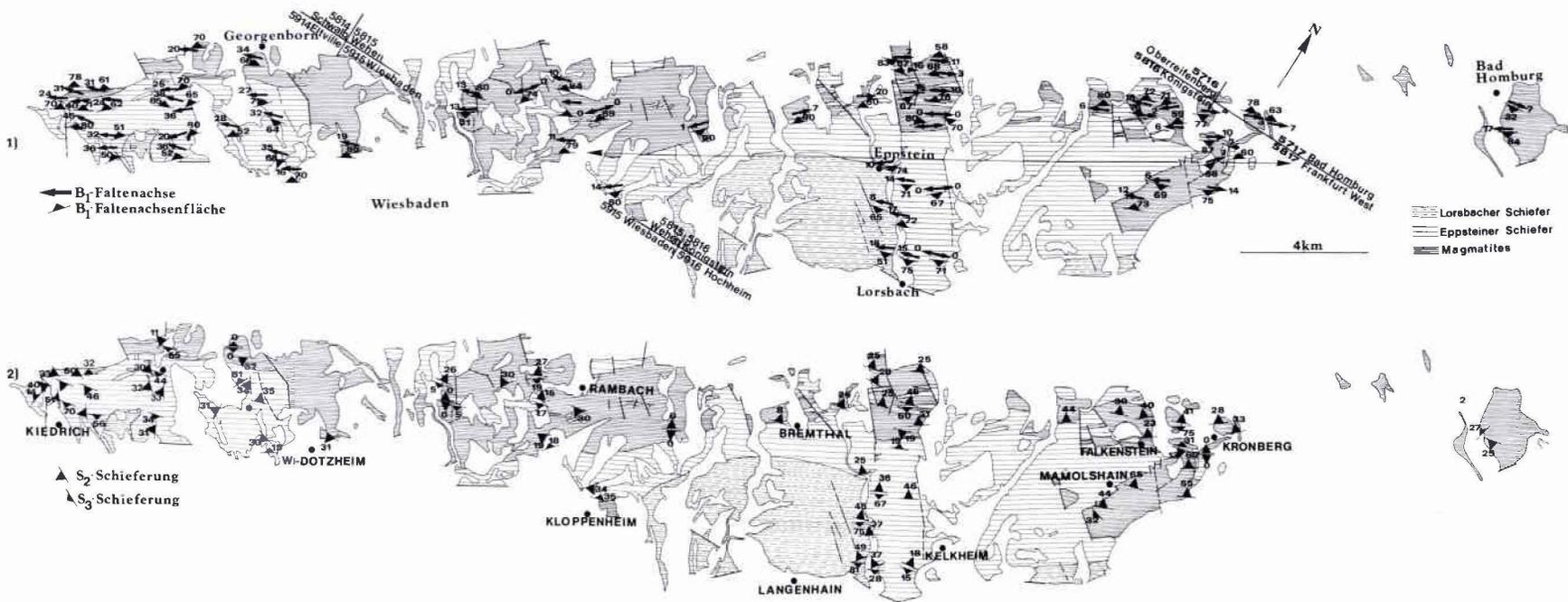


Abb. 12. Die Orientierung der wichtigsten tektonischen Gefügeelemente im Untersuchungsgebiet (Signaturen der Gesteinseinheiten wie in Abb. 1); 1) Streichrichtungen und Einfallwinkel von Faltenachsenflächen und Faltenachsen der F_1 -Prägung, 2) Streichrichtungen und Einfallwinkel der S_2 - und S_3 -Schieferungsflächen.

angezweifelte Anschauung von KOCH (1881) weitgehend bestätigen. Nach den Ergebnissen seiner Kartierungen und seiner tektonischen Gefügeuntersuchungen auf Bl. 5816 Königstein i. Ts. bilden die deformierten Gesteinsserien der Metamorphen Zone ein WSW – ENE streichendes, durch tiefreichende Bewegungsbahnen gestörtes Antiklinorium, dessen Bauplan in seinem Profil lediglich an der Nordflanke infolge der oben genannten offenen Fragen hinsichtlich der Chronostratigraphie und der Lagebeziehungen noch unklar bleibt.

Abb. 12,1 zeigt die Vergenzverhältnisse der s_1 -Flächen resp. F_1 -Faltenachsenflächen, wie sie sich nach der Auswertung der in den 65 untersuchten Aufschlüssen gemessenen Gefügedaten darstellen. Die Richtungsänderung des Einfallens erfolgt auf relativ schmalem Raum und wird durch die Linie Kloppenheim – Eppstein – Kronberg – Bad Homburg markiert. Das ist ziemlich exakt jene Achse, die im oben genannten Profil von KOCH (1881) der Kulminationsachse des Gewölbebaus entspricht. Das s_1 -Schieferungsgefüge ist mithin in der Großstruktur der Metamorphen Zone in Meilerstellung orientiert und nicht als Schieferungsfächer ausgebildet, wie das in einem normalen Antiklinorium zu erwarten wäre (z. B. Mosel-Mulde in: MEYER & STETS 1975).

Strukturen mit derartig orientierten Kleinfaltenvergenzen bzw. s_1 -Schieferungsflächen in Meilerstellung sind erstmals aus dem Alpenraum (HEIM 1878) und später auch aus den varistischen Faltegebirgen (z. B. SCHROEDER 1958: Abb. 6; BEHR 1968: Abb. 16; DOUTSOS 1979: Abb. 20) als ein besonderer struktureller Bautyp beschrieben worden und mit Begriffen wie „Antivergenzzone“ oder „anomalies Antiklinorium“ bezeichnet worden. ASHGIREI (1963: 147–151) dagegen möchte den Begriff eines anomalen Antiklinoriums vermieden wissen, da er in diesem Erscheinungsbild keinen besonderen Bautyp zu sehen vermag. Vielmehr führt er die gegeneinander geneigten Faltenvergenzen in solchen Strukturen auf eine zum Kernbereich einer Großstruktur hin gerichtete plastische Schleppung der Falten zurück. Seine Annahme wird dadurch gestützt, daß derartige Erscheinungsformen immer aus tieferen tektonischen Stockwerken beschrieben worden sind, in denen durchaus eine erhöhte, temperaturbedingte Materialplastizität postuliert werden darf. Diese Situation ist nach neueren gesteinspetrologischen Auffassungen und modernen geotektonischen Modellbetrachtungen auch auf die Metamorphe Zone des Südtanuns als einem Teilausschnitt der Nördlichen Phyllitzone übertragbar.

Die durch die starke seitliche Einengung bedingte synkinematische Streckung des Gebirgskörpers hatte eine synchrone Verstellung der Faltenachsenlagen zu Folge. Nach der Abtauchrichtung und dem Grad des Achsenabtauchens lassen sich in der Längserstreckung

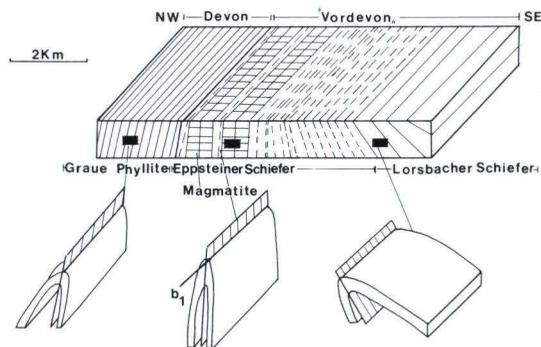


Abb. 13. Schematisches Tektonogramm durch die Gesteinsserien am Taunus-Südrand zur Darstellung der Vergenzverhältnisse der F_1 -Kleinfalten.

der Metamorphen Zone drei jeweils mehr oder weniger einheitliche Regionen ähnlicher Achsenlagen unterscheiden (Abb. 12,1). In ihrem NE-Abschnitt tauchen etwa östlich der Linie Bremthal – Langenhain die F_1 -Faltenachsen unter flachem Winkel gleichermaßen nach NE oder SW ab. Der zentrale Abschnitt der Metamorphen Zone weist nahezu ausschließlich ein flaches Achsenabtauchen nach SW auf. In ihrem SW-Abschnitt schließlich, etwa westlich der Linie Dotzheim – Georgenborn, ist ein insgesamt steileres Abtauchen der Faltenachsen ausschließlich in SW-Richtung zu beobachten. Diese Verteilung der F_1 -Faltenachsenverstellungen muß im tektonischen Bewegungsablauf noch innerhalb der ersten Deformationsphase erfolgt sein; denn das s_2 -Schieferungsgefüge der zweiten Deformationsphase hat bereits die verstellten F_1 -Faltenachsen und s_1 -Schieferungsflächen ange-troffen.

MICHELS (1926: 77) bringt dieses regional unterschiedliche Achsenabtauchen mit einer Querwölbung des Taunus infolge eines NE – SW (!) gerichteten Einengungsdrucks in Zusammenhang; ihre Achse vermutet er im Bereich der heutigen Idsteiner Senke. KUBELLA (1951: 37 u. 66) vermutet zwar in der gleichen Region eine für den Hoch- und Hintertaunus bereits im Geosynkinalstadium wirksame Zone intensiver Vertikaltektonik, die schon zu Beginn der varistischen Gebirgsbildung einen N – S streichenden Gewölbescheitel herausbildet; er betont aber, daß dieses Querelement für den Vordertaunus (= Metamorphe Zone) keine Gültigkeit hat. ANDERLE (1976: 283) schließlich möchte das regional unterschiedliche Achsenabtauchen auf eine säkuläre Aufwölbung nach dem von KREBS & WACHENDORF (1974) diskutierten Modell des Manteldiapirismus zurückführen, dies mit der ausdrücklichen Betonung, daß der Manteldiapirismus nicht als Ursache der orogenetischen Einengung aufzufassen sei.

Allen drei Erklärungsversuchen ist gemeinsam, daß sie für diesen Baustil zwei gefügeprägende Deformationspläne mit unterschiedlichen Kräfteansätzen benötigen. Nach den Symmetrieverhältnissen des tektonischen Gefügeinventars können die unterschiedlichen Achsenlagen aber ohne Zwang durch nur einen Beanspruchungsplan erklärt werden, wenn man ihre Entstehung auf Streckungsbewegungen des Gesteinskörpers parallel zur Gefügekoordinate c_1 zurückführt (vgl. hierzu die Überlegungen und Anmerkungen am Ende des Kapitels 3.1). Offen bleibt dann allerdings die Frage, wodurch das Verteilungsmuster der Achsenverstellungen bedingt ist. Möglicherweise ist es auf die Existenz starrer Blöcke oder Widerlager im tieferen Untergrund zurückzuführen. Für eine auf diese Frage abzielende Klärung ist der hier untersuchte Gebirgsabschnitt zu klein.

Die Gesteine der Metamorphen Zone werden durch ein synorogenes System von z. T. tiefreichenden, streichenden Störungen gegeneinander verschuppt, wodurch das s_1 -Schieferungsgefüge in die steile Lagerung rotiert wird. Zwar sind entsprechende tektonische Trennflächen im Aufschlußbereich nur relativ selten aufgeschlossen, und die ungünstigen Aufschlußverhältnisse dieses Gebirgsabschnittes erlauben auch keine detaillierte Darstellung ihres Verlaufs über größere Entfernungen, aber dennoch kommt ihnen eine wichtige Rolle für die Tektogenese der Metamorphen Zone zu (Kap. 5).

Synorogen angelegte Querstörungen gliedern den Gebirgsabschnitt in eine größere Anzahl von Bruchschollen (vgl. hierzu ANDERLE 1976: 281 ff.). Auch hier reicht die geringe Anzahl der von uns untersuchten, unregelmäßig verteilten Aufschlüsse nicht aus, um den Querschollenbau vollständig darzustellen. Hier sei auf die umfangreichen tektonischen Untersuchungen von ANDERLE verwiesen, die er im gesamten Südaunus durchführte und über deren Ergebnisse er in seiner vorläufigen Mitteilung nur in sehr gestraffter Form berichtet. Unsere gefügekundlichen Untersuchungsergebnisse zeigen zumindest recht deutlich, daß die regional z. T. beträchtliche Streuung der Streich- und Einfallrichtungs-

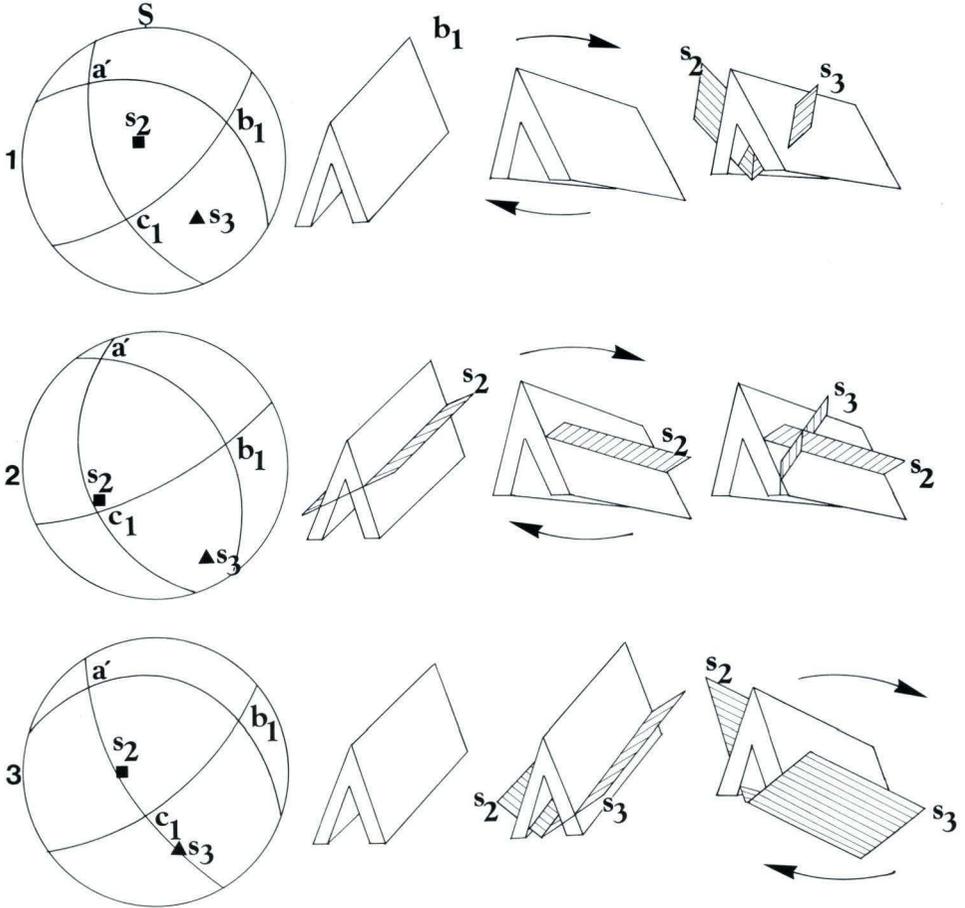


Abb. 14. Schollenrotationen; 1) Schollenrotation vor der zweiten Deformation, 2) Schollenrotation zwischen der 2. und 3. Deformation, 3) Schollenrotation nach der 3. Deformation.

werte des s_2 - und s_3 -Flächengefüges (Abb. 12,2) auf diese Querschollengliederung zurückzuführen ist. Hinweise auf das Vorhandensein solcher Querstörungen und den ungefähren Zeitpunkt ihrer Anlage ergeben sich aus den Symmetriebeziehungen der drei Schieferungsflächengefüge. Demzufolge erfolgte auch die Bildung dieser synrogenen Schollenkippungen mehrphasig, und zwar lassen sich die in der Abb. 14 skizzierten Entstehungsstadien rekonstruieren.

5. Tektonische Entwicklung

Die Geschichte der tektonischen Prägung der Gesteine am Taunus-Südrand läßt sich auf einen einzigen, mehrphasig ablaufenden Deformationsvorgang zurückführen. Zu Beginn der Tektogenese geraten die Gesteine infolge Absenkung in Bereiche höherer Temperaturen

und Drucke; sie werden dabei niedriggradig metamorphosiert. Eine vermutlich im Unterkarbon einsetzende tangentiale Einengung führt in den sedimentogenen Gesteinen zur Bildung von SW – NE streichenden, engen bis isoklinalen Spezial- und Kleinfalten (F_1). In den Achsenebenen dieser Biegescherfalten verläuft die synchron ausgebildete, sehr engständige Flächenschar der 1. Schieferung (s_1). In den magmatogenen Gesteinen kommt es zu einer durchdringenden, ebenfalls SW – NE streichenden Schieferung. Sie ist etwas weitständiger als in den Phylliten ausgebildet und ruft in Magmatiten mit Lagenbau Scherfalten mit etwas größeren Öffnungswinkeln der Faltscharniere hervor. Bei anhaltend kräftiger Deformation entsteht in Einengungsrichtung eine sattelartige Großstruktur mit konvergierenden Kleinfalten und s_1 -Schieferungsflächen, und in c_1 -axialer Streckungsrichtung des Gebirgskörpers erfolgen Hochdehnungen, die eine regional unterschiedliche Verstellung der F_1 -Faltenachsenlagen hervorrufen. Schieferungsflächenparallele, tiefgreifende Störungen forcieren die steile Aufrichtung der Gesteinsserien. Es ist anzunehmen, daß einige größere dieser streichenden Störungen, und zwar vorzugsweise solche, die am Kontakt petrographisch unterschiedlicher Gesteinsfolgen entstehen, unter allmählicher Verflachung ihrer Einfallwinkel sich in Form listrischer Flächen in sehr große Tiefen fortsetzen, wo sie nach WEBER (1978) als subhorizontale Bewegungsbahnen die phyllitischen Gesteine vom tieferen tektonischen Stockwerk abgeschert haben.

Durch die Heraushebung und Steilstellung der phyllitisch ausgebildeten Gesteinsserien geraten die s_1 -Schieferungsflächen in eine bewegungsmechanisch ungünstige Lage, so daß bei dem fortdauernden seitlichen Zusammenschub des Gesteinskörpers der tektonische Transport auf neu angelegten, vorherrschend nach NW einfallenden s_2 -Schieferungsflächen erfolgt. Dieses jüngere, mittelsteil aufgerichtete s-Flächensystem der zweiten Deformationsphase wird infolge weiter fortschreitender Einengung bei dem nun deutlich schwächeren Kräfteansatz einer dritten Deformationsphase von einem schwach ausgebildeten, örtlich vermutlich völlig unterdrückten parallelen Scherflächensystem (s_3) weitständig durchschlagen. Gegen Ende der Tektogenese werden zwei Systeme meist paarig ausgebildeter und sich dann durchkreuzender Scherflächen (s_4) angelegt, die eine weitere schwache seitliche Einengung und/oder axiale Verkürzung des Gebirgskörpers ermöglichen.

Es übersteigt den Rahmen und auch die Zielsetzung dieser Arbeit, aus dem regional eng begrenzten Untersuchungsgebiet heraus mit Hilfe der gefügekundlichen Ergebnisse ein geotektonisches Modell abzuleiten, das die geologische und tektonische Entwicklung schlüssig erklären kann. WEBER (1978) entwickelte für das Rhenohertzynikum ein auf der Subfluenz-Theorie sich gründendes tektonisches Modell, das die tektonische und metamorphe Entwicklung des hier behandelten Gebietes zwar plausibel erklärt, dessen Einfügung in einen größeren global-tektonischen Zusammenhang aber noch überprüft werden müßte.

Danksagung: Für die kritische Durchsicht einer ersten Manuskriptfassung haben wir Herrn Professor Dr. H. MURAWSKI zu danken.

6. Schriftenverzeichnis

- AHORNER, L., & MURAWSKI, H. (1975): Erdbebenstätigkeit und geologischer Werdegang der Hunsrück-Südrand-Störung. – Z. dt. geol. Ges., **126**: 63–82, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C., & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 229–247, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.

- ANDERLE, H. J. (1976): Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus. Vorläufige Mitteilung der Ergebnisse tektonischer Untersuchungen. – Geol. Jb. Hessen, **104**: 279–284; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K. H., & MEISL, S. (1972): Metamorphe Zone und Unterdevon im Taunus. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **54**: 123–139, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- & MEISL, S. (1974): Geologisch-Mineralogische Exkursion in den Südtanunus. – Fortschr. Mineral., **51**: 137–156, 2 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- ASHGIREI, G. D. (1963): Strukturgeologie, – 535 S.; Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften).
- BEHR, H. J. (1966): Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **11**: 39–56, 16 Abb.; Berlin.
- (1968): Altersbeziehungen zwischen Magmatismus, Metamorphose und ringförmigen Großstrukturen im Sächsischen Erzgebirge. – Freiburger Forsch.-H., **C 241**: 71–86, 1 Abb., 22 Abb. im Anhang, 3 Beil.; Berlin.
- BIERTHER, W. (1953): Zur Stratigraphie und Tektonik der metamorphen Zone im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., **41**: 173–181, 1 Abb.; Stuttgart.
- BRAUSE, H. (1970): Varistischer Bau und ‚Mitteldeutsche Kristallzone‘. – Geologie, **19**: 281–292, 5 Abb.; Berlin.
- BREDDIN, H. (1962): Zur geometrischen Tektonik des altdevonischen Grundgebirges im Siegerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Mitt., **2**: 227–282, 24 Abb.; Aachen.
- CHATERJEE, N. D., & PLESSMANN, W. (1958): Spuren vordevonischer Tektonik im südlichen Taunus. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1958** (10): 449–459, 6 Abb.; Stuttgart.
- CLOOS, E. (1947): Oolithe Deformation in the South Mountain Fold. Geol. Soc. Amer. Bull., **58**: 843–918, 13 pl. 21 figs., publ. by the Society.
- CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie. – 503 S.; Berlin (Borntraeger).
- DENNIS, J. G. (1972): Structural Geology. – 532 S.; California (Ronald Press Co.).
- DOUTSOS, T. (1979): Tektonische Analyse des nördlichen kristallinen Spessarts. Eine Studie zur Geometrie und Kinematik eines Grundgebirgsabschnittes. – Geol. Bavarica, **79**: 127–176, 20 Abb., 8 Tab., 1 Beil.; München.
- HEIM, A. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluß an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. – Basel.
- HOEPPENER, R. (1956): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. – Geol. Rdsch., **45**: 247–283, 28 Abb.; Stuttgart.
- (1960): Ein Vergleich der Großgefügetypen von Faltengebirgen verschiedenen Baustils – dargestellt am Beispiel des Schweizer Juras, des Rheinischen Schiefergebirges und des Ruhrkarbons. – Geol. Rdsch., **50**: 449–457, 6 Abb.; Stuttgart.
- KARL, F. (1964): Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. – Teil I, Grundbegriffe. – Clausthaler tect. H., **5**: 142 S., 73 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- KOCH, C. (1874): Die kristallinen, metamorphen und devonischen Schichten des Taunusgebirges. – Verh. naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., **31**: 92–97; Bonn.
- (1881): Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad. f. 1880: 190–241, 6 Taf.; Berlin.
- KREBS, W. S., & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge – Abbilder eines orogenen Diapirismus. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **147**: 30–60, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KUBELLA, K. (1951): Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**: 81 S., 14 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- LUSZNAT, M. (1959): Die tektonische Prägung der Metamorphen Zone des Südostharzes und das Problem ihrer Altersstellung. – Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol., Biol., **1958**, Nr. 8: 72 S., 33 Abb., 8 Taf., 3 Kt.; Berlin.
- MEISL, S. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese – Metamorphose. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **57**: 93 S., 70 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MEYER, W., & STETS, J. (1975): Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen. – Z. dt. geol. Ges., **126**: 15–29, 1 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- MICHEL, F. (1926): Zur Tektonik des südlichen Taunus. – Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst., **1**: 73–77; Berlin.

- (1960): Sind die Grauen Phyllite im Goldsteintal bei Wiesbaden devonisch oder silurisch? – Jb. nass. Ver. Naturkde., **95**: 10–12; Wiesbaden.
- MÖBUS, G. (1968): Tektogenese und Magmatismus im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. – *Geologie*, **17**: 631–646, 5 Abb.; Berlin.
- NEUMANN, W. (1966): Versuch eines lithostratigraphischen Vergleichs von Grundgebirgsabschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle. – *Geologie*, **15**: 942–962, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- PATERSON, M., & WEISS, L. (1966): Experimental deformation and folding in phyllite. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77**: 343–374, 20 figs., 9 pl.; New York.
- PLESSMANN, W. (1961): Die Entwicklung von Doppelachsen $B' \perp B$ in einem Bauakt. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1961**: 298–328, 7 Abb.; Stuttgart.
- RAMSEY, J. (1962): The Geometry of Conjugate Fold Systems. – *Geol. Mag.*, **99**, No. 6: 516–526, 10 figs.; Hertford.
- REINACH, A. v. (1904): Über die zur Wassergewinnung im mittleren und östlichen Taunus angelegten Stollen. – *Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F.*, **42**; Berlin.
- RICHTER, D., & STENGER, B. (1964): Zum Problem einer vordevonischen Tektonik im südlichen Taunus. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1964** (8): 488–504, 11 Abb.; Stuttgart.
- RICHTER, M. (1958): Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung. – *Geologie*, **7** (BUBNOFF-Festschr.): 312–318, 4 Abb.; Berlin.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. – I. Teil. Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. – 215 S., 66 Abb.; Wien (Springer).
- SCHMIDT, W. (1925): Gesteinsumformung. – *Denkschr. naturhist. Mus. Wien*, **3**: 1–64, 12 Abb., 1 Taf.; Leipzig u. Wien (Deuticke).
- (1932): Tektonik und Verformungslehre. – 208 S., 49 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- SCHOLTZ, H. (1930): Das varistische Bewegungsbild. – *Fortschr. Geol. Paläont.*, **8**: 235–316, 31 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- SCHROEDER, E. (1958): Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen). – *Geologie*, **7**: 465–483, 6 Abb.; Berlin.
- (1975): Einige Probleme plattentektonischer Interpretationen der mitteleuropäischen Varisziden. – *Geodact. geophys. Veröff.*, R. III, 36: 21–30; Berlin.
- STENGER, B. (1961): Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **36**: 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden. [Hier weitere Angaben älterer und regionaler Literatur]
- TURNER, F., & WEISS, L. (1963): Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. – 545 S.; New York (McGraw-Hill).
- WEBER, K. (1978): Das Bewegungsbild im Rhenoherynikum. Abbild einer varistischen Subfluenz, – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 249–281, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1984): Variscan events: early paleozoic continental rift metamorphism and late Paleozoic crustal shortening. – In: HUTTON, D., & SANDERSON, D. (ed.): Variscan Tectonics of the North Atlantic Region. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **14**: 3–22, 7 figs.; London.

Geol. Jb. Hessen	114	S. 151–179	11 Abb.	5 Tab.	Wiesbaden 1986
------------------	-----	------------	---------	--------	----------------

Ein Beitrag zur Geochemie und Paläogeographie des oberen Mitteldevons und unteren Oberdevons des Ostsauerländer Hauptsattels (Bl. 4618 Adorf)

Von

WOLFGANG WERNER*

Kurzfassung: Im Rahmen einer regionalen Prospektion im rechtsrheinischen Schiefergebirge wurden am Ost- und Südostrand des Ostsauerländer Hauptsattels zehn Vollbohrungen mit insgesamt 1900 m Länge abgeteuft. Die aus Bohr- und Aufschlußprofilen gewonnenen lithofaziellen und geochemischen Daten dienen der Erkundung der Höflichkeit des Gebietes auf stratiforme Cu-Pb-Zn-Vererzungen vom Typ Meggen-Rammelsberg.

Ziel der Prospektion waren vor allem Sedimente der höheren Givet- und tieferen Adorf-Stufe, die in einem Zeitraum allgemeiner tektonischer Unruhe in einem morphologisch reich gegliederten äußeren Schelf unter reduzierenden Bedingungen abgelagert worden sind.

Von den 1200 entnommenen Proben wurden 794 1-m-Durchschnittsproben der Lufthammerbohrungen SA1–5 (Giebringhausen-Adorf) mittels ICP-Analytik quantitativ auf 26 Haupt-, Neben- und Spurenelemente untersucht. Sie sind die Grundlage der hier vorgestellten geochemischen Ergebnisse.

Zur Beschreibung eines lückenlosen Profils, das die Tentakulitenschiefer, die Hauptgrünstein-Vulkanite, die Flinz-Schichten der Givet- und Adorf-Stufe und die Adorfer Bänderschiefer umfaßt, wurde die Brg. SA2 (264 Proben) ausgewählt. Der Vergleich der lithologischen und geochemischen Daten aller Profile erlaubt Rückschlüsse auf die Sedimentationsbedingungen im Obergivet und in der tieferen Adorf-Stufe. Anhand eines NNW-SSE verlaufenden Bohrprofils, das zur Erkundung euxinischer Spezialbecken zwischen roteisensteinvererzten vulkanischen Schwellen erstellt wurde, werden Entstehen und Bedeutung nachgewiesener Metallanomalien diskutiert.

In 5 Tabellen ist eine große Zahl litho-geochemischer Daten zusammengestellt, um Vergleichsmaterial für weitere geochemische Untersuchungen im Rhenoherynikum zu liefern.

Abstract: In the course of regional exploration for strata-bound Cu-Pb-Zn mineralizations of the Meggen-Rammelsberg type 10 drill profiles on the eastern and southeastern flanks of the Ostsauerländer Hauptsattel (Rhenish Massif, FRG) were completed to obtain new litho-geochemical and palaeogeographical data.

Sediments of a carbonate-rich and euxinic outer-shelf facies of Upper Givetian and Lower Frasnian age were the main target. During regional tectonic instability these so-called Flinz and Bänderschiefer sediments were deposited in a palaeorelief which was subdivided by many volcanic rises.

794 samples (continuous 1 m sampling) of the initial program during 1981 (drill holes SA1–5) were analyzed using an ICP method for a quantitative detection of 26 elements. This is the basis of the geochemical results presented and discussed here.

* Dipl.-Geol. W. WERNER, Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen, Goldschmidt-Str. 3, 3400 Göttingen.

A continuous 246-m profile covering Lower Givetian to Middle Frasnian clastic and volcanic sediments is presented first. The drill profiles are compared to each other and with other time-equivalent sediments in the Rhenohercynian belt. The results give indications for the palaeogeographic situation in the research area and the genesis of the metal anomalies found.

The large number of litho-geochemical data listed in 5 tables is regarded as contribution for further geochemical investigations in the Rhenohercynian fold belt.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	152
2.	Buntmetallprospektion im Ostsauerland	152
2.1.	Paläogeographischer und lagerstättenkundlicher Rahmen	152
2.2.	Ablauf der Prospektion	157
2.3.	Lage der Bohrungen	158
2.4.	Kurzes Schichtenverzeichnis für die Bohrungen SA1–12	158
2.5.	Bohrverfahren	159
2.6.	Probennahme	160
2.7.	Geochemische Analyse	160
3.	Ergebnisse	160
3.1.	Geochemie, Lithologie und Stratigraphie eines ausgewählten Bohrprofils	160
3.2.	Paläogeographie und Geochemie der Flinz-Schichten der höheren Givet- und tieferen Adorf-Stufe im Raum Adorf	167
3.3.	Bohrprofil SA12–SA4–SA5	172
3.4.	Zusammenfassung	176
4.	Schriftenverzeichnis	177

1. Einleitung

Im Zuge der Prospektion auf Kupfer-, Blei- und Zinkerze im rechtsrheinischen Schiefergebirge führte die Gelsenberg AG (Hamburg) im Raum Adorf–Schwalefeld ein umfangreiches Beprobungsprogramm durch.

Zehn Vollbohrungen wurden bereits in einem sehr frühen Stadium der Erkundung abgeteuft, um im schlecht aufgeschlossenen Prospektionsgebiet eine Anzahl lückenloser Profile hoher Probenqualität mit sedimentologischen und geochemischen Methoden untersuchen zu können. Die Arbeiten wurden zwischen Sommer 1981 und Herbst 1983 durchgeführt.

Aus der Fülle der Daten kann hier nur eine Auswahl vorgestellt und diskutiert werden. Um jedoch möglichst viele Rohdaten, welche der allgemeinen geochemischen und paläogeographischen Erforschung des Rhenohercynikums nützlich sein können, zu präsentieren, wurden zahlreiche Abbildungen und Tabellen erstellt, welche im Text nur teilweise eingehender diskutiert werden.

2. Buntmetallprospektion im Ostsauerland

2.1. Paläogeographischer und lagerstättenkundlicher Rahmen

Der östlich der Altenbürener Störung gelegene Anteil des Ostsauerländer Hauptsattels (Abb. 1, 2) ist besonders durch seinen umfangreichen Roteisenstein-Bergbau bekannt. Die

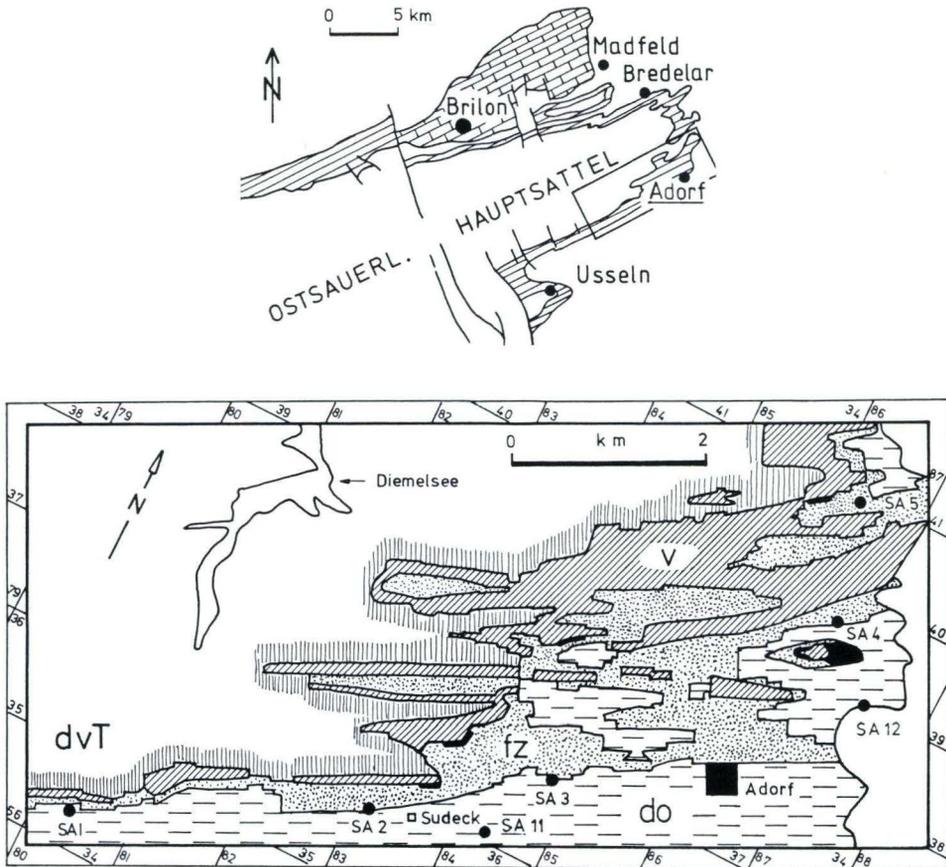


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes am Südostrand des Ostsauerländer Hauptsattels (Bl. 4618 Adorf) und Lokation der Brg. SA 1–5, 11 und 12.

dvT: Tentakulitenschiefer (Unter- und Mittelgivet); v: Hauptgrünstein-Vulkanite; fz: Flinschiefer und -kalke (Obergivet und tiefe Adorf-Stufe); do: Oberdevonische Tonschiefer, ungegliedert; schwarz: Roteisenstein

synsedimentär bis diagenetischen, submarin-exhalativen Hämatit- und Eisenkarbonatvererzungen vom Typ Lahn-Dill entstanden an den Flanken der Vulkankegel des obermitteldevonischen und unteroberdevonischen Diabasvulkanismus.

Ausführliche Beschreibungen der Vererzungen, des Bergbaus und der Prospektion gibt BOTTKE in zahlreichen Arbeiten (1962, 1965, 1977, 1979).

Die in Intraschelfbecken unter reduzierenden Bedingungen sedimentierte dunkle Kalk- und Schieferfazies des Givets und Adorfs wurde Ziel der Buntmetallprospektion, da aus lagerstättenkundlicher Sicht diese Sedimente als höffig auf synsedimentär-exhalative Cu-Pb-Zn-Vorkommen anzusehen sind – insbesondere, wenn man die paläogeographischen Rahmenbedingungen zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung berücksichtigt.

Submarin-exhalative Blei-Zink-Lagerstätten in klastischen Sedimenten sind an die Randbereiche der Paläobecken 1. und 2. Ordnung (im Sinne von KREBS 1979) gebunden, welche durch synsedimentär aktive Störungssysteme kontrolliert werden (LARGE 1980). Derartige Störungssysteme („sedimentary active lineaments“) sind potentielle Aufstiegswege für metallreiche Hydrothermen. „The most common structural association on the scale of an individual hydrothermal system in each case is with tilted fault blocks and half grabens, and within this structural setting hydrothermal systems are most common found where the block-bounding faults are intersected by transverse fractures . . .“ (HODGSON & LYDON 1977).

Das Devon des Ostsauerlandes weist einander kreuzende Störungszonen und Faziesgrenzen auf (Abb. 2), die erhöhte tektonische Mobilität zur Zeit eines großräumigen paläogeographischen Umbruchs an der Wende Mittel-/Oberdevon anzeigen.

Es sind dies: das NNW–SSE-streichende Altenbürener Lineament, das NNW–SSE-streichende Rhene-Lineament, die ENE–WSW-streichende Abbruchzone zwischen dem äußeren und inneren Schelf, deren Verlauf durch den Südrand des Briloner Riff-Komplexes markiert wird, und die ENE–WSW-streichende Faziesgrenze von Flinzschiefern und -kalken zu südlich vorgelagerten Cypridinenschiefern, die eine weitere Abbruchzone zum tieferen Becken anzeigt.

Zahlreiche Beobachtungen sprechen für eine tektonische Aktivität des Altenbürener Lineaments in Mittel- und Oberdevon.

Im unteren Mitteldevon diente es sauren Schmelzen als Aufstiegsweg, wie die Verbreitung von Keratophyr- und Quarzporphyrdecken im Raum Bruchhausen anzeigt. Danach war dieses NNW–SSE verlaufende Störungssystem als langlebige Faziesscheide wirksam.

Im Mittelgivet wurden westlich des Lineamentes Sedimente in Finnentroper Fazies, östlich davon in Ausbildung der Oberen Tentakulitenschiefer abgelagert. Mittels feinstratigraphischer Untersuchungen von BÄR (1966) konnte nachgewiesen werden, daß der 20–30 m mächtige *Sparganophyllum*-Kalk und die ihn über- und unterlagernden Wallener Schiefer südwestlich der Altenbürener Störung dem Unteren Massenkalk des Briloner Riffes zeitlich entsprechen (Obere *varcus*-Subzone).

Die östlich der Störung anstehenden Vulkanite des Briloner Eisenberges entstanden in Schwellenposition, was durch die ehemals bauwürdigen Roteisensteinlager dokumentiert wird. Die Schalsteine des Steinberges westlich von Altenbüren wurden hingegen in einem möglicherweise grabenartigen Spezialbecken innerhalb des synsedimentär aktiven Störungssystems abgelagert (in Abb. 2 angedeutet). Eine rinnenartige Pforte zwischen dem äußeren und inneren Schelf lassen die Untersuchungen von SPEETZEN et al. (1982) schon für das Mittelgivet vermuten, da die Rekonstruktion der Herkunftsrichtung der Neusten-Quarzit-Turbidite auf einen kanalartigen Durchlaß unmittelbar westlich der Briloner Schwelle hinweisen. Auch die räumlich eng begrenzte, große Mächtigkeit (ca. 150 m) der Vulkanoklastika westlich von Altenbüren und ihre Sedimentation unter euxinischen Bedingungen unterstützen diese Annahme.

In den Schalsteinen des Steinberges treten schichtkonkordante, z. T. Zinkblende führende Pyritmineralisationen synsedimentärer bis frühdiagenetischer Entstehung auf (SCHAEFFER, im Druck). Trotz der hohen Sedimentationsrate der mit Tonen und Kalken

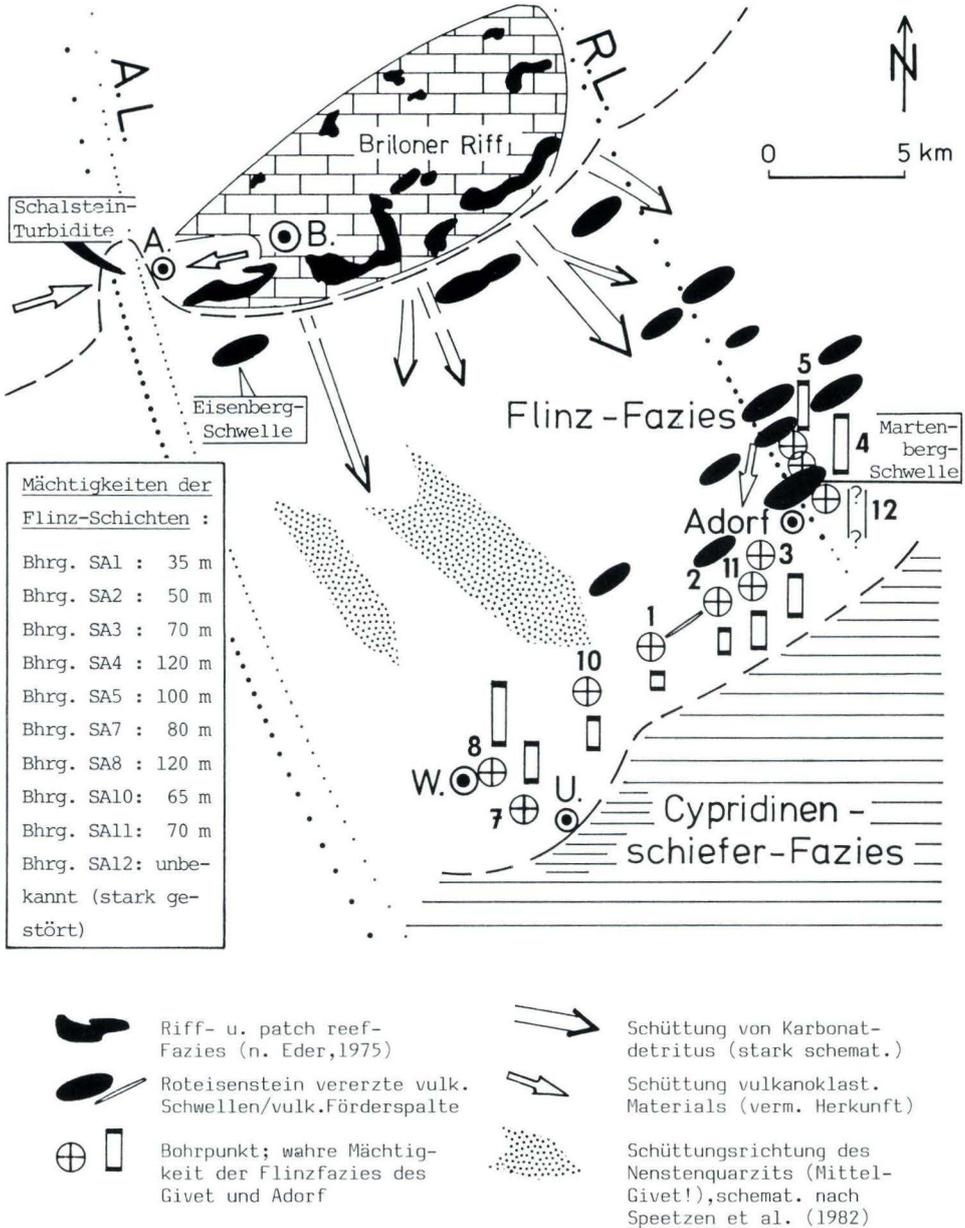


Abb. 2. Position der Prospektionsbohrungen SA1-12 in einer schematischen paläogeographischen Karte des Ostsauerlandes für den Zeitraum Obergivet bis Unteradorf (mit Berücksichtigung der Schüttungsrichtung des Nensten-Quarzits im Mittelgivet). Angegeben sind die durch die Bohrungen ermittelten wahren Mächtigkeiten der Flinz-Schichten. – Grundlagen: RABEN (1956), BOTKE (1965), EDER (1975), PAECKELMANN (1979), SPEETZEN et al. (1982), KOCH (1983).

A.L.: Altenbürener Lineament; R. L.: Rhene-Lineament; A.: Altenbüren; B.: Brilon; W.: Willigen; U.: Usseln.

vermengten, turbiditischen Vulkanoklastika wiesen die Analysen der 1-m-Durchschnittsproben der Kernbohrung „Altenbüren 3“ (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) Zinkgehalte bis 1100 ppm nach. Die anomalen Zn-Werte treten über eine wahre Mächtigkeit von ca. 100 m auf. Buntmetallreiche stratiforme Pyritmineralisationen, die an den spilitischen Vulkanismus und räumlich an synsedimentär aktive Störungszonen gebunden sind, waren damit bereits nachgewiesen.

Die unterschiedliche Faziesentwicklung beiderseits des Lineamentes bleibt auch im Oberdevon erhalten, wie der Gegensatz von wenige Meter mächtigen Cephalopodenkalken auf dem Briloner Riffkomplex zu über 400 m mächtigen Ton- und Kalkknottenschiefern westlich der Altenbürener Störung beweist (BOTTKE 1978).

Das tiefreichende Störungssystem wurde während späterer orogener Phasen mehrfach reaktiviert: die Schwerspatvererzungen von Dreislar sind im Zuge saxonischer Dehnungs- und Abschiebungstektonik entstanden. Die Quarz-I-Generation der Gänge ist möglicherweise variszischen Alters (PILGER & WEISSER 1965). Die durch Kernbohrungen der Gelsenberg AG 1982 nachgewiesene epigenetische Markasit-Schwerspat-Zinkblende-Vererzung von Altenbüren ist wahrscheinlich in der ausklingenden spätvariszischen Phase entstanden (WERNER, in Vorbereitung).

Das von BOTTKE (1965) postulierte Rhene-Lineament, in dessen nordwestlicher Fortsetzung der Briloner Riffkomplex am Madfelder Abbruch entlang zahlreicher NW-SE-Störungen gegen Namur-Grauwacken grenzt, zeichnet sich im Raum zwischen Adorf und Bredelar durch die erhöhte Konzentration von Förderzentren des Hauptgrünstein-Vulkanismus aus (Abb. 2). Die generell NE-SW streichenden Förderspaltan verlaufen zwar parallel zu den synsedimentären Abbruchzonen, die den inneren und äußeren Schelf und die Beckenfazies begrenzen (Abb. 2), die räumliche Bindung der bis 200 m mächtigen vulkanischen Schwellen an NW-SE verlaufende, faziell nachgewiesene Schollengrenzen (BOTTKE 1965) ist jedoch klar erkennbar.

Eine weitere enge Aufreihung von Förderzentren stellt BOTTKE (1965) entlang dem südlichen Abbruch des Briloner Riffes fest, das nach dem Abklingen der vulkanischen Aktivität auf der äußeren Kante eines ehemals klastischen Schelfes entstanden ist (MEISCHNER 1964, 1971; KREBS 1971). Während auf der Briloner Schwelle der bis 300 m mächtige Obere Massenkalk sedimentiert wurde, kam es auf dem vulkanischen Schwellengürtel lediglich zur Bildung der max. 30 m mächtigen, vorwiegend riffdetritogenen Padberger Kalke (BÄR 1966).

Die Flinzkalke, die als allodapische Karbonatsedimente mit Herkunft vom Briloner Riff gedeutet werden (MEISCHNER 1964; EDER et al. 1983), wurden im Wechsel mit bituminösen Tonschlammern auf der leicht nach SE geneigten Plattform des äußeren Schelfes abgelagert.

Nach BOTTKE (1978) sind die Flinzschiefer und -kalke am NW-Flügel des Ostsauerländer Hauptsattels durchschnittlich 50 m, an seiner SE-Flanke hingegen bis 170 m mächtig. Die durch die Prospektionsbohrungen ermittelten Mächtigkeiten der Sedimente in Flinzfazies sind in Abb. 2 dargestellt. Sie belegen eine annähernd kontinuierliche Zunahme der Sedimentationsrate vom Raum Giebringhausen-Sudeck (Brg. 1 und 2) in nordöstlicher Richtung. Die geringsten Mächtigkeiten besitzen die Sedimente in Flinzfazies in etwa dort, wo der Neusten-Quarzit den Untersuchungen von SPEETZEN et al. (1982) zufolge ein Mächtigkeitsmaximum aufweist.

Das Untersuchungsgebiet wird nach Süden durch den Fazieswechsel von Flinzschiefern und -kalken zu Cypridinschiefern begrenzt (Abb. 2). Nachgewiesen ist dieser Übergang im Gebiet südlich von Usseln, wo RABIEN (1956) die Altersgleichheit der monotonen tonig-sandigen Beckensedimente mit den Gesteinen in Flinzfazies erkannt hat. Eine 1,5 km lange, NE-SW-streichende und nach Ausglättung des Faltenbaus mittelsteil nach SE einfallende vulkanische Zufuhrspalte beschreibt BOTKE (1965) aus dem Raum Giebringhausen-Sudeck (Abb. 2). Es ist denkbar, daß die o. g. parallel dazu verlaufende Faziesgrenze einer synsedimentär aktiven Abruchzone folgt, an deren tiefreichenden Störungen spilitische Vulkanite aufdringen konnten.

Der basaltische Vulkanismus ereignete sich zu einem Zeitpunkt, der als paläogeographischer Wendepunkt im Sinne von KREBS (1978) zu bezeichnen ist. Im Fazieswechsel von siltig-sandigen Tentakulitenschiefern zu kalkig-bituminösen Flinzschichten findet die großräumige Änderung der Sedimentationsbedingungen ihren Ausdruck, die zeitlich genau mit dem Einsetzen des basischen Vulkanismus zusammenfällt. Die an den Vulkanismus gebundene, heftige hydrothermale Tätigkeit führte zur Bildung zahlreicher stratiformer Roteisensteinvererzungen. Im Übergangsbereich zur bituminösen Beckenfazies bildeten sich jedoch auch schichtige, z. T. bis 1 m mächtige Pyritmineralisationen (Steinbreiter Mittel, Grube Christiane bei Adorf) (BOTKE, 1965). Da der Eisenbergbau auf die in Sattelkernposition befindlichen und morphologisch herausragenden vulkanischen Schwellen konzentriert war, blieb die Verbreitung sulfidischer Vererzungen weitgehend unbekannt.

Submarin-exhalative Schwefelkies-Zinkblende-Bleiglanz-Vererzungen sind von weiträumigen Metallkontaminationen in den Nebengesteinen begleitet. Diese sog. geochemischen Halos sind auf submarinen Transport hydrothermal geförderter Metallionen zurückzuführen. Gut belegte Beispiele sind aus den Nebengesteinen der Massivsulfidlagerstätten Meggen (GWOSDZ & KREBS 1977), Tynagh/Irland (RUSSELL 1974, 1975) und McArthur River/Australien (LAMBERT 1976) beschrieben. Es bot sich daher an, das durch die Bohrungen gewonnene frische Probenmaterial mittels Multielement-Analytik eingehend geochemisch zu untersuchen.

2.2. Ablauf der Prospektion

Die auf Arbeiten von PAECKELMANN (1936) gestützten Kartierungen im Mittel- und Oberdevon des Ostsauerlandes hatten das Ziel, solche Lokationen zu ermitteln, welche nach tektonischen und lithofaziellen Gesichtspunkten zur Durchführung von Erkundungsbohrungen geeignet erscheinen.

Im Verbreitungsgebiet von Padberger Kalken, Adorfer Kalken und Adorfer Bänderschiefern südlich des Briloner Riffkomplexes konnten keine Anzeichen für zur Lagerstättenbildung geeignete Spezialbecken (Dimension und Fazies) gefunden werden.

Faziell und auch tektonisch günstigere Bedingungen wurden in den Gebieten Adorf und Antfeld-Altenbüren-Brilon festgestellt. Aufgrund der bergrechtlichen Situation wurde mit der Prospektion zunächst im Raum Adorf begonnen.

Die ersten Bohrungen (SA1-5) wurden nach Abschluß der vorbereitenden Kartierungen im Herbst 1981 im Gebiet zwischen Giebringhausen und Wartsberg nördlich von Adorf abgeteuft. 1982 folgte ein weiteres Bohr- und Beprobungsprogramm, das durch die

Lufthammer-Bohrungen SA7–12 und die Aufnahme des Bismarckstollens 2,5 km NNW von Adorf repräsentiert ist. Die Lage der Bohrprofile ist in Abb. 1 und 2 ersichtlich. Entlang der insgesamt 1900 m langen Bohrstrecke wurden 1200 Durchschnittsproben entnommen. Die 1-m-Durchschnittsproben der Bohrungen SA1–5 wurden einer quantitativen ICP-Analyse zur Ermittlung der Gehalte an 26 Haupt-, Neben- und Spurenelementen unterzogen. Sie sind die Grundlage der hier vorgestellten geochemischen Befunde. Die 2-m-Durchschnittsproben der Erkundungsbohrungen SA7–12 wurden lediglich auf die Konzentration an „prospektionsrelevanten“ Elementen hin untersucht, um die 1981 nachgewiesenen Cu-, Mn- und Zn-Anomalien verfolgen zu können.

Die routinemäßige geophysikalische Vermessung der Bohrlöcher mit den Parametern: Gamma-Strahlung, elektrischer Widerstand und Eigenpotential erbrachte zusätzliche Informationen über den lithologischen Wechsel, die Mächtigkeit bestimmter Gesteinkörper und das Auftreten von breiteren Störungs- und Ruschelzonen.

Alle Proben wurden am Binokular sedimentologisch bearbeitet. Mikropaläontologische Untersuchungen zur Einengung der Mittel- und Oberdevon-Grenze führte U. KOCH (Univ. Münster) im Auftrage der Gelsenberg AG an den Proben der Brg. SA2, 4 und 11 durch.

2.3. Lage der Bohrungen

Die Bohrpunkte SA1–5, 11, 12 (Abb. 1) und 10 liegen auf Bl. 4618 Adorf, die Brg. SA7 wurde nördlich des Schneeberges zwischen Usseln und Willingen (Bl. 4717 Niedersfeld), die Brg. SA8 südwestlich von Schwalefeld (Bl. 4617 Brilon) abgeteuft.

Die Koordinaten, Richtungen (Bezeichnungswiese nach CLAR, in Altgradeinteilung) und Tiefen der 10 Erkundungsbohrungen sind im folgenden aufgelistet:

Kurzbezeichnung	Rechts-Wert	Hoch-Wert	Bohr-richtung	Tiefe
SA 1	34 80 43	56 88 36	340/55	78 m
SA 2	34 83 20	56 89 69	326/50	250 m
SA 3	34 84 76	56 90 94	333/60	180 m
SA 4	34 86 72	56 93 65	326/50	183 m
SA 5	34 86 42	56 94 97	322/80	117 m
SA 7	34 75 28	56 83 83	347/60	174 m
SA 8	34 73 86	56 85 03	338/60	198 m
SA10	34 77 98	56 87 22	330/60	120 m
SA11	34 84 42	56 90 10	325/60	264 m
SA12	34 87 50	56 93 14	319/80	337 m

2.4. Kurzes Schichtenverzeichnis für die Bohrungen SA1–12

Die einzelnen Bohrprofile umfassen folgende Stratigraphie:

SA1:	0– 7 m	Adorfer Bänderschiefer
	– 45 m	Flinz-Schichten (Givet- und wahrscheinlich tiefe Adorf-Stufe)
	– 58 m	Diabas-Mandelstein
	– 78 m	Obere Tentakulitenschiefer

SA2:	0– 58 m	Adorfer Bänderschiefer
	– 83 m	Flinz-Schichten der Adorf-Stufe
	–114 m	Flinz-Schichten des Givets, mit Einschaltung von Diabas-Mandelstein und Tuffen/Tuffiten von 107–114 m
	–250 m	Tentakulitenschiefer (Mittel- bis Untergivet, vgl. 3.1) wahrscheinlich einschl. Nensten-Quarzit-Niveau
SA3:	0– 15 m	Tiefster Teil der Adorfer Bänderschiefer
	– 80 m	Flinz-Schichten des Givets und Adorfs, zwischen 70–78 m Einschaltung von 3 Tuffit-Horizonten
	– 83 m	Diabas-Mandelstein
	–180 m	Tentakulitenschiefer mit Einschaltung von basischen Tuffiten von 109–111 m
SA4:	0– 48 m	Adorfer Bänderschiefer
	–117 m	Flinz-Schichten der Adorf-Stufe
	–171 m	Flinz-Schichten der Givet-Stufe
	–183 m	Wechsellagerung von Schalstein, Diabas-Mandelstein und geringmächtigen Tonschiefern
SA5:	0–114 m	Flinz-Schichten der Adorf- und Givet-Stufe (der Bohransatzpunkt liegt im Übergangsbereich zu Adorfer Bänderschiefern)
	–117 m	Diabas-Mandelstein, Schalstein
SA7:	0– 65 m	Adorfer Bänderschiefer
	–152 m	Flinz-Schichten (Adorf- und Givet-Stufe)
	–174 m	Tentakulitenschiefer (Vulkanite wurden nicht angetroffen)
SA8:	0– 30 m	Adorfer Bänderschiefer
	–154 m	Flinz-Schichten (Adorf- und Givet-Stufe)
	–198 m	Tentakulitenschiefer (keine Vulkanite)
SA10:	0– 32 m	Adorfer Bänderschiefer (im höheren Teil mit Feinsandstein-Lagen, in gleicher Ausbildung in SA7 und 8)
	–100 m	Flinz-Schichten (Adorf und Givet, zwischen 70 und 78 m Einschaltungen grüngrauer und roter Schiefer – Umlagerung von Hauptgrünstein-Vulkaniten und Roteisenvererzungen?)
	–120 m	Tentakulitenschiefer
SA11:	0– 72 m	Nehdener Schichten
	–117 m	Adorfer Bänderschiefer
	–192 m	Flinz-Schichten der Adorf-Stufe
	–264 m	Flinz-Schichten der Givet-Stufe, zahlreiche geringmächtige Tuffiteinschaltungen im Wechsel mit rotgrauen Flinz-Schichten zwischen 244 und 264 m
SA12:	0–288 m	Nehdener Schichten und Adorfer Bänderschiefer-Fazies, zahlreiche vertonte Störungen
	–294 m	Adorfer Bänderschiefer
	–336 m	Flinz-Schichten, stark gestört
	–337 m	enger Wechsel von kalkigen Flinzschiefern, Schalstein und Diabas

2.5. Bohrverfahren

Als Bohrgerät wurde eine WIRTH-B2A-Maschine mit einem angeschlossenen 45-bar-Kompressor benutzt, die auf einem 3achsigen, allradgetriebenen 22-to-LKW montiert ist.

Der rasche Bohrfortschritt von 80–130 m pro Tag wurde durch die Verwendung eines 127-mm-MEGADRILL-(Widia-)Bohrkopfes erreicht. Das zerkleinerte Gestein wird durch die am Bohrkopf austretende Durckluft zusammen mit dem zusetzenden Grundwasser nach oben gedrückt.

2.6. Probennahme

Das geförderte Bohrklein wurde über ein Aluminiumrohr zu einem 8schlitzi- gen Probenteiler geführt. Nach Abbohren des vorgegebenen 1-m- bzw. 2-m-Intervalls wurde der Bohrvorgang kurzzeitig gestoppt, um durch Erhöhung des Luftstromes (bis 20 m³/min) die noch im Bohrloch verbliebenen Gesteinsbruchstücke auszutragen.

Die nach mehrfachem Teilen gewonnenen Durchschnittsproben wiesen Gewichte zwischen 350 und 400 g auf. Die häufigste Kornfraktion der von Tontrübe gereinigten Proben liegt beim angewendeten Bohrverfahren zwischen 1 und 10 mm.

Um eine Kontamination der Proben durch Nachfall aus den oberflächennahen, verwitterten Gesteinen zu verhindern, wurde eine 500-mm-Hilfsverrohrung bis in das unverwitterte Gestein eingebracht.

2.7. Geochemische Analyse

Die in einem Widia-Topf analysenfein gemahlene Proben wurden bis zum Erhalt einer Menge von ca. 50 g erneut geteilt. Im Labor des Geochemischen Instituts des King's College (London) wurde das Gesteinspulver in einer heißen HF-HClO₄-Lösung gelöst. Die Analyse erfolgte an einem Phillips 45-Kanal ICP (Inductively Coupled Plasma) Emmissions Spectrometer. Die zahlreichen beigefügten Standards erwiesen die Methode als sehr zuverlässig.

Die Konzentration folgender Elemente wurde ermittelt: Al₂O₃, ΣFe₂O₃ und FeO (= „Fe-Ox.“), MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, Cu, Pb, Zn, Ba, Ce, Co, Cr, La, Li, Mo, Nb, Ni, Sc, Sr, V, Y, Zr (in Ausnahmefällen: Ag).

3. Ergebnisse

3.1. Geochemie, Lithologie und Stratigraphie eines ausgewählten Bohrprofils

Die 250 m tiefe Schrägbohrung SA2 bei Sudeck durchörterte in tektonisch günstiger Position (Abb. 3) die Abfolge: Adorfer Bänderschiefer, Flinzschiefer und -kalke des Adorfs und Givets, Hauptgrünstein-Vulkanite und Tentakulitenschiefer (Mittel- bis Untergivet).

Folgendes lithologisches Profil wurde angetroffen: Bis 58 m Tiefe wurde eine enge Wechselfolge von graugrünen und dunkelgrauen Ton- und Siltsteinen durchörtert, in die untergeordnet geringmächtige, mikritische graue Kalke eingeschaltet sind. Die Bänderschiefer der Adorf-Stufe gehen ohne scharfe Grenze in dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer und feinkörnige Schuttkalke der Flinzfazies über, die sich durch ihren hohen Gehalt an Schwefelkies (Konkretionen und dünne s-parallele Bänder herrschen vor) auszeichnen.

Durch die in Pr. 83 (Mischprobe über das Intervall 82–83 m) auftretende Conodontenfauna mit *Ancyrodella rotundiloba binodosa* und das erstmalige Erscheinen von *Klapperina disparilis*, *Kl. disparalvea* sowie *Polygnathus dengleri* ab Pr. 84 konnte KOCH (1983) die Grenze Ober-/Mitteldevon einengen (Abb. 3).

Mit der stratigraphischen Grenze fällt der Wechsel zu einer karbonatdetritusreichen Flinzfazies zusammen, die mengenmäßig untergeordnet schwarze Tonschiefer einschaltungen aufweist. Der ca. 24 m mächtige Flinz des Obergivets enthält ab Bohrmeter 107 dünne Einlagerungen von Tuffen und Tuffiten des ausklingenden Hauptgrünstein-Vulkanismus.

Im Liegenden der basischen Effusiva, die sich im Bohrprofil in einen 2,5 m mächtigen oberen und einen ca. 1 m mächtigen unteren Diabas-Mandelstein-Horizont gliedern lassen (beide sind durch ca. 3 m Flinzschiefer und -kalke getrennt), folgen bis zur Endteufe siltige, z. T. schwach kalkhaltige Tentakulitenschiefer. In diese ist zwischen 162 und 189 m des

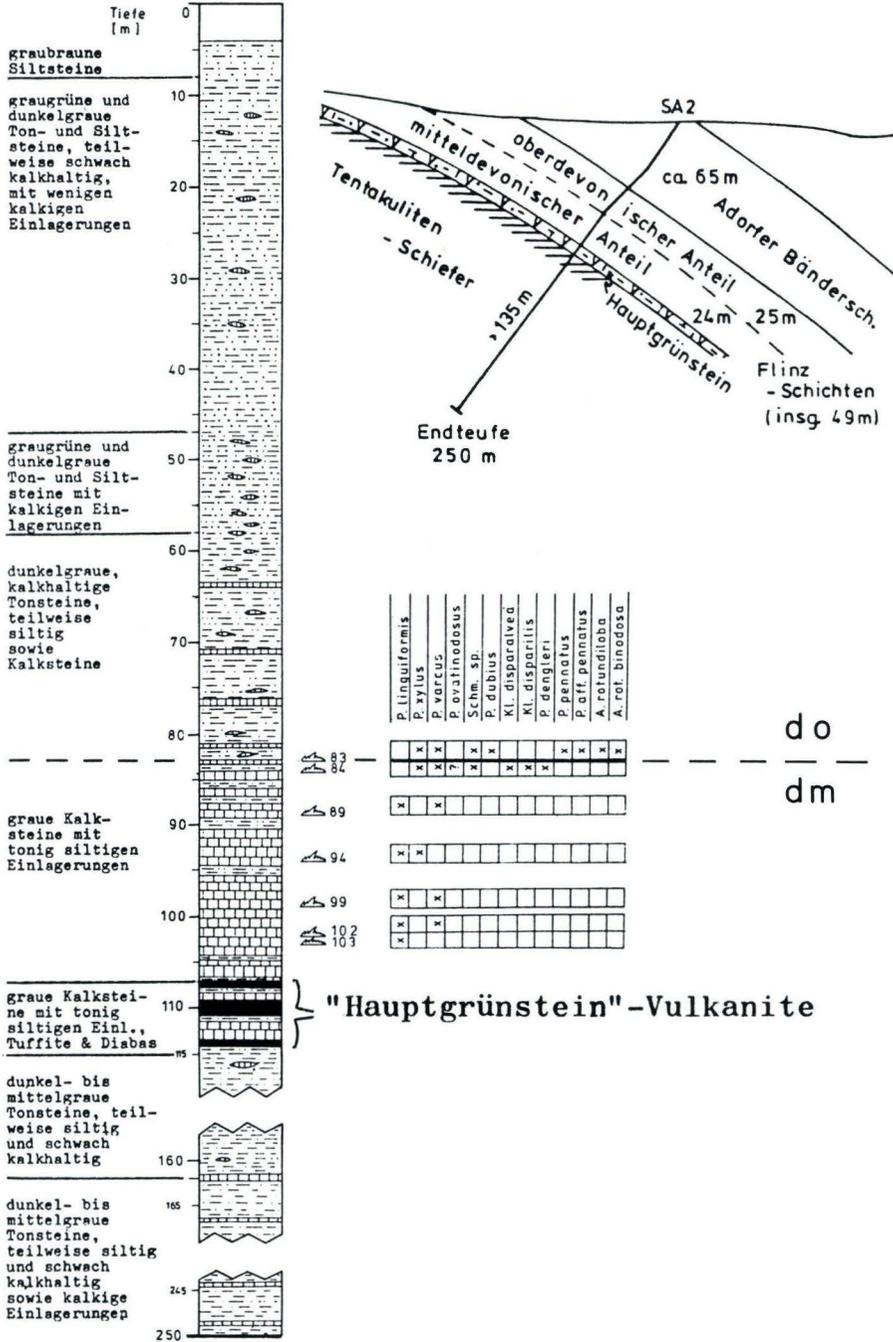


Abb. 3. Tektonische Position, Lithologie und Conodontenfauna (ermittelt für den Abschnitt 80–103 m) des Bohrprofils SA2 bei Sudeck (Bl. 4618 Adorf). Zeichnung und Conodonten-Stratigraphie von U. KOCH (1983).

Bohrprofils ein silt- und feinsandsteinreicher Horizont eingeschaltet, der möglicherweise ein distales Äquivalent des Nensten-Quarzits darstellt.

Die 14 Diagramme der Abb. 4–10 dienen der Darstellung der gemessenen Konzentrationen von Al_2O_3 , Fe_2O_3 (ΣFe als Fe_2O_3), CaO , Sr , TiO_2 , Na_2O , P_2O_5 , V , Ni , Nb , MnO , Cu , Zn und Pb im 246 Proben umfassenden Bohrprofil. Auf der Abszisse sind die Gehalte der 1-m-Durchschnittsproben, auf der Ordinate die Bohrteufe aufgetragen.

Für die Betrachtung der paläogeographischen Entwicklung im Untersuchungsgebiet bietet es sich an, das geochemische Profil vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden zu diskutieren.

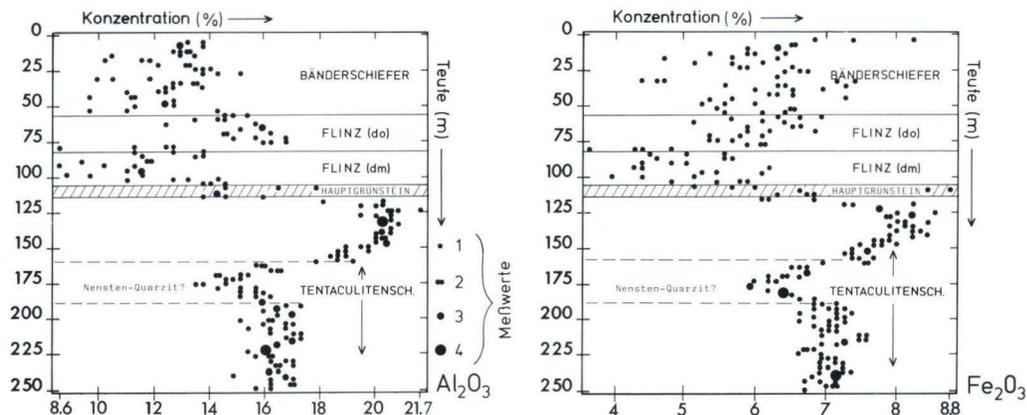


Abb. 4. Geochemisches Profil Brg. SA2; Al_2O_3 - und Fe_2O_3 -Gehalte (in %) in 246 1-m-Durchschnittsproben (ΣFe als Fe_2O_3) (Erl. s. Text).

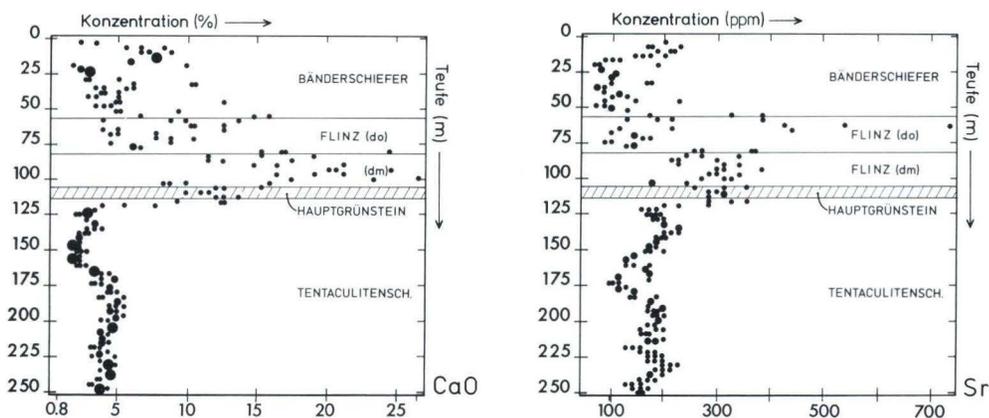


Abb. 5. Geochemisches Profil Brg. SA2; CaO - (in%) und Sr - (in ppm) Gehalte in 246 1-m-Durchschnittsproben (Erl. s. Text.)

Die megaskopisch so monotonen Tentakulitenschiefer können geochemisch in drei Abschnitte gegliedert werden. Der von 189–162 m reichende Abschnitt des 135 m langen Profils innerhalb der Tentakulitenschiefer zeichnet sich besonders durch einen deutlichen Rückgang der Fe_2O_3 -, Al_2O_3 -, Sr-, TiO_2 -, V-, Ni- und Nb-Gehalte im Vergleich zu den über- und unterlagernden Sedimenten aus. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesem 27 m mächtigen sandig-siltigen Tonschiefer bzw. tonigen Siltstein um ein distales Äquivalent des turbiditischen Quarzits, der am Nenstenberg, 2 km WNW der Brg. SA2, ca. 45 m mächtig ist und bis zum Einsetzen der Hauptgrünstein-Vulkanite von 50 m mächtigen Oberen Tentakulitenschiefern überlagert wird (SPEETZEN et al. 1982). Auf das mögliche Äquivalent

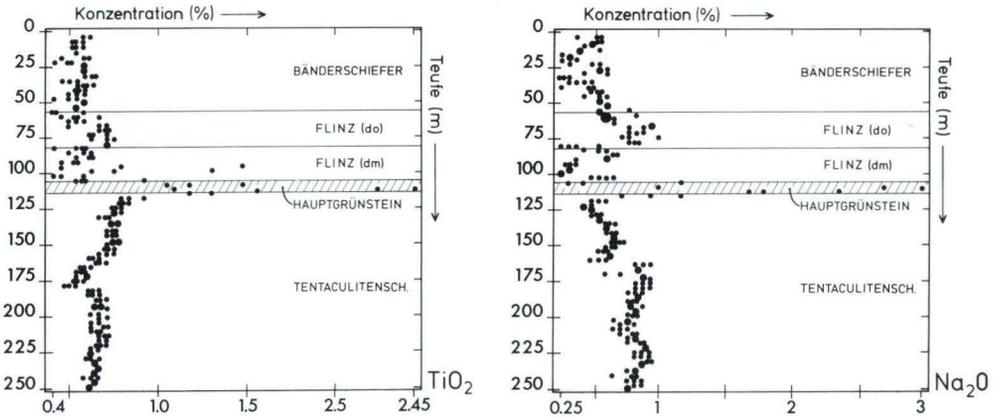


Abb. 6. Geochemisches Profil Brg. SA2; TiO_2 - und Na_2O -Gehalte (in %) in 246 1-m-Durchschnitts-proben (Erl. s. Text).

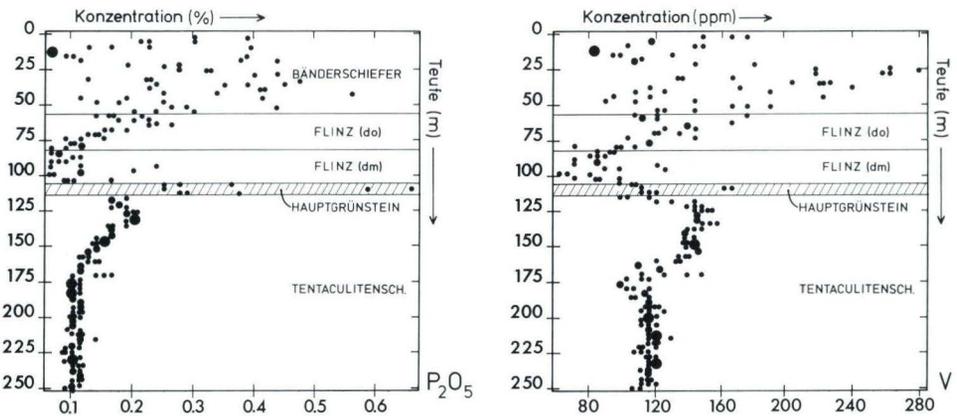


Abb. 7. Geochemisches Profil Brg. SA2; P_2O_5 - (in%) und V- (in ppm) Gehalte in 246 1-m-Durchschnitts-proben (Erl. s. Text).

des Nensten-Quarzits folgen im Bohrprofil ca. 47 m mächtige (?Obere) Tentakulitenschiefer.

Der Hinweis auf die mögliche Einschaltung des Nensten-Quarzits in den untersuchten Profilen macht es wahrscheinlich, daß die geochemische Prospektion das Untergivet einschließen konnte.

Die abweichenden geochemischen Charakteristika der ?Oberen und ?Unteren Tentakulitenschiefer sind im einzelnen aus den Diagrammen zu entnehmen.

Zum Ende der Sedimentation der Tentakulitenschiefer nimmt der Feinsandanteil merklich ab. Gleichzeitig ist eine Zunahme des Aluminium- und Eisengehaltes festzustellen.

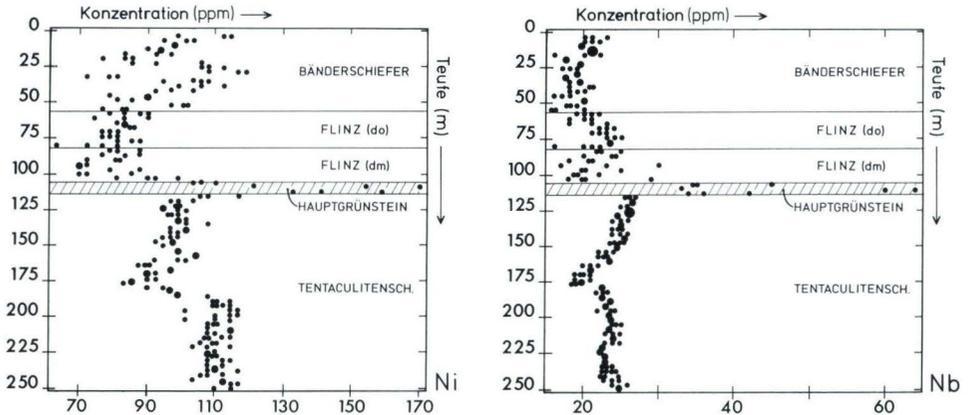


Abb. 8. Geochemisches Profil Brg. SA2; Ni- und Nb-Gehalte (in ppm) in 246 1-m-Durchschnittsproben (Erl. s. Text).

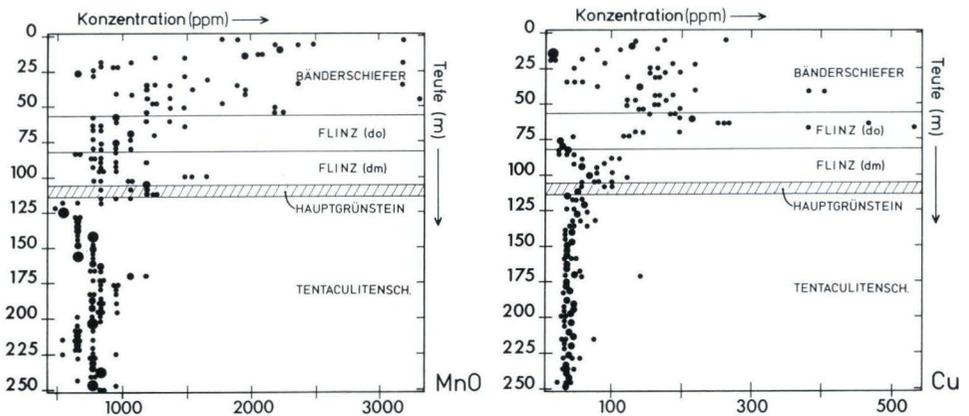


Abb. 9. Geochemisches Profil Brg. SA2; MnO- (in %) und Cu- (in ppm) Gehalte in 246 1-m-Durchschnittsproben (Erl. s. Text).

Die Vanadium- und Phosphoranreicherungen in diesem Abschnitt (Abb. 7) weisen auf einen erhöhten Anteil an organischem Material hin. Ihre deutlich negative Korrelation mit Natrium und Nickel macht eine Anreicherung durch vulkanogene Prozesse unwahrscheinlich.

Der durchschnittliche Zinkgehalt der Tentakulitenschiefer liegt im Untersuchungsgebiet mit 217 ppm (204 Proben, vgl. Tab. 3) um den Faktor 3 höher als in den bituminösen Sedimenten in Flinzfazies. In den Brg. SA2 und SA3 wurden die höchsten Zinkkonzentrationen stratigraphisch unterhalb der Hauptgrünstein-Vulkanite festgestellt. Durchschnittlich 380 ppm Zn über 28 m Mächtigkeit (Abb. 10) bzw. 210 ppm über ca. 70 m Mächtigkeit wurden in den beiden Bohrungen nachgewiesen, die von allen Profilen innerhalb der Tentakulitenschiefer dem Hauptfördergebiet der basischen Vulkanite (im Raum Adorf-Bredelar) am nächsten liegen (Abb. 1 und 2). [Die Brg. 4, 5 und 12 wurden im Schalstein eingestellt, da die Hauptgrünstein-Vulkanite in diesem Raum bis 200 m mächtig werden (BOTTKE 1965). Die Erkundungsbohrung SA11 endete aus technischen Gründen bei 264 m Tiefe im Schalstein-Vulkanit.]

Ein genetischer Zusammenhang der mit Pb deutlich positiv korrelierten Zinkanreicherungen und den basischen Effusiva im stratigraphisch Hangenden ist wahrscheinlich, da die Zinkgehalte im Sediment mit zunehmender vertikaler Entfernung vom Vulkanit kontinuierlich abnehmen (Abb. 10) und außerhalb dieses lithologischen Wechsels von Tentakulitenschiefern zu Vulkaniten keine vergleichbaren Zn-Anomalien im Untersuchungsgebiet nachgewiesen werden konnten. Die vermutlich sehr rasch geförderten und über ein großes Areal verbreiteten Effusiva, Tuffe und Tuffite müssen über den wasserreichen, unverfestigten Sedimenten wie ein Stauhormont gewirkt haben. Die nahe den Hauptförderzentren besonders starke hydrothermale Tätigkeit kann Lösung und Transport der durch die klastische Sedimentation angelieferten Metalle bewirkt haben. Geeignete Fällungsbedingungen sind unter den vulkanischen Stauhormonten zu erwarten, da sich hier die sauren hydrothermalen Lösungen mit den Porenwässern intensiv mischen konnten. Die sedimen-

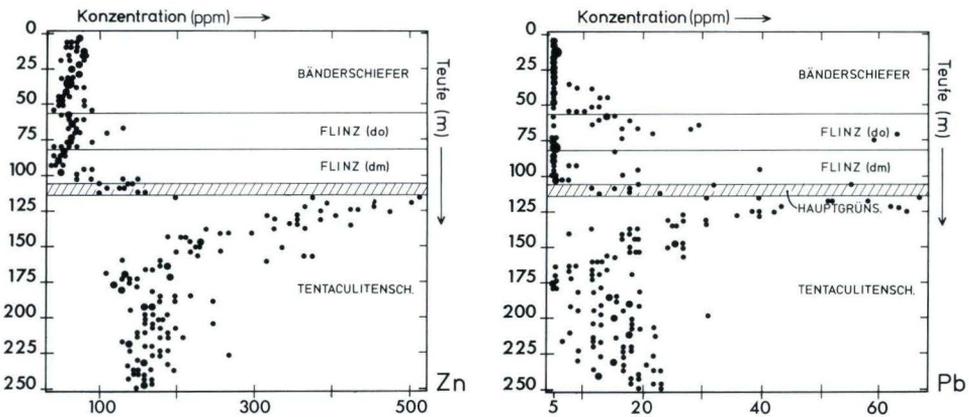


Abb. 10. Geochemisches Profil Brg. SA2; Zn- und Pb-Gehalte (in ppm) in 246 1-m-Durchschnittsproben (Erl. s. Text).

täre Anreicherung von organischem Kohlenstoff (s. o.) trug sicherlich zur Adsorption von Metallionen bei.

Das Auftreten der basischen Vulkanite ist im geochemischen Profil mit dem signifikanten Anstieg der TiO_2 -, Na_2O -, P_2O_5 -, Nickel- und Niobkonzentrationen verbunden (Abb. 6, 7, 8).

Die geochemischen Gemeinsamkeiten der mitteldevonischen und oberdevonischen Flinz-Schichten sind gering. Besonders gut ist eine Unterscheidung anhand der CaO -, Al_2O_3 -, P_2O_5 - und Vanadiumkonzentrationen möglich (Abb. 4, 5, 7).

MgO wurde im mitteldevonischen Anteil des Flinzes mit durchschnittlich 2,48%, im oberdevonischen Anteil im Mittel auf 3,12% bestimmt. Ein ähnliches Bild ergibt sich für die Proben der Brg. 3. Hingegen erlauben die Flinzschiefer und -kalke zwischen den vulkanischen Schwellen keine Unterscheidung in ihren Gehalten an MgO , CaO , Al_2O_3 , P_2O_5 und Vanadium. Wie in Abschn. 3.2. gezeigt werden soll, bestehen deutliche Unterschiede in den Sedimentationsbedingungen auf der Außenkante des Schelfes (SA1, 2, 3) und in den intravulkanischen Spezialbecken (SA4, 5; Abb. 2).

Die höchsten Kupfergehalte wurden im Untersuchungsgebiet in den Tonschiefern der Flinz-Schichten nachgewiesen. In den Bohrprofilen 2 und 5 wurden in jeweils 1 m mächtigen Abschnitten z. B. 530 bzw. 2300 ppm Cu festgestellt (Abb. 9 und 11). Gelegentlich besteht eine positive Korrelation der Cu-Anomalien mit MnO und Pb.

Die Proben der Brg. 5 und die Aufschlüsse im Bismarckstollen (2,3 km NNW Ortsausgang von Adorf Richtung Bredelar) lassen einen genetischen Zusammenhang von kupferreichen, stratiformen Pyritmineralisationen mit räumlich assoziierten Cu- und Zr-reichen aber Na-armen Vulkaniten erkennen (vgl. 3.3). Die Cu-Anreicherungen im Flinz der SA2 könnten auf Umlagerungen solcher mineralisierter Vulkanite und Schwarzschiefer in den Außenschelfbereich zurückzuführen sein.

Nachdem die z.T. turbiditische Sedimentation der Flinz-Schichten abgeschlossen war, stellten sich im gesamten Gebiet ruhige Ablagerungsbedingungen ein. Im geochemischen Profil sind die Bänderschiefer der Adorf-Stufe durch einen generellen Anstieg der Mangan-, Eisen-, Phosphor- und Vanadiumgehalte ausgezeichnet. Phosphor-, Vanadium- und Kupferanreicherungen sind vorwiegend an dunkle, bituminöse Partien gebunden, die höchsten Eisen- und Manganengehalte treten hingegen bevorzugt in den graugrünen Lagen auf (Abb. 4,7,9).

Die Bänderschieferfazies unterscheidet sich von der älteren Flinzfazies besonders durch ihre 2,5–3 mal höheren MnO-Gehalte (max 3400 ppm) und die deutlich abweichenden Na_2O -Konzentrationen (vgl. auch Tab. 1 und 4).

In der Brg. 2 enthalten die Tentakulitenschiefer durchschnittlich 0,76% Na_2O (131 Proben), die Flinz-Schichten ohne Berücksichtigung der vulkanitreichen Partien 0,61% Na_2O (47 Proben) und die oberdevonische Bänderschieferfazies 0,48% Na_2O (54 Proben). Da die Tentakulitenschiefer der benachbarten Brg. SA3 durch das sonst gänzlich untypische Auftreten von mikritischen Kalkbänken im höheren Teil (eine störungstektonische Komplikation, die zur wiederholten Einschaltung von stratigraphisch höheren Flinz-Schichten geführt hat, ist denkbar) gekennzeichnet sind, ist kein signifikanter Unterschied in den Natriumgehalten feststellbar (Tab. 3).

Die Brg. SA4 aber bestätigt den Trend: Flinzschiefer und -kalke enthalten durchschnittlich 0,43% Na_2O (105 Proben), die Adorfer Bänderschiefer hingegen nur 0,3% Na_2O (43

Proben; Tab. 1 und 4). [Aus den Brg. 1 und 5 stehen keine oder keine ausreichende Anzahl von Proben der die Flinz-Schichten über- und unterlagernden Sedimente zur Verfügung. Für die Bohrprofile SA7–12 wurden keine quantitativen Hauptelement-Analysen erstellt.]

Für solch einen generellen Trend im Na₂O-Gehalt, wie er in den umfangreichen und tektonisch ungestörten Bohrprofilen 2 und 4 ermittelt werden konnte, sind überregionale Änderungen in der Paläogeographie und damit die relative Abnahme der klastischen Schüttung vom Old-Red-Kontinent zu diskutieren, da lokale Beeinflussungen der Sedimentation durch Vulkanismus, Erosion der Vulkanite, riffdetritische Schüttungen und Exhalationen offensichtlich nur untergeordnete Bedeutung erlangen.

3.2. Paläogeographie und Geochemie der Flinz-Schichten der höheren Givet- und tieferen Adorf-Stufe im Raum Adorf

Der Beginn der Flinz-Sedimentation fällt mit dem Einsetzen des Hauptgrünstein-Vulkanismus zusammen, der wie das fast schlagartige Erscheinen allodapischer Kalke auf eine Zeit großräumiger tektonischer Instabilität insbesondere im Außenschelfbereich hinweist.

Tab. 1. Durchschnittl. Konzentration der Haupt- und Nebenelemente in den Flinzschiefern und -kalcken auf Bl. 4618 Adorf, beprobt an den Brg. SA1–5 (340 1-m-Durchschnittsproben); zum Vergleich aufgelistet: A: Durchschnittsgehalte in 388 Proben aus den Meggener Schichten und zeitgleichen Givet-Bänderschiefern (Brg. SM1–8 der Gelsenberg AG auf Bl. 4813 Attendorf und 4715 Eslohe), ICP-Analysen (vgl. 2.7); B: Durchschnittsgeh. in 153 Proben aus den obergivet. Briloner Schieferen (Kern- und Vollbrg. der Gelsenberg zwischen Altenbüren und Brilon), RFA-Analysen; C: Durchschnittsgeh. in 28 Proben der Flinz-Schichten auf Bl. 4713 Plettenberg (Brg. SP6 d. Gelsenberg AG), RFA-Analysen. D + E: durchschnittliche Zusammensetzung der Sedimente des Givets (D; 66 Proben) und des Oberdevons (E; 65 Proben) im Rheinoherzynikum nach SCHULZE-DOBRICK & WEDEPOHL (1983).

%	Bohrung SA 1, n = 35				Bohrung SA 2, n = 47				Bohrung SA 3, n = 56			
	\bar{x}	min.	max.	s	\bar{x}	min.	max.	s	\bar{x}	min.	max.	s
Al ₂ O ₃	11.95	1.70	16.10	3.55	13.32	8.62	16.98	2.32	13.18	7.14	15.90	2.17
Fe-Ox.	4.95	1.44	6.77	1.14	5.52	3.65	7.06	0.82	6.01	3.42	8.58	1.06
MnO	0.07	0.05	0.14	0.02	0.10	0.07	0.17	0.02	0.11	0.05	0.40	0.06
MgO	2.59	0.82	3.74	0.64	2.93	2.13	3.72	0.43	3.51	1.78	8.64	1.18
CaO	15.32	5.18	45.19	9.42	13.29	4.09	26.57	6.16	9.78	2.27	30.92	6.99
Na ₂ O	0.45	0.03	0.94	0.26	0.61	0.26	0.99	0.22	0.55	0.12	0.85	0.16
K ₂ O	2.95	0.44	3.85	0.81	3.21	2.08	4.20	0.59	3.17	1.88	3.84	0.47
TiO ₂	0.50	0.09	0.67	0.13	0.66	0.43	1.48	0.19	0.63	0.32	0.80	0.11
P ₂ O ₅	0.11	0.01	0.27	0.05	0.14	0.07	0.27	0.05	0.15	0.04	0.55	0.09

%	Bohrung SA 4, n = 105				Bohrung SA 5, n = 97				SA 1–5	A	B	C	D	E
	\bar{x}	min.	max.	s	\bar{x}	min.	max.	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}
Al ₂ O ₃	11.31	6.02	15.80	1.90	10.35	4.27	14.24	2.20	12.02	13.42	10.34	8.94	9.5	10.70
Fe-Ox.	4.74	2.79	7.15	0.92	4.47	2.04	6.57	0.92	5.14	5.81	2.87	3.83	4.5	4.1
MnO	0.15	0.04	0.84	0.14	0.10	0.05	0.47	0.06	0.11	0.12	0.11	0.25	0.09	0.11
MgO	3.01	1.66	6.80	0.73	2.45	1.30	3.53	0.49	2.90	3.14	2.05	2.35	2.0	2.2
CaO	16.53	7.70	35.21	5.17	13.75	4.16	41.65	9.88	13.73	10.31	25.14	20.22	15.7	13.5
Na ₂ O	0.43	0.04	0.77	0.13	0.24	0.02	0.78	0.15	0.46	0.64	0.33	0.19	0.8	1.1
K ₂ O	2.55	1.46	3.64	0.44	2.80	1.17	3.81	0.61	2.94	3.06	2.90	3.44	2.2	2.0
TiO ₂	0.52	0.25	0.71	0.08	0.53	0.21	0.91	0.13	0.57	0.55	0.41	0.39	0.74	0.61
P ₂ O ₅	0.13	0.06	0.37	0.06	0.09	u.Ng	0.44	0.08	0.12	0.12	0.06	0.13	0.09	0.16

340 Durchschnittsproben der Flinzschiefer und -kalke wurden an den Brg. SA1-5 entnommen. Ihre durchschnittlichen Gehalte an 26 Haupt-, Neben- und Spurenelementen sind in den Tab. 1 und 2 zusammengestellt. Bei der Ermittlung von Durchschnittswerten (\bar{x}) und Standardabweichungen (s) wurden nur solche Proben berücksichtigt, die keine megaskopisch erkennbaren vulkanischen Komponenten (Tuffe, Tuffite) enthielten und auch nicht zur Übergangsfazies Flinz/Bänderschiefer zu rechnen sind.

Beim Vergleich der 5 Bohrprofile (Tab. 1 und 2) fällt auf, daß die Flinzschiefer und -kalke geochemisch in zwei Gruppen zu trennen sind: Die Proben der Brg. 1-3 unterscheiden sich von jenen der SA4 und 5 durch ihren Anteil an vulkanogenen Elementen. Die Fe-, Mn-, Mg-, P-, Cr-, La-, Ni- und Nb-Gehalte steigen entlang der Profile 1-3, von SW nach NE an. Sie weisen damit auf eine Annäherung auf ein vulkanisches Zentrum im NE hin. Die deutliche positive Korrelation besonders von Natrium, Titan, Nickel und Niob mit der Einschaltung von Vulkaniten ist in allen Profilen von den Tentakulitenschiefern bis zu den Adorfer Bänderschiefern erkennbar, wie in Abb. 6 und 8 für die SA2 beispielhaft dokumentiert ist.

Ein kleineres vulkanisches Zentrum ist unweit der Brg. 2 nördlich von Sudeck im Bereich der roteisensteinvererzten Simmet-Schwelle zu suchen. Wahrscheinlich sind deshalb die höchsten durchschnittlichen Na- und Ti-Gehalte im Flinz dieses Profils zu finden.

Die Brg. 4 und 5 dienten der Untersuchung der Flinzfazies zwischen den vulkanischen Schwellen. Bemerkenswert ist, daß die Flinz-Schichten dieser paläogeographischen Position nicht die höchsten Gehalte an o. g. Elementen aufweisen, wie das aufgrund der Nähe der

Tab. 2. Durchschnittl. Spurenelementkonzentration in den Flinzschiefern und -kalcken des Obergivets und Unteradorfs auf Bl. 4618 Adorf in insgesamt 340 Proben, entnommen an den Erkundungsbohrungen SA1-5 der Gelsenberg AG, ICP-Analysen. (u. Ng.: unter der Nachweisgrenze)

ppm	SA 1, n=35				SA 2, n=47				SA 3, n=56				SA 4, n=105				SA 5, n=97				SA 1-5	A	B
	\bar{x}	min.	max.	s	\bar{x}	min.	max.	s	\bar{x}	min.	max.	s	\bar{x}	min.	max.	s	\bar{x}	min.	max.	s			
Cu	51	18	167	27	125	27	532	114	35	13	66	13	46	13	192	28	37	8	497	70	59	-	29
Pb	15	5	28	7	13	5	64	13	22	5	62	14	-	-	-	-	8	4	28	5	15	-	53
Zn	56	18	125	21	71	42	151	21	119	44	368	58	55	31	134	17	54	27	258	25	71	115	306
Ba	410	53	2049	317	356	214	483	82	445	240	773	89	390	156	361	329	257	103	494	64	371	470	284
Ce	62	38	74	7	69	60	81	5	75	59	100	7	74	52	121	10	62	44	131	11	68	-	-
Co	19	12	25	3	22	15	33	4	22	17	27	2	21	15	32	4	17	13	27	3	20	22	13
Cr	85	31	115	19	91	64	120	12	106	68	131	15	87	53	113	13	79	46	113	13	90	146	88
La	27	u.Ng	42	13	35	17	48	8	40	10	67	9	29	2	74	9	32	4	69	10	32	-	-
Li	39	9	52	10	54	36	70	9	47	25	58	8	44	25	70	10	48	22	95	10	46	-	-
Mo	15	u.Ng	28	5	17	8	25	3	7	u.Ng	11	3	11	4	46	7	6	u.Ng	11	5	11	-	2
Nb	18	8	22	3	21	16	30	3	24	11	32	4	21	14	28	3	16	4	41	6	20	-	-
Ni	77	36	95	13	81	63	93	7	93	67	120	11	81	56	106	10	97	55	245	21	86	107	54
Se	13	4	17	3	15	10	18	2	15	9	18	2	13	8	17	2	13	7	18	2	14	-	-
Sr	302	126	927	176	264	98	732	124	152	52	457	73	227	77	529	66	177	89	407	74	224	-	242
V	101	18	168	38	109	62	180	27	113	62	186	28	107	68	274	35	78	35	128	17	102	136	92
Y	22	13	23	3	26	20	32	2	26	20	42	4	25	21	36	3	23	13	68	7	24	-	-
Zr	71	13	99	19	94	63	132	13	93	50	117	14	84	54	113	13	75	31	225	25	83	-	98

A : durchschnittliche Konzentration in 199 Tonschiefern des Rhenoharzynikums (Schulz-Dobrck u. Wedepohl 1983)

B : durchschnittliche Konzentration in 28 Flinzschiefern und -kalcken (2m-Durchschnittsproben der Bohrung SP 6 der Gelsenberg AG) am Südrand der Lüdenscheider Mulde, RFA-Analysen .

vulkanischen „seamounts“ und ihren mächtigen Roteisenstein-Vererzungen zu erwarten gewesen wäre.

Die Titangehalte im Flinzschiefer-Spezialbecken zwischen den Diabasschwellen des Warts- und Schlehenberges (Profil SA5) sind sogar niedriger als in den prävulkanischen Tentakulitenschiefern (Tab. 3). Lediglich der signifikante Anstieg der Zr- und Nb-Konzentrationen zwischen 63 und 75 m des Profils 5 deuten auf vulkanische Beimengungen, möglicherweise in Form von Tuffen hin (Tab. 2, Abb. 11).

Die Flinzschiefer und -kalke besitzen jedoch gerade zwischen den vulkanischen Schwellen ihre größten Mächtigkeiten (Abb. 2), was BOTCKE (1965) in Kenntnis der untertägigen Profile bereits feststellte. Zwar läßt die erhöhte Sedimentationsrate zwischen den vulkani-

Tab. 3. Durchschnittliche Konzentration an 26 Haupt-, Neben- und Spurenelementen in 204 Proben der Tentakulitenschiefer (Unter- und Mittelgivet) auf Bl. 4618 Adorf, entnommen an den Erkundungsbohrungen SA2 und 3 der Gelsenberg AG, ICP-Analysen.

%	Bohrung SA 2; n = 131				Bohrung SA 3; n = 73			
	\bar{x}	min.	max.	s	\bar{x}	min.	max.	s
Al ₂ O ₃	17.55	13.57	21.73	1.98	14.27	8.95	18.21	2.27
Fe-Ox.	7.28	5.93	8.61	0.59	6.22	3.77	7.64	0.88
MnO	0.08	0.05	0.12	0.01	0.09	0.06	0.23	0.03
MgO	3.35	2.45	4.35	0.51	3.19	2.23	5.41	0.42
CaO	4.11	2.04	7.84	1.00	10.35	3.76	25.14	5.42
Na ₂ O	0.76	0.46	0.98	0.14	0.52	0.29	0.73	0.10
K ₂ O	3.54	1.84	4.82	0.64	3.01	1.76	3.99	0.55
TiO ₂	0.70	0.52	0.87	0.06	0.68	0.40	1.02	0.12
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.21	0.03	0.16	0.09	0.39	0.06
ppm								
Cu	51	35	148	12	49	34	76	10
Pb	32	5	64	12	33	16	70	11
Zn	221	118	510	93	212	128	411	53
Ba	441	357	566	39	445	292	1010	105
Ce	74	66	95	5	73	64	81	4
Co	25	19	30	2	24	17	32	3
Cr	115	95	144	8	111	73	137	17
La	43	36	52	4	36	19	45	6
Li	77	60	100	6	57	36	75	10
Mo	18	13	25	2	6	u. Ng	13	3
Nb	23	19	27	2	22	15	28	3
Ni	104	84	119	8	98	68	121	13
Sc	18	14	21	2	16	11	19	2
Sr	179	100	282	29	220	103	462	79
V	128	101	162	14	124	77	200	21
Y	23	19	29	2	24	18	35	4
Zr	92	81	104	4	94	62	116	10

sehen Schwellen auf eine stärkere Verdünnung vulkanischen Materials schließen, präexistierende, tiefe Einsenkungen zwischen den Haupteruptionszentren (= „vulkanische Schwellen“) sind jedoch ziemlich unwahrscheinlich, da die damit verbundene starke Hangneigung der Vulkanberge auch zu einer stärkeren submarinen Erosion der Laven und Lockermassen beigetragen hätte.

Die Existenz tiefer Becken zwischen den Vulkanbergen war aus folgenden Beobachtungen abgeleitet worden: Der Lagerkalk des Obergivets [nach BOTCKE (1965) ist dieser 1–5 m mächtig] und die ihn überlagernden Adorfer Kalke (Martenberger Klippe: ca. 3 m, Profil in PAECKELMANN 1979) sind auf morphologische Erhebungen der submarinen Vulkanlandschaft beschränkt und hier mit in sauerstoffreichem Milieu sedimentierten Eisenerzen assoziiert, während zeitgleich in den alternierenden Senken bis 170 m mächtige Flinzschiefer und -kalke zur Ablagerung kamen.

Im Profil der SA4 z. B. treten über hämatitreichen Schalsteinen 6 m mächtige rote Tone und Kalke auf, die von ca. 115 m mächtigen Sedimenten in dunkelgrauer Flinzfazies mit einem Anteil von ca. 40% Kalkturbiditen überlagert werden. Nach Ergebnissen der conodontenstratigraphischen Untersuchungen von KOCH (1983) entfallen ca. 40% der Flinz-Sedimentation in das Obergivet (ab *Polygnathus-varcus*-Zone) und 60% in die Adorf-Stufe. Die Eisenerzsedimentation der benachbarten Martenberg-Schwelle reicht mit einer maximalen Mächtigkeit von 5 m vom Schalstein des Obergivets bis in die Zone 1a der Adorf-Stufe (BOTCKE 1965).

Die Größe der Depressionen senkrecht zur heutigen Faltenachse ist aus den Profilen mit ca. 500–1000 m zu berechnen (Abb. 11). Um die geochemischen Befunde der Bohrungen mit den lithofaziellen Profilen in Einklang zu bringen, wird folgendes Modell diskutiert:

Tab. 4. Durchschnittliche Konzentration an 26 Haupt-, Neben- und Spurenelementen in 43 Proben aus den Bänderschiefern der Adorf-Stufe (Prospektions-Bohrung SA4 der Gelsenberg AG nördl. des Martenberges, Bl. 4618 Adorf), ICP-Analysen.

%					%				
	\bar{x}	min.	max.	s		\bar{x}	min.	max.	s
Al ₂ O ₃	15.99	9.36	18.56	1.92	Fe-Ox.	7.64	4.53	9.62	1.36
MnO	0.29	0.08	0.55	0.10	MgO	4.12	2.44	7.53	0.99
CaO	5.37	1.93	13.94	2.81	Na ₂ O	0.30	0.04	0.70	0.18
K ₂ O	3.63	2.46	4.61	0.62	TiO ₂	0.70	0.38	0.78	0.09
P ₂ O ₅	0.13	0.05	0.37	0.05					
ppm					ppm				
Cu	18	12	30	4	Pb	10	4	63	11
Zn	90	52	178	25	Ba	642	355	7570	1084
Ce	84	47	107	10	Co	27	18	44	5
Cr	98	64	112	10	La	42	21	55	6
Li	64	27	92	15	Mo	3	u. Ng	10	4
Nb	26	16	30	3	Ni	89	52	112	14
Sc	17	11	20	2	Sr	73	36	249	53
V	110	78	158	17	Y	23	19	36	3
Zr	103	58	124	13					

Nach der Förderung spilitischer Vulkanite wurden in flachen, wannenartigen Einsenkungen zwischen den Hauptförderzentren Ton- und Karbonatschlämme zunächst vorwiegend unter oxidierenden Bedingungen sedimentiert. In abgeschirmten Stillwasserbecken entstanden vereinzelt kupferreiche Schwarzschiefer mit hohem Pyritanteil (SA5). In der vulkanischen Spätphase, die durch die langandauernde Fe-reiche Hydrothermenaktivität charakterisiert ist, setzte entlang von ENE–WSW gerichteten Brüchen die grabenartige Einsenkung zu tieferen, rinnenartigen Spezialbecken ein, die jedoch rasch mit dem Sediment der Trübestrome aufgefüllt wurden. Da die Einsenkung dabei vermutlich weitgehend durch die Sedimentation kompensiert wurde, konnten keine starken morphologischen Unterschiede zwischen den durch Karbonatsedimentation gekennzeichneten Erhebungen und den Senken entstehen. Die trotzdem erodierten vulkanischen Ablagerungen wurden mit den auslaufenden Trübestromen im Außenschelfbereich (SA1–3, 7–11) abgelagert.

Dieses Modell spricht gegen die Existenz von tief eingesenkten, ruhigen Spezialbecken, die zur Bildung massivsulfidischer Lager nötig sind. Die vielfach turbiditischen, hohen Sedimenttransporte hätten zudem zur Verdünnung bzw. Verfrachtung hydrothermalen Buntmetallförderungen geführt.

Um einen regionalen geochemischen Vergleich der Flinz-Schichten des Ostsauerlandes mit zeitgleich entstandenen Sedimenten des Rhenoherynikums vorzunehmen, wurden folgende Proben- und Analysenreihen zusammengestellt (Tab. 1):

A: 388 2-m-Durchschnittsproben aus dem Obergivet des Nordostrandes der Elsker Mulde (Bl. 4715 Eslohe) und ihres südwestlichsten Ausläufers im Gebiet Mecklinghausen–Niederhelden (Bl. 4813 Attendorn) wurden an den Lufthammer-Bohrungen SM1–8 der Gelsenberg AG entnommen. Sie repräsentieren Gesteine in der Fazies der Givet-Bänderschiefer bzw. der Meggener Schichten (ICP-Analyse, vgl. 2.7).

B: An Kern- und Vollbohrungen der Gelsenberg AG im Briloner Sattel wurden 153 2-m-Durchschnittsproben von den Briloner Schiefen des Obergivets (und Unteradorf?) entnommen.

C: An der ebenfalls von der Gelsenberg AG niedergebrachten Vollbohrung SP6 (Bl. 4713 Plettenberg) wurden bei der Durchörterung der hier 65 m mächtigen Flinz-Schichten des Givets 28 2-m-Durchschnittsproben gewonnen.

Die Probenreihen B und C wurden mittels Röntgenfluoreszenz-Analytik untersucht.

In den Spalten D und E der Tab. 1 sind die bei SCHULZ-DOBRICK & WEDEPOHL (1983) angegebenen Konzentrationen in 66 bzw. 65 Proben von Sedimenten des Givets und des Oberdevons und in Spalte A der Tab. 2 die von diesen Autoren ermittelten Spurenelementgehalte in 199 Tonschiefern des Rhenoherynikums aufgelistet.

Vergleicht man zunächst die Probenreihen mit der größten sedimentologischen Ähnlichkeit, so fällt auf, daß die Flinz-Schichten aus dem Raum Plettenberg deutlich höhere CaO-Gehalte im Vergleich zu jenen aus dem Untersuchungsgebiet aufweisen. Dies ist zwanglos durch die Nähe zahlreicher kleinerer und größerer Riffkörper zum Profil SP6 (Balver Riff, Riff von Borke und andere kleine Stromatoporen-Korallen-Bioherme im Niveau des *Sparganophyllum*-Kalkes, wie jenes, das durch die SP6 von 118–182 m Endteufe erbohrt wurde) zu erklären.

Die niedrigen TiO_2 - und Na_2O -Gehalte im Profil SP6 zeigen einen geringen Anteil an vulkanischem Detritus zur Zeit der Flinz-Sedimentation der südlichen Lüdenscheider Mulde an.

Die Flinz-Schichten des Raumes Adorf–Giebringhausen sind also durch ihre vergleichsweise größere Entfernung zu den Liefergebieten von karbonatischem Detritus und ihre größere Nähe zum Verbreitungsgebiet mächtiger basischer Vulkanite gekennzeichnet.

Die größte^f geochemische Ähnlichkeit innerhalb des zur Verfügung stehenden Datensatzes (Tab. 1) besteht zwischen den Flinz-Sedimenten des Untersuchungsgebietes und den Meggener Schichten bzw. Bänderschiefern (Givet) der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Dies läßt den Schluß zu, daß vor allem die gemeinsame paläogeographische Position (äußerer Schelf), d. h. die Entfernung des Liefergebietes von klastischem Detritus für die geochemische Zusammensetzung der Sedimente entscheidend ist und weniger die lokalen Sedimentationsbedingungen. Aus analytischen Gründen wurden allerdings für beide Gebiete keine SiO_2 -Gehalte ermittelt. Diese weichen jedoch bekanntermaßen z. T. erheblich voneinander ab.

Der Vergleich der Buntmetallgehalte der o. g. Probenreihen aus dem rechtsrheinischen Schiefergebirge zeigt, daß die Flinzschiefer und -kalke des Ostsauerlandes mit durchschnittlich 71 ppm die niedrigsten Konzentrationen an Zn besitzen. SCHULZ-DOBRICK & WEDEPOHL (1983) wiesen in 199 Tonschiefern des Rhenoharzynikums im Mittel 115 ppm Zn nach. Die obermitteldevonischen Sedimente der Attendorn-Elsper Doppelmulde zeigen mit 125 ppm Zn die höchsten durchschnittlichen Gehalte aller Probenreihen (mit $n > 100$), obwohl die Bohrprofile SM1–8 von der Lagerstätte Meggen 4,5 bis 15 km entfernt sind. Der Gehalt an Tonmineralen, der die Zn-Konzentration in erheblichem Maße beeinflussen kann, weicht – wie die Al_2O_3 -Gehalte (Tab. 1) zeigen – im Flinz des Ostsauerlandes nur geringfügig von den betrachteten Sedimenten der Attendorn-Elsper Doppelmulde ab.

Die durchschnittlichen Pb- und Ba-Gehalte der Flinz-Schichten des Ostsauerlandes zeigen keine bemerkenswerten Unterschiede gegenüber den anderen Probenreihen. Die Kupfergehalte der Flinz-Schichten ($\bar{x} = 59$ ppm) im Hangenden der Hauptgrünstein-Vulkanite sind jedoch 2–3mal höher als in den mitteldevonischen Sedimenten der Vergleichsgebiete.

HERRMANN & WEDEPOHL (1970) stellten in 21 Proben devonischer und karbonischer Spillite Kupfergehalte von durchschnittlich 58 ppm fest. Die Brg. SA5 wies in den Hauptgrünstein-Vulkaniten Anreicherungen bis 1870 ppm Cu nach.

Es ist also sehr wahrscheinlich, daß der spilitische Vulkanismus und vor allem die nachfolgende hydrothermale Aktivität zur erhöhten Cu-Konzentration in den bituminösen Flinz-Schichten beigetragen haben.

3.3. Bohrprofil SA12 – SA4 – SA5

Dieses Bohrprofil (Abb. 11) diente der Untersuchung der dunklen Beckensedimente zwischen den roteisensteinvererzten vulkanischen Schwellen.

Die Brg. **SA12** wurde in den Nehdener Schichten nahe der Zechstein-Transgression südöstlich des Martenberges angesetzt. Nach Aufnahmen von BOTTKE (1965) endete der Eisenbergbau im Steinbreiter Mittel an der mit 35–45° SE einfallenden Flanke des Martenberg-Sattels im Übergang zu einer 1 m mächtigen karbonatreichen Pyritvererzung. Die Bohrung erreicht bei 336 m leicht pyritmineralisierte Schalstein- und Diabas-Vulkanite. Die tektonisch reduzierten Flinz-Schichten (42 m) im Hangenden erwiesen sich jedoch als äußerst buntmetallarm.

Die 183 m tiefe Erkundungsbohrung **SA4** nördlich der Martenberg-Schwelle traf im Beckentiefsten über hämatitreichen Schalsteinen 5 m mächtige rote Kalke, Tonschiefer und

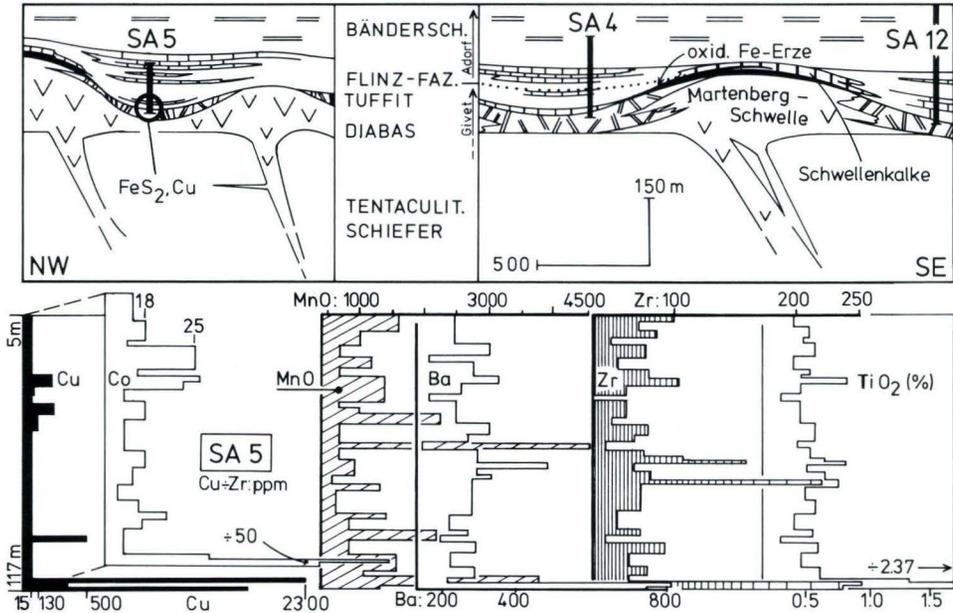


Abb. 11. Paläogeographisches Modell-Profil mit Lage der Brg. SA 12, 4 und 5 nordöstlich von Adorf. Grundlage sind die geol. Karte von PAECKELMANN (1979), die Befunde von BOTTKE (1965, Abb. 8) für die Martenberg-Schwelle und die Kartier- und Bohrergergebnisse der Gelsenberg AG. Unten: Cu-, Co-, MnO-, Ba-, Zr- und TiO₂-Histogramme der Brg. SA5 (117m).

Tuffe an. Dieser Abschnitt ist durch eine erste Erhöhung der Mangangehalte im Profil gekennzeichnet (durchschnittlich 1200 ppm MnO). Dieses stratigraphische Niveau im Hangenden der Hauptgrünstein-Vulkanite ist in allen Bohrungen durch MnO-Anreicherungen zwischen 1200 und 3900 ppm über 2–8 m Mächtigkeit charakterisiert.

Die ca. 115 m mächtigen dunkelgrauen Flinzschiefer und -kalke der SA4 (Tab. 1 und 2) enthalten mehrere isolierte Ba-Anreicherungen (bis 3400 ppm/m), die keine Korrelation zu Lithologie und Geochemie erkennen lassen. Wahrscheinlich handelt es sich um kleinere Schwerspatmineralisationen, die nach BOTTKE (1965) besonders im Revier Martenberg häufig angetroffen wurden, wobei es sich stets um grobblättrige Kluffüllungen und kugelige Konkretionen gehandelt hat.

Eine ausgeprägte mangananomale Zone (durchschnittlich 2500 ppm MnO) wurde über 70 m wahre Mächtigkeit im Flinz des Profils SA4 nachgewiesen. Die bis 8400 ppm reichenden Maximalwerte treten im ca. 40 m mächtigen oberdevonischen Anteil auf. Die MnO-Maxima fallen stets mit dem Anstieg der CaO- und MgO-Werte zusammen, zeigen hingegen negative Korrelation mit den Eisen-Gehalten.

Betrachtet man den Verlauf der MnO-Kurven in allen Flinz-Profilen der Brg. SA1–12, so läßt sich feststellen, daß die besonders mächtigen Sedimente zwischen den vulkanischen und hydrothermalen Zentren am manganreichsten sind. Das geochemische Profil der SA5 (Abb. 11) zeigt, daß MnO-Maxima stets auf vulkanische Phasen (in den Histogrammen

durch den Anstieg der TiO_2 - und Zr-Gehalte erkenntlich) folgen. Die Bildung der Eisenerzlager der Simmetschwelle fällt zeitlich mit der Entstehung der MnO -Anreicherungen im südlich vorgelagerten Flinzschiefer-Becken zusammen (SA2: 100–103 m, Abb. 9).

CRAIG (1969) berichtet, daß die Mn-Gehalte der Hydrothermen im Altatlants-II-Tief des Roten Meeres um den Faktor 25300 über dem des normalen Meereswassers liegen. GWOSDZ & KREBS (1977) diskutieren Modelle, wonach hydrothermal gefördert Mn^{2+} als $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$ unter stark reduzierenden und schwach sauren Bedingungen lange in Lösung gehalten wird und daher über große Distanzen (11–12 km im Umkreis der Lagerstätte Meggen z. B.) transportiert werden kann, während Eisen und Kupfer nahe den Thermenaustrittspunkten gefällt werden. Die Brg. SA8 wies in den Flinzschiefern und -kalken, die in einer Entfernung von ca. 7–8 km von den westlichen Ausläufern des Diabasvulkanismus sedimentiert wurden (Abb. 2), zahlreiche Mn-Anreicherungen zwischen 1100 und 1600 ppm Mn/2 m nach. Die Fällung von Mangan erfolgt erst bei einem $\text{pH} > 7$ und positivem Eh-Wert. Diese Beobachtungen zeigen, daß auch um stratiforme Eisenvererzungen vom Lahn–Dill-Typ weiträumige Manganhalos in den zeitgleichen Sedimenten in euxinischer Fazies entstehen können.

Erwartungsgemäß besitzen die vorwiegend unter oxidierenden Bedingungen sedimentierten bunten Adorfer Bänderschiefer (Tab. 4) die höchsten Mangangehalte innerhalb der einzelnen Profile. Die maximalen Einzel- und Durchschnittswerte wurden dort festgestellt, wo die unterlagernden Flinz-Schichten ebenfalls die höchsten Mangangehalte aufweisen. Dies legt den Schluß nahe, daß es nach der Sedimentation zu erheblichen vertikalen und lateralen Mobilisationen gekommen ist.

Die Brg. SA5 war zur Erkundung des Flinz-Spezialbeckens zwischen den Arnstein- und Wartsberg-Diabas-Aufsattelungen im tiefsten Teil der Bänderschiefer angesetzt. Sie durchteufte ca. 100 m mächtige dunkelgraue bis schwarze Flinzschiefer und -kalken und endete in einer Wechselfolge von Diabas-Mandelsteinen, Schalsteinen und Tuffen.

1 m über den Vulkaniten wurde eine ca. 1,2 m mächtige kalkturbiditfreie Schwarzschieferlage durchörtert, die 2300 ppm Cu und 11 ppm Ag enthält. Die durch ihre niedrigen Natrium- und hohen Zirkongehalte ausgezeichneten Vulkanite (Tab. 5) deuten mit durchschnittlich 912 ppm Cu und 8 ppm Ag auf einen genetischen Zusammenhang zwischen vulkanischer Spätphase und Cu-Anreicherung hin. Die Abb. 11 (unten) zeigt, daß Co, MnO, Ba, Zr und TiO_2 positiv mit den Cu-Anomalien korreliert sind. Im Abschnitt 112–117 m steigen ebenfalls die Anteile an Fe_2O_3 von durchschnittlich 4,5% auf 7,1% und von P_2O_5 von durchschnittlich 0,09% auf 0,86% (Maximum im Vulkanit mit 1,51%).

Zink und Blei sind, wie in den Bohrprofilen 4 und 5, nicht angereichert.

In geringer Distanz zur Brg. 5 (paläogeographische Entfernung ca. 50–100 m) wurde im Bismarckstollen folgendes Profil angetroffen: der massige Effusiv-Diabas der Wartsberg-Schwelle wird mit scharfer Grenze von 1,7 m mächtigen Flinzschiefern und -kalken überlagert, auf die ein 4,2 m mächtiger Schwarzschieferhorizont folgt. Dieser enthält in 4 diskreten Niveaus Schwefelkiesmineralisationen in streng stratiformer Konzentration. Die wenige Zentimeter dicken Pyrit-/Markasitlagen und -linsen enthalten 1500–3000 ppm Cu, die entlang von 11 je 2 m langen Schlitzten entnommenen Proben aus den Schwarzschiefern durchschnittlich 880 ppm Cu. Pb, Zn, Sb und Ba korrelieren bei durchweg niedrigen Gehalten positiv.

Tab. 5. Durchschnittliche Konzentrationen an 27 Haupt-, Neben- und Spurenelementen in 11 Proben von Diabas-Mandelsteinen, entnommen an der Brg. SA1, sowie die für die Proben 115–117 ermittelten Gehalte des in Brg. SA5 angetroffenen Vulkanits (ICP-Analysen). Zum Vergleich aufgelistet: A: Durchschnittsgehalte in 30 Spilit-Proben aus dem Sauerland (WEDEPOHL et al. 1983; n=30 bzw. 6–30 für d. Spurenelemente). B: Durchschnittsgehalte in den Meggener Tuffen (10 Proben) nach DORNSEIPEN (1980).

	Diabas-Mandelstein				"Vulkanit"				A	B
	Bohrung SA 1; n=11				Bohrung SA 5,114-117m					
%	\bar{x}	min.	max.	s	-115m	-116m	-117m	\bar{x}		
Al ₂ O ₃	14.43	12.56	25.56	0.90	16.73	16.08	14.58	15.80	14.79	25.14
Fe-Ox.	8.80	5.43	10.40	1.36	9.76	6.18	6.81	7.58	12.03	6.06
MnO	0.12	0.07	0.17	0.02	0.09	0.13	0.13	0.12	0.19	0.03
MgO	4.82	2.09	6.60	1.55	2.07	1.71	1.35	1.26	5.54	2.87
CaO	10.85	6.70	18.67	4.10	13.46	18.44	18.51	16.80	6.95	2.52
Na ₂ O	2.11	0.46	2.82	0.64	0.09	0.10	0.09	0.09	3.33	0.51
K ₂ O	2.14	1.12	3.18	0.52	6.80	7.83	7.71	7.45	1.10	6.56
TiO ₂	1.91	1.30	2.21	0.26	2.37	2.16	2.07	2.20	2.22	0.47
P ₂ O ₅	0.43	0.25	0.49	0.06	0.37	0.78	1.51	0.89	0.37	0.11
ppm										
Cu	29	25	34	3	385	480	1870	912	-	27
Pb	8	5	15	3	22	20	23	22	-	-
Zn	88	57	102	16	54	39	47	47	-	78
Ba	468	159	674	136	507	819	752	693	150±90	896
Ce	63	58	66	3	74	93	84	84	42	164
Co	32	21	36	5	51	37	43	44	52±25	14
Cr	112	89	131	13	117	85	92	98	121±118	35
La	31	24	35	3	31	39	34	35	19	50
Li	120	51	225	43	42	17	12	24	-	-
Mo	21	17	24	2	10	9	7	9	-	-
Nb	43	32	48	5	67	66	63	65	18±10	-
Ni	105	82	121	13	158	91	112	120	98±78	-
Sc	16	14	18	1	21	18	17	19	27	16
Sr	507	318	907	154	268	220	187	225	256±123	-
V	143	112	163	16	168	140	128	145	235±44	60
y	23	22	25	1	25	35	33	31	23±5.3	-
Zr	101	68	147	22	235	251	238	241	151±52	589
Ag	u.Ng	u.Ng	u.Ng	-	8	7	9	8	-	-

Diese kupferreiche Pyritmineralisation ist, wie betont, mit Vulkaniten einer vom Durchschnitt der Spilite stark abweichenden Zusammensetzung (Tab. 5) assoziiert. Die Diabase, Tuffe und Tuffite der SA5 haben wahrscheinlich eine starke hydrothermale Alteration unter euxinischen Bedingungen erfahren. Im überlagernden Schwarzschiefer kam es zur syn- bis diagenetischen Schwefelkiesbildung.

Zahlreiche Kupfermineralisationen treten auch in der Lahn-Dill-Mulde in Diabasen und Schalsteinen sowie deren hangenden Nebengesteinen auf. Beschreibungen sind bei LOTZ (1907) und KEGEL (1933) zu finden. In der östlichen Dillmulde konnte die Prospektion innerhalb von Kieselschieferbecken, die randlich zu mächtigen Deckdiabasschwellen gelegen sind und zahlreiche Ergüsse spilitischer Vulkanite enthalten, laterale Übergänge von Lahn-Dill-Vererzungen zu kupferreichen Eisensulfidmineralisationen und stratiformen Pb-Zn-Anreicherungen nachweisen.

Die weitere Suche nach einer möglichen distalen Pb-Zn-Fazies erschien jedoch im Gebiet Adorf insbesondere aus Gründen des Gebirgsbaus nicht sinnvoll. Die im Vorhergehenden dargelegte Geochemie und lokale Paläogeographie liefern zudem keine Anzeichen für wirtschaftlich interessante, stratiforme Pb-Zn-Vererzungen.

3.4. Zusammenfassung

Gemessen an ihrem Anteil an Aluminium, Eisen, Magnesium, Natrium und Titan besitzen die Flinz-Schichten des Ostsauerlandes die größten geochemischen Ähnlichkeiten mit den in vergleichbarer paläogeographischer Position (Außenschelf nahe dem Beckenrand) sedimentierten, gleichaltrigen Meggener Schichten und Givet-Bänderschiefern der Attendorn-Elsper Doppelmulde, obwohl die Sedimentfazies deutliche Unterschiede aufweist. Ebenso wie die Entwicklung der Natrium-Gehalte in den untersuchten stratigraphischen Profilen unterstreicht diese Beobachtung die Bedeutung der silikatklastischen Schüttung vom Old-Red-Kontinent für die geochemische Zusammensetzung der Sedimentgesteine.

Anhand der geochemischen Charakteristik (absolute Gehalte, Streuung, Korrelation insbesondere für Al, Fe, Ca, Sr, Ti, Na, P, V, Ni, Nb, Mn, Cu, Zn und Pb – Abb. 4–10) ist eine klare Unterscheidung der Tentakulitenschiefer, des eingeschalteten Nensten-Quarzits, der Flinz-Schichten und der Adorf-Bänderschiefer möglich. Aussagen über die relative Position der Profile zu vulkanischen und hydrothermalen Zentren können gemacht werden.

Die mächtigen Flinz-Schichten zwischen den Hauptförderzentren wurden sehr wahrscheinlich nicht in tiefen Spezialbecken zwischen den vulkanischen Schwellen sedimentiert. Vielmehr liefern die geochemischen und sedimentologischen Daten Hinweise auf postvulkanische Grabenbildung, wobei die Einsenkung dieser ENE verlaufenden submarinen Rinnen durch die vorwiegend turbiditische Sedimentation kompensiert wurde.

Kupferreiche Pyritmineralisationen entstanden in Schwarzschiefern der Flinz-Schichten in kleinräumigen Stillwasserbecken zwischen den vulkanischen Förderzentren. Eine mögliche Fortsetzung in distale Pb-Zn-Mineralisationen konnte nicht nachgewiesen werden. Bedeutsame Zinkanreicherungen sind aufgrund der niedrigen Durchschnittsgehalte in den Flinzschiefern und -kalken und aufgrund der lokalen paläogeographischen Entwicklung nicht zu erwarten.

Die höchsten Zinkgehalte wurden im Untersuchungsgebiet in den Oberen Tentakulitenschiefern festgestellt. Wahrscheinlich führte die den Vulkanismus begleitende Hydrothermentätigkeit zur Anreicherung ursprünglich durch klastische Schüttung angelieferter, geringer Metallgehalte in den Sedimenten unter den vulkanischen Decken.

Weiträumige, ausgeprägte Manganhalos in den euxinischen Sedimenten in Flinzfazies stehen in ursächlichem Zusammenhang mit der Entstehung der exhalativen Roteisenvererzungen der vulkanischen Zentren.

Danksagung

Den Herren A. SEIDL (Starnberg) und W. FUCHS (Sonthofen) danke ich für die großartige Zusammenarbeit während der Prospektion im Rheinischen Schiefergebirge. Der Geschäftsführung der Gelsenberg AG/Deutsche BP Mineralien (Kassel) ist für die Erlaubnis zu danken, die geochemischen und paläogeographischen Ergebnisse der Prospektion im Raum Adorf veröffentlichen zu dürfen. Herr Dr. J. KULIK (Wiesbaden) gab die Anregung zu dieser Datenkompilation. Herrn Dr. A. SCHNEIDER (Göttingen) danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Ein Glückauf! an alle, die unsere Prospektionsarbeit durch ihr freundliches Entgegenkommen unterstützt haben.

4. Schriftenverzeichnis

- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalk-Sattel (Ostsauerland). – Diss. Univ. Gießen, Kurzfassung, 31 S., 9 Abb., 1 Kt.; Gießen.
- BOTTKE, H. (1962): Der Roteisenstein des östlichen Sauerlandes und seine Beziehung zur Stratigraphie und Fazies des Oberen Givets und der Adorf-Stufe. – *Roemeriana*, **6**: 15–96, 13 Abb., 6 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- (1965): Die exhalativ-sedimentären devonischen Roteisensteinlagerstätten des Ostsauerlandes. – *Beih. geol. Jb.*, **63**: 147 S., 27 Abb., 19 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- (1977): Die geologischen Grundlagen und die bergwirtschaftliche Bedeutung des Roteisensteinbergbaus im Kreis Waldeck-Frankenberg und in den daran angrenzenden Gebieten. – *Geschichtsbl. Waldeck*, **66**: 7–99, 21 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Korbach.
- (1978): Zur faziesgebundenen Tektonik der Briloner Scholle (Ostsauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 141–151, 3 Abb.; Hannover.
- (1979): Lagerstätten. – *Erl. geol. Kt. Hessen 1*: 25000, Bl. 4618 Adorf: 56–75, 5 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- & POLYSOS, N. (1982): Die Altenbürener Störungszone und der nördliche Teil der Briloner Scholle im tektonischen Photolineationsmuster des nördlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Abh. Hessen*, **82**: 50 S., 21 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- CRAIG, H. (1969): Geochemistry and origin of the Red Sea brines. – In: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea* (Hrsg. DEGENS, E. T., & ROSS, D. A.): 208–242; New York (Springer).
- DORNSIEPEN, U. F. (1980): Zur Geochemie der Pyroklastika im Bereich des Meggener Lagers. – *Berliner geowiss. Abh.*, **A 19** (Alfred-Wegener-Symposium): 38–41, 2 Abb.; 1 Tab.; Berlin.
- EDER, F. W. (1975): Riffe und Riff-detritogene Plattenkalke. – *Ber. Sonderforschungsber.* **48**, Projektber. A, Stoffbestand und Tektogenese der variszischen Geosynkline: 117–143, 7 Abb.; Göttingen.
- ENGEL, W., FRANKE, W., & SADLER, P. M. (1983): Devonian and Carboniferous Limestone-Turbidites of the Rheinische Schiefergebirge and Their Tectonic Significance. – In: *Intracontinental Fold Belts*: 93–124, 13 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- GWOSDZ, W., & KREBS, W. (1977): Manganese halo surrounding Meggen ore deposit, Germany. – *Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B*, **86**: B73–B77, 2 Abb.; 2 Tab.; London.
- HERRMANN, A. G. WEDEPOHL, K. H. (1970): Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variszischen Geosynkline in Nordwestdeutschland. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **29**: 255–274, 4 Abb., 6 Tab.; Heidelberg (Springer).

- HODGSON, C. J., & LYDON, J. W. (1977): Geological setting of volcanogenic massive sulphide deposits and active hydrothermal systems: some implications for exploration. – *Can. Inst. Min. Metall. Bull.*, 95–106.
- KEGEL, W. (1933): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **317**: Nr. 3044, Bl. Gladenbach, 28 S.; Berlin.
- KOCH, U. (1983): Conodontenstratigraphische Untersuchungen an 3 Bohrungen zur Festlegung der Mitteldevon/Oberdevon-Grenze in den Flinz-Schichten (Raum Adorf-Sudeck, Östliches Rheinisches Schiefergebirge). – Unveröff. Dipl.-Arb. geol. Inst. Univ. Münster, 77 S., 11 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Münster.
- KREBS, W. (1971): Devonian reef limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: *Sedimentology of parts of Central Europa*, Guidebook (Hrsg. MÜLLER, G.), VIII Int. Sediment. Congr. Heidelberg: 45–81, 32 Abb., 4 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1978): Moderne Suchmethoden auf Buntmetalle im Mitteleuropäischen Grundgebirge. – Zum geologischen Rahmen schichtgebundener Sulfid-Baryt-Lagerstätten. – *Erdöl u. Kohle*, **31**: 125–139; Hamburg.
- (1979): Devonian Basinal Facies. – *Spec. Pap. Palaeontol.* **23**: 125–139, 6 Abb.; 4 Tab.
- LAMBERT, I. B. (1976): The McArthur River zinc-lead-silver deposit: features, metallogenesis and comparisons with some other stratiform ores. – In: WOLF, K. H. (Hrsg.): *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits: 535–585*, 16 Abb., 2 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
- LARGE, D. (1980): Geological Parameters Associated with Sediment-Hosted Submarine Exhalative Pb-Zn Deposits: An Empirical Model for Mineral Exploration. – *Geol. Jb.*, **D 40**: 59–129, 18 Abb., 11 Tab.; Hannover.
- LOTZ, H. (1907a): Nutzbare Lagerstätten. – *Erl. geol. Kt. Preußen und benachb. Bundesst. Lfg.* **101**: Bl. Oberscheld, (Gradabt. 68, Bl. No. 13): 51–127, 15 Abb.; Berlin.
- (1907b): Die nutzbaren Lagerstätten. – *Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesst. Lfg.* **101**, Bl. Dillenburg (Gradabt. 67, Bl. No. 18): 56–119, 17 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- MAYNARD, J. B. (1983): *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. – 305 S., 149 Abb.; New York–Heidelberg–Berlin (Springer).
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentationsbecken. – *Dev. Sedimentol.*, **3**: Turbidites: 156–191, 5 Abb.; 1 Tab., 3 Taf.; Amsterdam–London–New York (Elsevier).
- (1971): Clastic Sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the River Rhine. – In: *Sedimentology of parts of Central Europe*, Guidebook (Hrsg. MÜLLER, G.) VIII Int. Sediment. Congr. Heidelberg: 9–43, 19 Abb.; Frankfurt a. M.
- PAECKELMANN, W. (1936): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. – Lfg. **341**, Bl. 2659 Brilon, 67 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4618 Adorf, 2. Aufl., 127 S., 11 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1979): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4618 Adorf, 2. Aufl.; Wiesbaden.
- PILGER, A., & WEISSER, D. (1965): Die Barytgänge der Grube Dreislar im östlichen Sauerland. – *Erzmetall*, **18**: 327–334, 12 Abb.; 1 Tab.; Stuttgart.
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **16**: 83 S., 2 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- RUSSELL, M. J. (1974): Manganese halo surrounding the Tynagh ore deposit, Ireland – a preliminary note. – *Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B*, **83**: B65–66; London.
- (1975): Lithochemical environment of the Tynagh base metal deposit, Ireland, and its bearing on ore deposition. – *Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B*, **84**: 128–133; London.
- SCHAEFFER, R. (im Druck): Synsedimentär-stratiforme Pyriterze des Givet im Raum Brilon (Nordost-Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb.*, **D**, Hannover.
- SCHRIEL, W. (1954): Der Briloner Galmei-Distrikt. – *Z. dt. geol. Ges.*, **106**: 308–349, 7 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- SCHULZ-DOBRICK, B., & WEDEPOHL, K. H. (1983): The Chemical Composition of Sedimentary Deposits in the Rhenohercynian Belt of Central Europe. In: *Intracontinental Fold Belts: 211–229*, 2 Abb., 7 Tab.; Berlin–Heidelberg (Springer).

- SPEETZEN, E., STREBIN, M., & BISCHOFF, L. (1982): Der Nensten-Quarzit, ein turbiditisches Beckensediment im oberen Mitteldevon des Ostsauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 37–65, 7 Abb.; 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- WEDEPOHL, K. H., MEYER, K., & MUECKE, G. K. (1983): Chemical Composition and Genetic Relations of Meta-Volcanic Rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany: – In: Intracontinental Fold Belts: 231–256, 7 Abb. 8 Tab.; Berlin–Heidelberg (Springer).
- WERNER, W. (in Vorbereitung): Die epigenetische Markasit-Schwefel-Zinkblende-Vererzung „Altenbüren“. – Geol. Jb., **D**; Hannover.

Manuskript eingegangen am 25. 11. 1985

Diagenese und Anchimetamorphose aufgrund von Conodontenfarbe (CAI) und „Illit-Kristallinität“ (IC)

Methodische Untersuchungen und Daten zum Oberdevon und Unterkarbon der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge)

Von

WERNER BUGGISCH*

Kurzfassung: Die Bestimmungen der Metamorphosebedingungen in der Dillmulde anhand mineralfazieller Daten und der Inkohlung der Conodonten ergaben unterschiedliche, z. T. schwer deutbare Ergebnisse. Da die ermittelten Daten sehr stark vom methodischen Vorgehen abhängen, wird zunächst auf die Methodik des Color Alteration Index (CAI) bei Conodonten und auf die Probenaufbereitung zur Bestimmung der Illit-Kristallinität eingegangen; besonders wird die Auswirkung des Mahlprozesses, des Einsatzes von Säuren und von Ultraschall und der Einfluß der Dicke von Sedimentationspräparaten auf die „Illit-Kristallinität“ (IC) diskutiert.

Die oberdevonischen Sedimente haben – bei relativ großer Streuung der Daten – eine anchimetamorphe Überprägung erfahren. Die Schichten des Unterkarbons haben dagegen die Grenze Diagenese/Metamorphose noch nicht überschritten. Deshalb ist – über die Autometasomatose der Vulkanite hinaus – entweder mit einem sehr hohen synorogenen Wärmegradienten oder mit einer Aufheizung im cuII zu rechnen, die durch Intrusivdiabase bewirkt worden sein könnte.

[Diagenesis and Anchi-Metamorphism based on conodont colour (CAI) and “crystallinity” of illite. Methodical investigations and data of the Upper Devonian and Mississippian of the Dill-Syncline (Rheinisches Schiefergebirge)]

Abstract: Based on mineral facies and coalification of conodonts the determination of the range of metamorphism resulted in scattered puzzling data. At first, the method of the Color Alteration Index (CAI) of conodonts and the preparation of the samples for the determination of the illite crystallinity was examined by critically analyzing the dependence of data on the analytical method; especially the influence of the type of the grinder and the time of grinding, the use of acids and ultrasonics, and the influence of the thickness of sedimentation slides on the illite crystallinity are discussed.

Although the data are scattered they imply that the range of metamorphism corresponds to the anchizone for the Upper Devonian sediments. The Mississippian sediments did never exceed the stage of diagenesis. In addition to the autometasomatosis of the volcanic rocks, it might be anticipated that the Upper Devonian rocks were affected either by a regional metamorphism with high heat flow during the orogeny or by a heating as a result of the intrusions of diabas during the cuII.

* Prof. Dr. W. BUGGISCH, Geologisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, 8520 Erlangen.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	182
2.	Methodik	182
2.1.	„Inkohlung“ von Conodonten	182
2.2.	„Illit-Kristallinität“ (IC)	183
3.	Daten aus der Dillmulde	188
3.1.	Conodont Alteration Index	188
3.2.	„Illit-Kristallinität“	193
3.3.	Vergleich von IC und CAI	193
4.	Diskussion	195
5.	Schriftenverzeichnis	198

1. Einleitung

Seit den Arbeiten von WEAVER (1960), KUBLER (1967, 1968) und WEBER (1972 a, b) ist die „Kristallinität“ des Illits (IC) als Maß für den Grad der Diagenese und Anchimetamorphose verwendet worden (zusammenfassende Darstellung s. KISCH 1983a, b). Im Gegensatz zu den fazieskritischen Indexmineralien ist Illit in fast allen Sedimenten vorhanden, und die „Kristallinität“ ist röntgenographisch leicht zu ermitteln. Problematisch ist die Abhängigkeit der Methode von der Probenaufbereitung.

Die Verwendung des Inkohlungsgrades zur Bestimmung der Anchimetamorphose aufgrund von Reflexionsmessungen am Vitrinit ist seit der Arbeit von TEICHMÜLLER (1952) bekannt. Der Nachteil der Methode liegt in der relativ aufwendigen Präparation der Proben. 1977 haben EPSTEIN et al. in Feldproben und durch Laborversuche gezeigt, daß sich parallel zur Inkohlung die Farbe von Conodonten mit steigender Temperatur ändert. Conodonten sind – im Gegensatz zum Vitrinit – in altpaläozoischen marinen Karbonaten häufig und leicht zu gewinnen, der „Color Alteration Index“ der Conodonten (CAI) ist leicht zu bestimmen.

Im folgenden werden Daten der IC und des CAI aus der Dillmulde und Lahnmulde diskutiert. Als Material standen neben eigenen Proben das Darmstädter Belegmaterial der Arbeiten von KREBS (1960a, 1960b, 1966, 1968a), KREBS & RABIEN (1964) und das Belegmaterial des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zur Verfügung (Bestimmungslisten zur Stratigraphie in BUGGISCH et al. 1978, 1980, 1981, 1983, 1986). Wegen der Abhängigkeit der gewonnenen Daten von den Präparations- und Meßmethoden soll zunächst auf die Methodik eingegangen werden.

2. Methodik

2.1. „Inkohlung“ von Conodonten

Die Veränderung der Conodontenfarbe – „Conodont Color Alteration“ – und ihre Verwendung als geologisches Thermometer in Studien zur Metamorphose und Strukturgeologie ist bei EPSTEIN et al. (1977) ausführlich beschrieben und in Farbtafeln dargestellt. Die daraus abgeleitete Scala, der „Color Alteration Index“ (CAI), unterscheidet 8 verschiedene Stufen, von blaßgelb über braun, schwarz, grau, opak-weiß bis zu kristallklar. Der CAI wird im Durchlicht oder auf weißer, reflektierender Unterlage durch Farbvergleich mit den Tafeln aus EPSTEIN et al. (1977) oder besser durch Vergleich mit Standardpräparaten ermittelt. Die Conodontenfarbe hängt nicht vom geologischen Alter ab, sondern ist ausschließlich auf die thermische Beanspruchung – Temperatur und Dauer der Einwirkung –

zurückzuführen. Aufgrund von Laborversuchen konnten EPSTEIN et al. den CAI unmittelbar mit Temperaturbereichen korrelieren.

Folgende Schwierigkeiten treten bei der Ermittlung des CAI auf:

1. Sind Conodonten an der Sedimentoberfläche längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt, verlieren sie ihre Eigenfarbe durch Oxidation der organischen Substanz. Ein zu hoher Wert, vergleichbar mit CAI 7, wird vorgetäuscht. Dieser Effekt ist besonders häufig bei kondensierten (Tiefschwellen-)Profilen und bei „Geisterfaunen“ (KREBS 1964) mit aufgearbeiteten älteren Conodonten zu beobachten.
2. Unsanfte Behandlung bei der Probenaufbereitung, wie Verwendung von Monochloressigsäure oder Wasserstoffperoxid, führt zu ähnlichen Oxidationserscheinungen, die besonders ausgeprägt sind, wenn die Lösungen längere Zeit auf die Conodonten einwirken konnten. Da das für die vorliegende Arbeit ausgewertete Material z. T. aus älteren Sammlungen stammt, ist entsprechende Vorsicht geboten. Besonders augenfällig ist die Oxidation durch unsanfte Behandlung bei Proben, die von Bergbaubetrieben aufbereitet wurden.

Die unter 1. und 2. genannte Oxidation macht es oft schwierig, zwischen CAI 4 und 6 zu unterscheiden, da häufig nicht klar entschieden werden kann, ob der Conodont noch nicht so weit inkohlt ist, daß er völlig schwarz ist, oder ob er bereits wieder durch höhere Temperatureinwirkung aufhellt.

Zusätzlich zur Farbveränderung der Conodonten beginnt in der höheren Anchizone bis zur Grünschieferfazies der Apatit, der die Conodonten aufbaut, in zunehmendem Maße umzukristallisieren.

2.2. „Illit-Kristallinität“ (IC)

Die „Kristallinität“ des Illits wird seit KUBLER (1967) mit einem Röntgendiffraktometer durch die Messung der Breite des (001) Peaks auf halber Peakhöhe bestimmt. Als Maß wurde die Halbwertsbreite in mm bei definierten Meßbedingungen, die dimensionslose relative Halbwertsbreite „Hb_{rel}“ in % (WEBER, 1972b) als Quotient der Halbwertsbreite in mm des Illitpeaks (001) und des ersten Quarzpeaks (100) oder die Halbwertsbreite als Differenz der Winkelwerte für Cu K α angegeben (in Relation zu Standard-Präparaten). Alle Maße werden nicht nur von der Kristallitgröße, sondern auch von zahlreichen anderen Faktoren beeinflußt, die nicht unmittelbar etwas mit der Kristallinität zu tun haben. Daher wird in Anlehnung an KISCH (1983a) der Begriff in Anführungszeichen gesetzt.

Zur Bestimmung der IC muß eine Reihe von Kompromissen bei der Herstellung der Präparate eingegangen werden, die das Ergebnis nachdrücklich beeinflussen. Während die Mehrzahl der Autoren die Gesteinsproben zerkleinert und Sedimentationspräparate der Fraktion μm benutzt, verwenden WEBER (1972a, b) und in TEICHMÜLLER et al. (1979) und KISCH (1980) auch die Fraktion 2–6 μm . Ferner wurde die IC in Anschliffen – meist parallel zur Schieferung – gemessen (WEBER 1972b, OFFLER & PRENDERGAST 1985). Je nach Präparationsmethode ergeben sich unterschiedliche IC-Werte, die bis um den Faktor 2 voneinander abweichen können. Sicher haben alle Autoren, die sich ernsthaft mit der Bestimmung der IC beschäftigt haben, Untersuchungen zur Methodik angestellt. Leider sind diese Ergebnisse selten publiziert worden.

Messungen an Anschliffen wurden nur selten veröffentlicht. Dabei ist der präparative Eingriff und damit die Präparation als Fehlerquelle in diesem Fall am geringsten. Anschliffe werden meist parallel zur Schieferung angefertigt, da die Textur einen starken Basisreflex erwarten läßt und da in dieser Richtung vorwiegend mit authigenen Illiten zu rechnen ist. Die IC, die an Anschliffen ermittelt wurde, weicht meist von der an Sedimentationspräparaten ermittelten ab.

WEBER (1972b) beobachtete, daß in Präparaten der Fraktion 2–6 μm und in dünnen Präparaten der Fraktion $2\mu\text{m}$ die Übereinstimmung zwischen Anschliffen und Sedimentationspräparaten recht gut ist. Je schlechter die „Kristallinität“ ist, desto stärker weicht die gröbere Fraktion in Richtung besserer, die feinere Fraktion (dünne Präparate) in Richtung schlechterer „Kristallinitäten“ ab. Dicke Sedimentationspräparate (WEBER 1972b, TEICHMÜLLER et al. (1979) ergeben immer schlechtere „Kristallinitäten“ als Anschliffe. WEBER führt diese Unterschiede in erster Linie auf eine Korngrößenabhängigkeit der IC, eventuell auch auf Peakverbreiterung bei sehr kleinen Korngrößen zurück.

Auch OFFLER & PRENDERGAST (1985) stellten fest, daß in der Mehrzahl „Kristallinitäten“ aus Sedimentationspräparaten der Fraktion $2\mu\text{m}$ schlechter sind als aus Anschliffen. Sie machen

allerdings keine Angaben zur Präparatdicke. Als mögliche Erklärung führen sie auf, daß in Schieferrn und Phylliten wegen der größeren Permeabilität in P-Domänen Hellglimmer dort besser kristallisieren als in Q-Domänen.

Nachteile der Ermittlung der IC aus Anschliffen sind:

- daß keine bestimmte Kornfraktion, sondern das Gesamtgestein gemessen wird, so daß eventuell detritische und authigene Glimmer gemessen werden,
- daß gute Basis-Peaks nur bei Paralleltexur der Illite (z. B. durch Schieferung) erwartet werden können,
- daß die IC richtungsabhängig ermittelt wird.

Gerade der letzte Punkt könnte bei richtiger Deutung jedoch auch neue Aspekte eröffnen; so könnte z. B. an orientierten Anschliffen die Richtungsabhängigkeit der IC geprüft werden und somit eine Antwort auf die Frage gefunden werden, inwieweit Durchbewegung die IC verbessert oder nicht (SCHRAMM 1981, FREY 1969, 1970). Die gute Übereinstimmung der Daten aus Anschliffen und Sedimentationspräparaten aus der höheren Anchizone bis zur Grünschieferfazies sprechen dafür, in diesem Bereich die IC der Pelite und Metapelite aus schieferungsparallelen Anschliffen zu ermitteln.

Alle anderen Präparationsmethoden erfordern für Gesteine ein Aufmahlen der Proben mit dem Ziel, möglichst nahe an die originale Korngrößenverteilung heranzukommen. ZIEGLER (1981) konnte für keramische Pulver und Tonerdeverbindungen zeigen, daß längeres Mahlen zu Gitterbaufehlern und schließlich z. T. zu einer Amorphisierung führt. Sowohl Gitterbaufehler als auch starke Kornverkleinerung führen zur Verbreiterung der Röntgenlinien. Daher sind sich alle Autoren einig, die Proben zur Bestimmung der IC schonend wie möglich aufzumahlen.

Die Anwendung von Ultraschall wird von einigen Autoren empfohlen (KRUMM 1984, MERRIMAN & ROBERTS 1985), von anderen wird davor gewarnt (z. B. WEBER in TEICHMÜLLER et al. 1979). Zur Zerstörung der organischen Substanz wird H_2O_2 eingesetzt (KISCH 1980).

Karbonate werden mit Ameisensäure (KRUMM 1984), Essigsäure, schwacher Salzsäure (WEBER 1972b, KISCH 1980) oder Calgonit gelöst. Mit der Auswirkung von Säuren zur Isolierung von Tonmineralien aus Karbonaten hat sich u. a. OSTROM (1961) befaßt. Als Dispersionsmittel werden Ammoniak (WEBER 1972b), Calgonit (MERRIMAN & ROBERTS 1985), Metaphosphat oder nur dest. Wasser verwendet.

Auch durch die Art der Anfertigung der Sedimentationspräparate wird die IC beeinflusst. Schon 1972 (a, b) wies WEBER darauf hin, daß die IC von der Dicke der Präparate abhängt. Dies wird durch seine Tab. 12 (in TEICHMÜLLER et al. 1979) eindrucksvoll bestätigt. WEBER führte die Unterschiede auf Korngrößeneffekte zurück. KRUMM (1984) machte dagegen die „Belegungsdichte“ für die Verschlechterung der IC verantwortlich. Er arbeitet daher mit einer Belegungsdichte von 1 mg/cm^2 . MERRIMAN & ROBERTS (1985) verwendeten „smears“ anstelle von Sedimentationspräparaten. So konnten sie Korngrößentrennungen in der eindunstenden Suspension vermeiden.

Um die präparativen Fehler zu überprüfen, wurden eigene Versuche durchgeführt. Als Proben wurden ein stark durchbewegter Metapelite mit ausgeprägter Schieferung aus dem Nord-Victoria-Land/Antarktis (Millen Schist, Probe NVL) und ein Kalk aus der Prümer Mulde/Rheinisches Schiefergebirge (Ooser Plattenkalk, Probe Oos) ausgewählt. Der relativ hohe Metamorphosegrad (beginnende Grünschieferfazies) wird für die Probe NVL durch Quarzrekristallisation belegt, das Stadium der Diagenese ist dagegen im Ooser Plattenkalk nach der Conodontenfarbe (CAI 1,5) noch nicht überschritten. Zum Vergleich stellte dankenswerterweise Prof. FREY (Basel) eine Eichprobe ($IC_{0,225} \pm 0,004 \Delta 2\theta \text{ CuK}\alpha$) zur Verfügung, die auf dem in Erlangen verwendeten Gerät und unter den unten angegebenen Bedingungen eine IC von $0,20_2 \Delta 2\theta \text{ CuK}\alpha$ ergab. Eine Korrektur nach der Eichprobe erfolgt nicht; die IC Werte werden entweder als $\Delta 2\theta$ oder als relative Halbwertsbreite (Hb_{rel}) bezogen auf Quarz (100) mit einer Hb von $0,14_7 \Delta 2\theta$ angegeben.

Für die nachfolgenden Untersuchungen wurden Anschliffe, Pulverpräparate und Sedimentationspräparate hergestellt. Die Proben wurden unter folgenden Bedingungen gemessen: Röntgengenerator Philips PW 1729, Feinfokusröhre 20 KV, 30 mA. Diffraktometer Philips PW 1840 mit automatischem

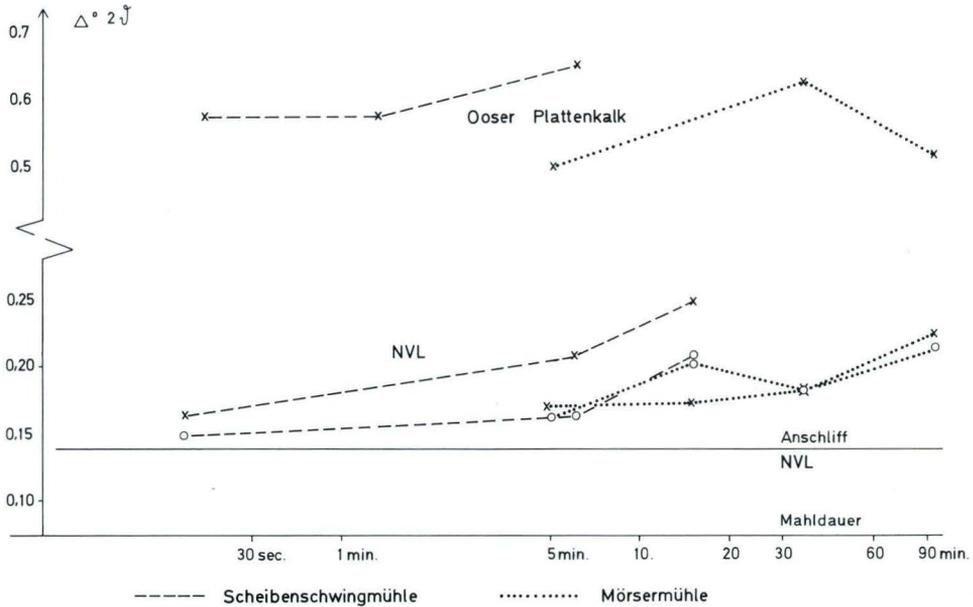


Abb. 1. Abhängigkeit der IC von der verwendeten Mühle und von der Mahldauer. Präparate $<2\ \mu\text{m}$ (Kreuze) und $<4\ \mu\text{m}$ (Kreise).

variablem Divergenzspalt (speed $0,005\ 2\theta/\text{min}$; chart $20\ \text{mm}/2\theta$; range 2×10^3 , 5×10^3 oder 1×10^4 ; T.C. 5 sec; slit 0,2 mm).

Die Auswirkung des Mahlvorgangs ist in Abb. 1 dargestellt. Die Proben Oos und NVL wurden mit verschiedener Mahldauer in einer Scheibenschwingmühle (Fa. Siebtechnik) und in einer Porzellanmörsermühle (Fa. Retsch) aufgemahlen. Es wurden dicke Sedimentationspräparate der Fraktionen $<4\ \mu\text{m}$ und $<2\ \mu\text{m}$ angefertigt. Die aus 8 Anschliffen gemittelte IC der Probe NVL ist als Bezugslinie angegeben.

Für die Probe NVL zeigt sich eine deutliche Verschlechterung der IC bei längerer Mahldauer. Die Scheibenschwingmühle zerstört die Probe sehr rasch, die Fraktion $<2\ \mu\text{m}$ ist deutlich schlechter „kristallisiert“ als die Fraktion $<4\ \mu\text{m}$. Nach einer Mahldauer von 30 min in der Scheibenschwingmühle waren die Ton- und Glimmerminerale amorphisiert (Abb. 2c). Der Unterschied in der IC zwischen den beiden Fraktionen ist nicht primär, sondern wurde durch den Mahlvorgang erzeugt und bei längerer Mahldauer verstärkt. In Proben, die mit der Mörsermühle gemahlen wurden, tritt eine deutliche Verschlechterung der IC erst bei wesentlich längerer Mahldauer in Erscheinung, der Unterschied zwischen den Fraktionen ist nicht so ausgeprägt.

Die Probe Oos wurde gemahlen, bevor das Karbonat mit 0,1 n HCl gelöst wurde. Die Wirkung der Mühlen auf die IC ist relativ zu anderen Fehlerquellen bei der Präparation unbedeutend; doch auch hier führte eine Mahldauer von 30 min in der Scheibenschwingmühle zur Amorphisierung.

Die Ultraschall-Behandlung von 30 sec bis zu 15 min hatte bei keiner der Proben einen direkten Einfluß auf die IC.

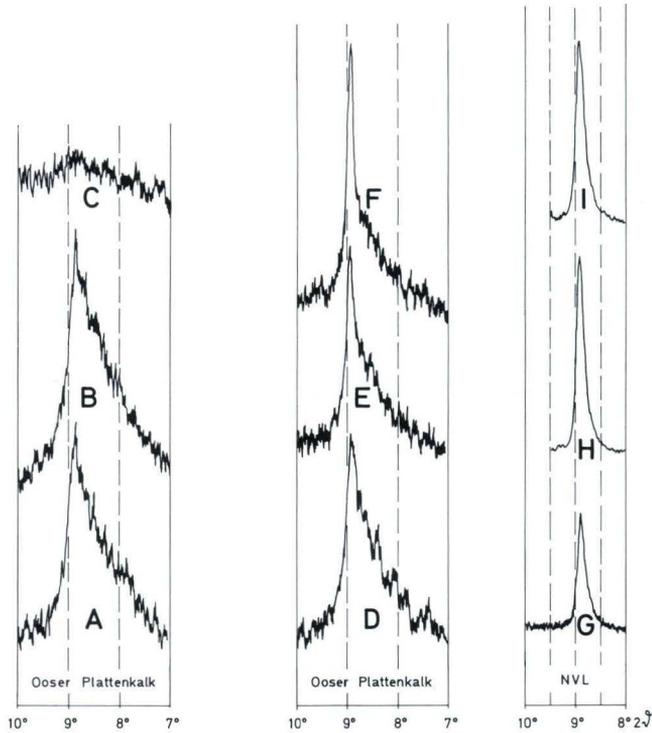


Abb. 2. Veränderung des Röntgenpeaks in Abhängigkeit von der Probenbehandlung. A: 20 sec Scheibenschwingmühle, 0,1 n HCl; B: 5 min Scheibenschwingmühle, 0,1 n HCl; C: 30 min. Scheibenschwingmühle, 0,1 n HCl; D: 5 min Mörsermühle, 0,1 n HCl; E: 5 min Mörsermühle, 3%ige HCl; F: 5 min Mörsermühle, 10%ige HCl. G: 5 min Mörsermühle, H: 5 min Mörsermühle, 3%ige HCl, I: 5 min Mörsermühle, 10%ige HCl.

Karbonat muß in der Regel vor der Anfertigung von Sedimentationspräparaten entfernt werden. Hierzu wurde die Wirkung von Säuren auf die IC getestet (Abb. 2). Dabei wurden die Proben 24 h mit 0,1 n HCl, 1 n HCl, 3 n HCl und 10%iger Essigsäure behandelt. In der karbonatfreien Probe NVL änderte sich unabhängig von der Art der einwirkenden Säure und der gewählten Fraktion die IC nicht (Abb. 2: G-I). Bei der Probe Oos machte sich schon die Einwirkung von 0,1 n HCl bemerkbar, nachdem das Karbonat zunächst entfernt war. Mit zunehmender Säurestärke werden die Mixed-layer-Anteile zerstört, so daß ein sehr schlanker Peak übrigbleibt (Abb. 2: F). Zu vergleichbaren Ergebnissen kommen OSTROM (1961) und KISCH (1980), die zeigen konnten, daß durch Zufügen von K- oder Mg-Lösungen die ursprüngliche Peakform weitgehend wiederhergestellt werden konnte.

Wie frühere Arbeiten gezeigt haben, ergeben „dicke“ Präparate schlechtere „Kristallinitäten“ als „dünne“ (WEBER 1972b, TEICHMÜLLER et al. 1979, KRUMM 1984). Um den Einfluß der Präparatdicke zu überprüfen, wurde eine Verdünnungsreihe der Probe NVL angefertigt. Dazu wurden ca. 2 g der 5 min in der Mörsermühle gemahlene Probe mit 20 ml

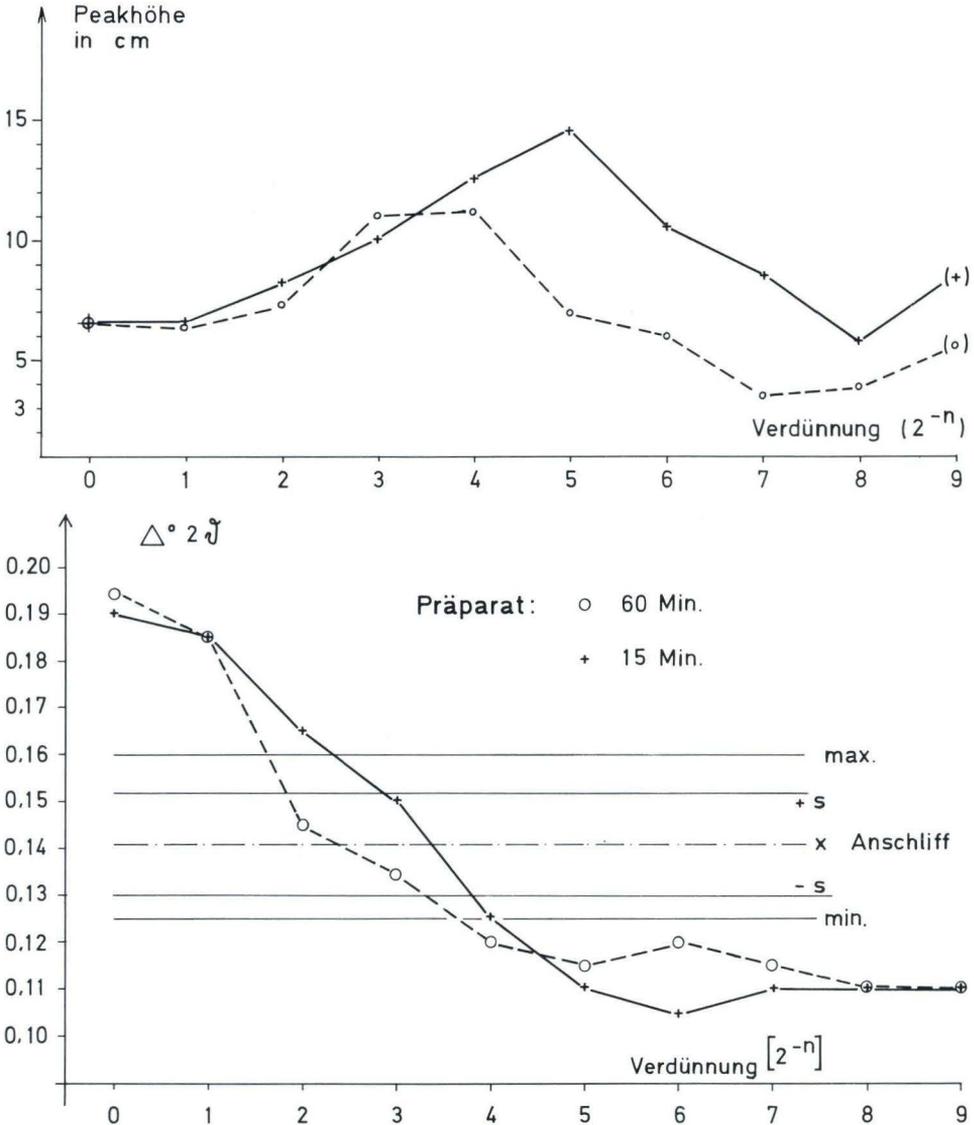


Abb. 3: Abhängigkeit der Peakhöhe und der IC von der Präparatdicke im Vergleich zu Messungen an schieferungsparallelen Anschliffen (s = Standardabweichung, max. und min. sind größte und kleinste Meßwerte bei 8 Messungen). Präparate $< 4\mu\text{m}$ (Kreuze) und $< 2\mu\text{m}$ (Kreise).

0,01 n Ammoniak in einem kleinen Glasröhrchen aufgeschüttelt, wobei die Suspension sofort mit 0,01 n Ammoniak auf jeweils die Hälfte weiterverdünnt wurde. Aus dem obersten Zentimeter der etwa 5 cm hohen Suspensionssäule wurde nach 15 bzw. 60 min mit einer Pipette soviel Suspension entnommen, wie auf ein Dünnschliffgläschen ($4,8 \times 2,8$ cm) ohne Überlaufen aufgebracht werden konnte. Nach dem Eindunsten der 0,01 n Ammoniaklösung

konnten die so gewonnenen Sedimentationspräparate geröntgt werden. Das Ergebnis ist in Abb. 3 dargestellt; zum Vergleich wurde die IC aus 8 Anschliffen der Probe NVL sowie deren Standardabweichung (s) und maximale und minimale Abweichung vom Mittelwert eingezeichnet.

Mit zunehmender Verdünnung wächst die Peakhöhe zunächst an, was auf eine Verbesserung der Textur zurückzuführen ist. Danach fällt die Peakhöhe wieder ab, weil nicht mehr die ganze Meßfläche (und -tiefe) mit Illit belegt ist (der scheinbare Anstieg bei 2^{-9} ist präparationsbedingt). Bei der feineren Fraktion wird das Maximum schon bei geringerer Verdünnung erreicht, da nach 60 min Sedimentationszeit im Glasröhrchen im obersten Zentimeter weniger Material in Suspension bleibt als nach 15 min.

Auch die IC ändert sich. Zunächst ist die „Kristallinität“ wesentlich schlechter als die im Anschliff ermittelte. Mit zunehmender Verdünnung wird die IC besser, um schließlich etwa gleichzubleiben. Der Endwert wird ungefähr ab der Verdünnung erreicht, bei der die höchste Peakhöhe gemessen wird. Entsprechend verbessert sich die IC bei Präparaten, die nach 60 min gefertigt wurden, eher als bei der gröberen Fraktion (15 min). Daß die gemessene IC im vorliegenden Fall nicht von der Korngröße abhängig ist, wird dadurch verdeutlicht, daß Präparate beider Fraktionen bei ausreichender Verdünnung annähernd gleiche Werte ergeben.

Im Idealfall sollte nach dem Gesagten die IC in feinkörnigen Peliten und Metapeliten an schieferungsparallelen Anschliffen oder an dünnen Sedimentationspräparaten nach möglichst schonender Aufbereitung ermittelt werden. Bei fehlender Schieferung oder zu niedrigen Illitgehalten müssen die Phyllosilikate in Sedimentationspräparaten angereichert werden. Zu vorsichtiges Aufbereiten führt dort zu Fehlern, wo detritische und authigene Glimmer und Illite gemeinsam auftreten. In diesem Fall muß versucht werden, die feinerkörnigen Neubildungen von den Altkörnern zu trennen (s. SCHRAMM & ZEIDLER 1982).

So wurden aus den Kulmtonschiefern und Kulmgrauwacken der Dillmulde, die nach dem CAI das Stadium der Diagenese nie überschritten hatten, bei sehr kurzer Mahldauer und ohne Aufwendung von Ultraschall zu gute IC-Werte bestimmt; eine Übereinstimmung zwischen CAI und IC konnte hier nur bei Präparaten $\ll 2\mu\text{m}$ und Ultraschallbehandlung erreicht werden. Im Regelfall wird daher die Bestimmung der IC mehr oder weniger vom Bearbeiter beeinflußt werden. Trotz allem ist die IC bei statistischer Auswertung eine sehr brauchbare und bewährte Methode, um den Grad der sehr schwachen bis schwachen Metamorphose abzuschätzen, wenn man die möglichen Fehlerquellen kennt und solange man die Methode nicht unkritisch anwendet.

Die im folgenden angegebenen IC-Werte wurden – wegen der Vergleichbarkeit mit Literaturdaten – an dicken Sedimentationspräparaten der Fraktion $<2\mu\text{m}$ ermittelt.

3. Daten aus der Dillmulde

3.1. Conodont Alteration Index

Die Conodontenfarbe verschiedener Proben aus Profilen der Dillmulde – und zum Vergleich einiger Proben aus der Lahnmulde – ist abhängig vom stratigraphischen Alter in

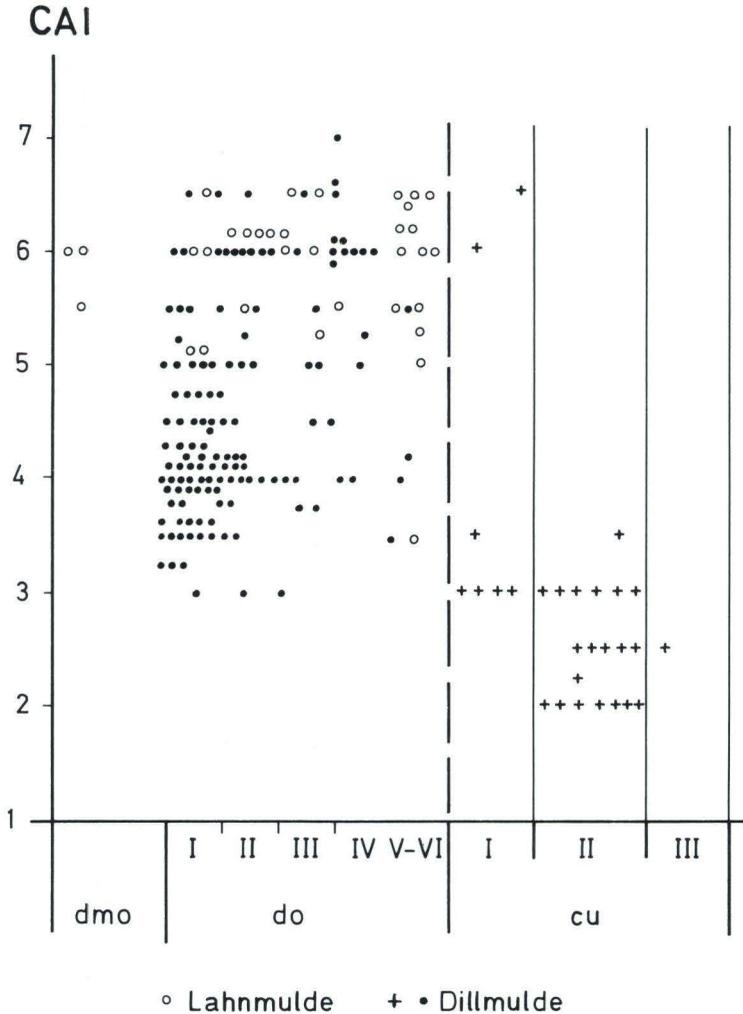
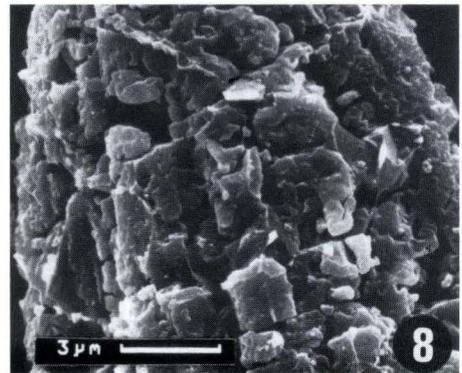
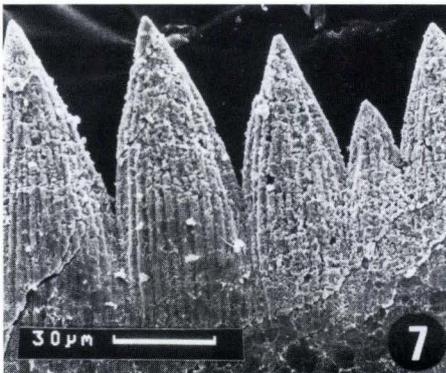
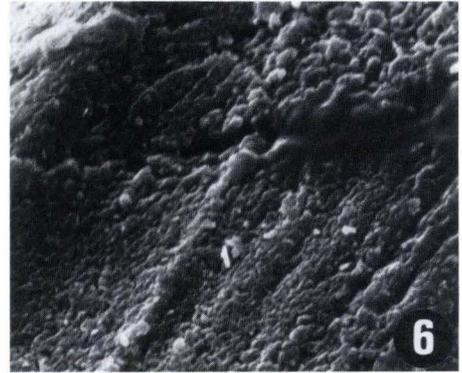
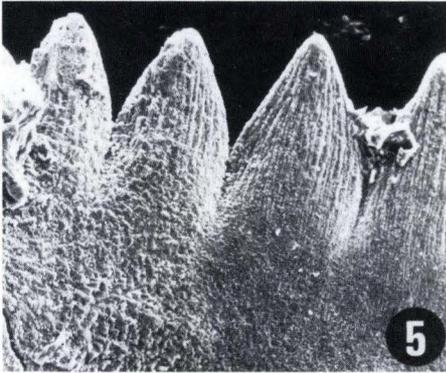
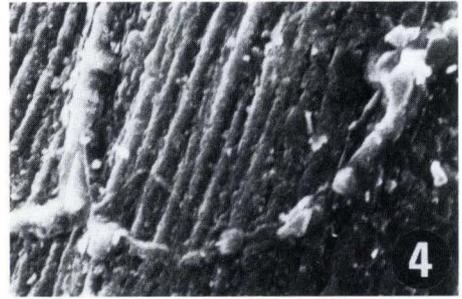
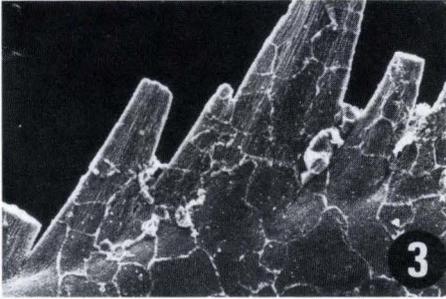


Abb. 4. CAI-Werte in Abhängigkeit vom stratigraphischen Alter.

Abb. 4 dargestellt. Dabei wurde – EPSTEIN et al. (1977) folgend – der Wert der jeweils am geringsten inkohlten Conodonten als CAI einer Probe angegeben.

Die CAI-Werte streuen im Oberdevon sehr stark und reichen von 3–7. Sehr hohe Werte gehen auf Kontaktmetamorphose an Diabasen zurück. Dies ist besonders in den geringmächtigen Profilen der ehemaligen Roteisengrube Königszug (KREBS 1960b) zu beobachten. Generell ist der Grad des CAI weniger von der stratigraphischen Stellung innerhalb des Oberdevons als von der lokalen Position des Profils abhängig. Ein regionaler Trend innerhalb der Dillmulde ließ sich nicht erkennen. Die Proben der Lahnmulde sind vorwiegend etwas stärker inkohlt (CAI 5–6,5) als die der Dillmulde.



Im Unterkarbon der Dillmulde ändern sich die Verhältnisse unvermittelt. CAI-Werte von 6–6,5 werden nur im direkten Kontakt zum hangenden Deckdiabas beobachtet. Alle übrigen Kalke, die als Erdbacher Kalk unter dem Deckdiabas oder als Zwickelfüllung zwischen den Pillows gefunden werden, sind mit CAI-Werten von 2 bis höchstens 3,5 deutlich schwächer inkohlt.

Parallel zur Veränderung der Conodontenfarbe werden Conodonten im Zuge der Diagenese und Metamorphose korrodiert, und der Apatit kristallisiert um (EPSTEIN et al. 1977, SCHÖNLAUB 1979). In Taf. 1 und 2 sind oberdevonische und unterkarbonische Conodonten aus der Prümer Mulde (Eifel) und aus der Dillmulde abgebildet. Inkohlungs-messungen am Vitrinit aus oberdevonischen Schichten der Prümer Mulde (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1979) ergaben eine maximale Reflexion von 0,6%, was dem Übergang Braunkohle/Steinkohle entspricht. Sie leiteten daraus eine maximale Überdeckung von < 1000 m ab, was bei einem niedrigen geothermischen Gradienten von 2,8–3,7°C/100 m (ONCKEN 1984) einer maximalen Temperatur von << 50°C entspricht. Eigene Bestimmungen ergaben für den Ooser Plattenkalk folgende Werte: CAI 1,5; IC \approx 500 Hb_{rel}. Entsprechend sind die Conodonten aus dem Ooser Plattenkalk kaum korrodiert und umkristallisiert (Taf. 1 Fig. 1,2; Taf. 2 Fig. 1,2).

Conodonten aus Zwickelfüllungen im höchsten Deckdiabas bei Herbornseelbach (BUG-GISCH et al. 1981) mit einem CAI = 2 und einer IC des Sedimentes von ca. 500 Hb_{rel} sind ebenfalls nur schwach umkristallisiert (Taf. 1 Fig. 3–6) aber unterschiedlich korrodiert. Deutlicher treten die beiden Effekte in einer Probe aus dem Erdbacher Kalk (aufgelassener Stbr. SW Erdbach) in Erscheinung (CAI 3–4, IC \approx 275 Hb_{rel}, Taf. 1 Fig. 7, 8). Neukristallisation von Apatit mit Kristalliten, die weit größer als die ursprünglichen des Conodonten sind, kann an Plattform- und Asttypen der *veliefer-* bis *styriacus*-Zone (*trachytera-* bis *posterea*-Zone) im Gemeindesteinbruch Eibach (CAI 4) beobachtet werden (Taf. 2 Fig. 3–6).

Tafel 1

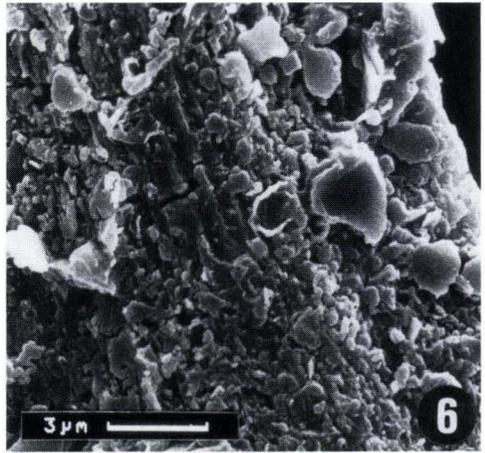
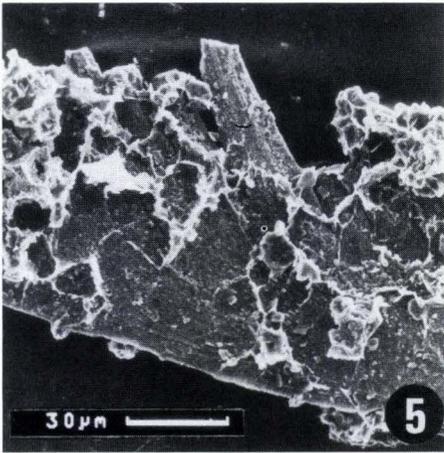
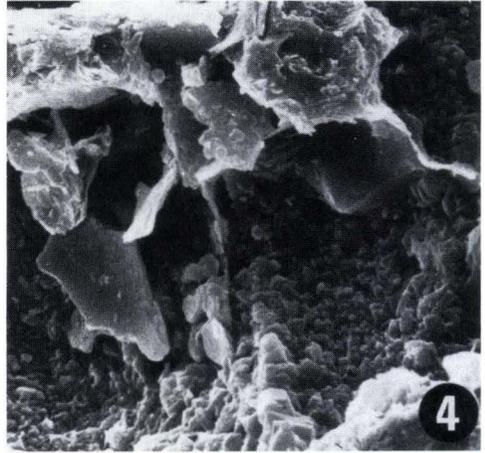
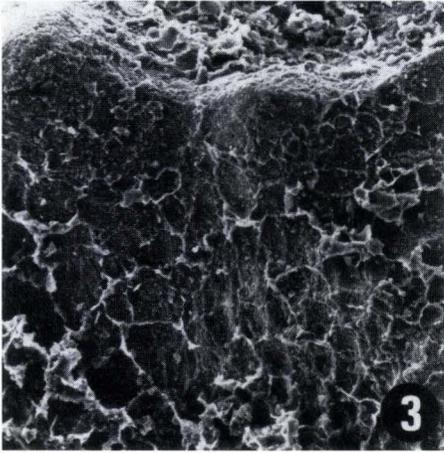
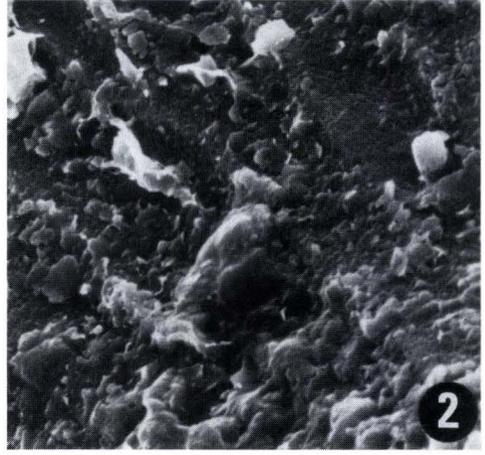
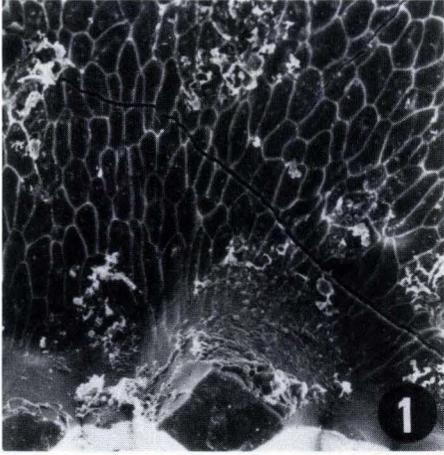
Korrosion und Umkristallisation des Apatits an Conodonten

Fig. 1, 2. Kaum umkristallisierter Conodont (Asttyp) aus dem Ooser Plattenkalk (Adorf-Stufe, Prümer Mulde).

Fig. 3, 4. Wenig umkristallisierter Conodont (Asttyp); Zwickelfüllung vom Top des Deckdiabases, Herbornseelbach, Cu II/III Dillmulde.

Fig. 5, 6. *Gnathodus* sp., Fundpunkt wie Fig. 3,4.

Fig. 7, 8. „*Gnathodus*“ sp. aus dem Erdbacher Kalk (cuII), ehemaliger Steinbruch bei Erdbach, Dillmulde.



3.2. „Illit-Kristallinität“

Die IC für Proben aus dem „Marmorbruch“ bei Langenaubach, aus dem Rinckenbachtal, aus der Umgebung von Herborn sowie aus der nördlichen Lahnmulde (E Ulm im Ulmbachtal) ist in Abb. 5 dargestellt. Die Zuordnung der Hb_{rel} zur Epizone, Anchizone und Diagenese folgt dem Vorschlag von TEICHMÜLLER et al. (1979).

Die Werte aus dem hohen Mitteldevon und Oberdevon bewegen sich – in Übereinstimmung mit den Angaben von ARENDT et al. (1983) – zwischen 150 und 330 Hb_{rel} und fallen damit alle in die Anchizone, wobei vielleicht in Abhängigkeit vom stratigraphischen Alter ein ganz schwach ansteigender Trend herausgelesen werden kann. Die Hb_{rel} der unterkarbonischen Proben streut sehr stark. Kalke unter oder aus dem Deckdiabas reichen von 200–670 Hb_{rel} und damit von der tiefen Anchizone bis in den Bereich der Diagenese; die Werte aus den Kulmtonschiefern und -grauwacken liegen enger beieinander und fallen in den Grenzbereich Anchizone/Diagenese. Doch gerade die Bestimmung der IC aus den Kulmtonschiefern und -grauwacken ist sehr stark von der Aufbereitung der Präparate (s. o.) abhängig.

Die Neubildung von Illiten ist in diesen Schichten gering, eine Schieferung ist nicht oder nur sehr schwach ausgeprägt. Eine völlige Trennung von umgelagerten und neugebildeten Glimmern kann daher kaum erreicht werden; die Meßwerte dürften daher weniger zuverlässig sein als die aus Karbonaten ermittelten und eventuell zu hohe „Metamorphose“ vortäuschen.

3.3. Vergleich von IC und CAI

Für Proben, aus denen sowohl der CAI als auch die IC bestimmt werden konnten, wurden die beiden Parameter in Abb. 6 gegenübergestellt. Da die Skala des CAI empirisch ist und auch für die IC eine lineare Abhängigkeit von der Temperatur nicht angenommen werden kann, erscheint die Berechnung eines Korrelationskoeffizienten nicht sinnvoll. Dennoch zeigt sich eine befriedigende Übereinstimmung der beiden Meßmethoden. Alle (devonischen) Proben, die eine hohe Inkohlung (CAI 5–7) aufweisen, fallen auch nach der IC in den Bereich der Anchizone. Wählt man die Hb_{rel} von 350 als Grenze zwischen Diagenese und Anchizone, dann liegen fast alle Punkte für Proben des Unterkarbons nach beiden

Tafel 2

Korrosion und Umkristallisation des Apatits an Conodonten

Fig. 1, 2. *Palmatolepis* sp., Ooser Plattenkalk, Adorf-Stufe, Prümer Mulde.

Fig. 3, 4. *Palmatolepis* sp., Gemeindesteinbruch Eibach, *velifer-* bis *styriacus-*(*trachytera-* bis *posterea-*) Zone, Dillmulde.

Fig. 5, 6. Stark umkristallisierter Conodont (Asttyp), Fundpunkt und Alter wie Fig. 3, 4.

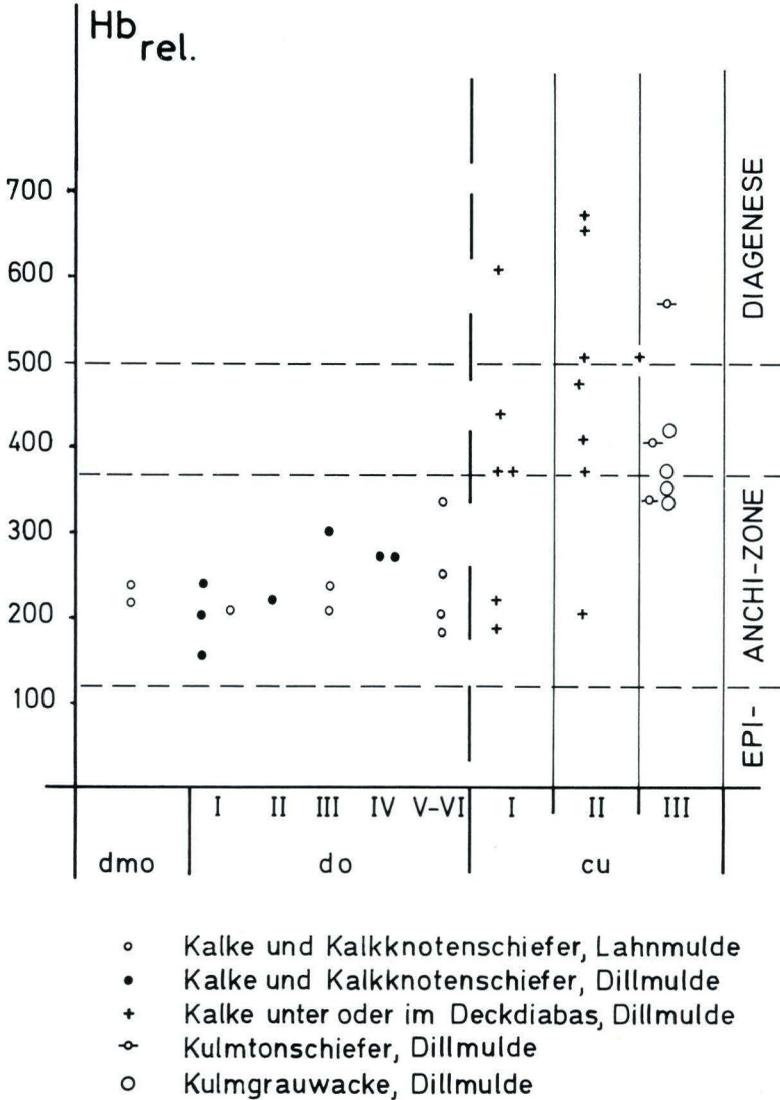


Abb. 5. IC in Abhängigkeit vom stratigraphischen Alter.

Meßverfahren in einem Temperaturbereich < 200°C. Abweichungen, d. h. niedrige CAI-Werte bei guter IC, dürften auf unterschiedliche Reaktionsgeschwindigkeiten für beide Parameter in der Kontaktmetamorphose von Kalken zurückzuführen sein (nach TEICHMÜLLER et al. 1979 eilt jedoch bei einer Temperatureinwirkung von 1-2 Ma die Inkohlung, ermittelt durch die Reflexion des Vitrinites, der IC voraus).

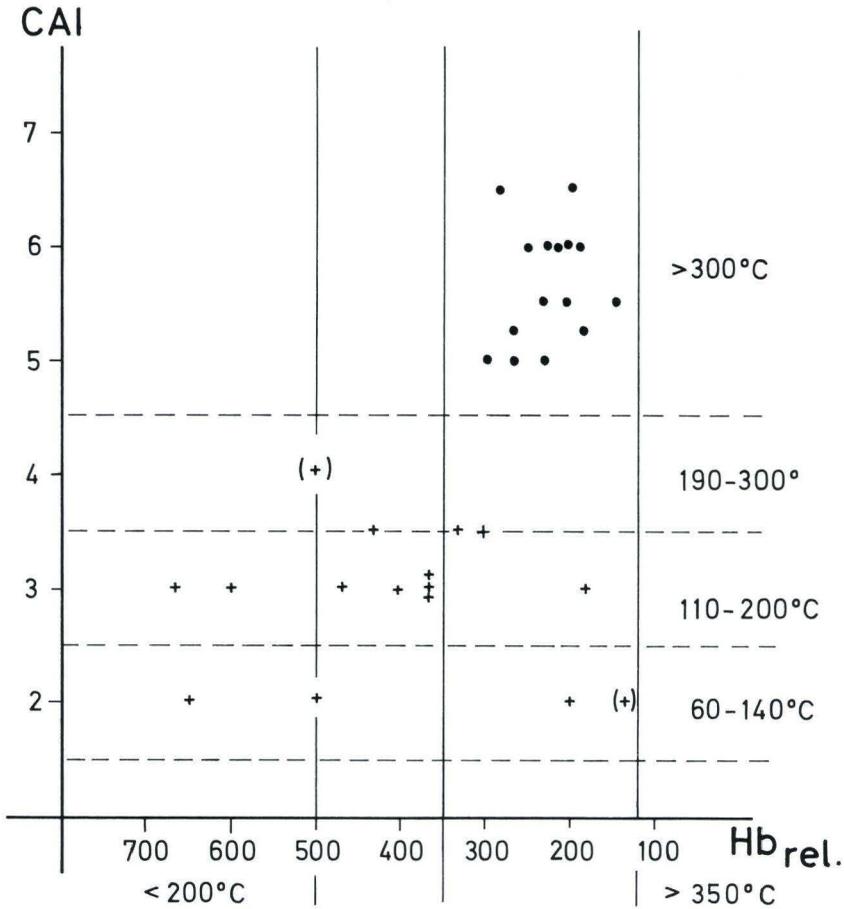


Abb. 6. Vergleich von IC und CAI. Punkte: oberdevonische Proben, + unterkarbonische Proben, (+) schwache Illitpeaks (daher unsicher). Temperaturangaben für CAI nach EPSTEIN et al. (1977) und für IC nach TEICHMÜLLER et al. (1979).

4. Diskussion

MEISL (1970) erwähnt in unterdevonischen Porphyroiden der Dillmulde das wahrscheinliche Auftreten von Pyrophyllit und wies im mitteldevonischen Schalstein der Lahnmulde Pumpellyit nach. Er hielt eine niedrigtemperierte Metamorphose entsprechend der Lammontit-Prehnit-Quarz-Fazies für wahrscheinlich.

HENTSCHEL & LIPPERT (in LIPPERT et al. 1970) sprachen sogar davon, daß die variskische Orogenese dem Schalstein in der Dillmulde „eine leichte Metamorphose der Grünschieferfazies aufgeprägt“ hat. Im Gegensatz dazu beschrieb HENTSCHEL (in LIPPERT et al. 1970: 342) Prehnit, Analcim und gelegentlich Pumpellyit als Umwandlungsprodukte von Feldspäten in grobkörnigen Intrusivdiabasen in Schichten des Mitteldevons; Prehnit, Analcim sowie

geringe Mengen von Epidot, Klinozoisit und Pumpellyit kommen bei grobophitischem Gefüge in Zwickeln vor und wurden von HENTSCHEL einem autohydrothermalen Stadium zugeschrieben. Eine ähnliche Mineralfazies ist nach HENTSCHEL (in LIPPERT et al. 1970: 362 und 375) in Zwickeln des unterkarbonischen Deckdiabases und in damit altersgleichen Intrusivdiabasen zu erwarten, wo er die Ausscheidungsfolge Chlorit → Prehnit, Analcim, Pumpellyit, Klinozoisit und Epidot → Zeolithe → Calcit (aus einem Spätstadium der Gesteinserstarrung) annahm.

Das häufige Auftreten von Analcim bei überschüssigem SiO_2 macht wahrscheinlich, daß die Reaktionstemperatur von 180°C für Analcim + Quarz → Albit (LIU et al. 1985) für das Gesamtgestein während der „Metamorphose“ nicht langfristig überschritten wurde.

WEDEPOHL et al. (1983: 235) nahmen aufgrund von Mineralparagenesen maximale Metamorphosetemperaturen bis 350°C für die Spilite des Lahn-Dill-Gebietes und des Sauerlandes an. WEBER & BEHR (1983: 445) forderten für die meisten Teile des Schiefergebirges eine „Niedrigdruck/Hochtemperatur“-Metamorphose mit Temperaturen um $200\text{--}300^\circ\text{C}$.

Eigenen Untersuchungen ergaben aufgrund der IC (Abb. 5) für die oberdevonischen Sedimente der Dillmulde „Metamorphose“-Temperaturen zwischen 200 und 350°C (Korrelation IC/Temperatur nach TEICHMÜLLER et al. 1979) und aufgrund des CAI (Abb. 4) einen Temperaturbereich von 150°C bis $\gg 300^\circ\text{C}$ mit einer Häufung zwischen 190 und 300°C (Korrelation von CAI/Temperatur nach EPSTEIN et al. 1977).

Die unterkarbonischen Sedimente haben nach der IC dagegen teilweise oder überwiegend – je nach Definition der Grenzziehung bei $H_{\text{rel}} 350$ oder 500 – die Grenze Diagenese/Metamorphose noch nicht überschritten ($T < 200^\circ\text{C}$). Die geringen CAI-Werte einiger Proben sprechen sogar dafür, daß diese nicht über $60\text{--}140^\circ\text{C}$ aufgeheizt worden sind.

Oberdevonische und unterkarbonische Schichten weisen demnach eine deutlich unterschiedliche „Metamorphose“ auf, wobei vorläufig offenbleiben muß, ob der Übergang kontinuierlich oder sprunghaft ist. Entsprechend ist die Schieferung in den oberdevonischen Rotschiefern gut entwickelt und in den Kulmtonschiefern nur schwach angedeutet.

Nach WEDEPOHL et al. (1983: 251) sind die ocean-ridge-type Tholeiite der Lahn-Dill-Mulde von Teilschmelzen im Mantel bei Drücken um $10\text{--}15$ kb und Temperaturen um 1300°C abzuleiten. Daraus läßt sich ein geothermischer Gradient von $30\text{--}45^\circ\text{C}/\text{km}$ bis in den Oberen Mantel errechnen. WEBER & BEHR (1983) vermutete sogar lokal einen Gradienten von $60\text{--}100^\circ\text{C}/\text{km}$ im Rhenoherynikum. Selbst bei einem so hohen Gradienten reichen die maximalen Mächtigkeiten [Deckdiabas bis 500 m, Oberdevon (dao-dw) bis 250 m, Dillenburg Schichten bis 200 m; nach RABIEN in LIPPERT et al. 1970] der Gesteinseinheiten in der Dillmulde nicht aus, die unterschiedlichen Metamorphosetemperaturen der oberdevonischen und unterkarbonischen Schichten zu erklären, auch wenn man berücksichtigt, daß die oberdevonische Sedimentfolge durch zahlreiche schichtparallele Intrusivdiabase stark aufgebläht sein kann. Ein noch höherer Wärmefluß stünde auch nicht im Einklang mit den Beobachtungen von ONCKEN (1984), daß im Rheinischen Schiefergebirge Mulden im allgemeinen einen niedrigeren thermischen Gradienten aufweisen als Sättel.

Zum einen dürften die Widersprüche dadurch zu erklären sein, daß die Temperaturangaben von verschiedenen Autoren stammen und aufgrund verschiedener, nicht direkt miteinander vergleichbarer Parameter ermittelt wurden. Zum anderen ist auch der Zeitpunkt der „Metamorphose“ umstritten.

MEISL (1970), HENTSCHEL (in LIPPERT et al. 1970) und WEDEPOHL et al. (1983) wiesen auf den autohydrothermalen Charakter der Umwandlungen in den Vulkaniten und Subvulkaniten hin. Besonders WEDEPOHL et al. betonten, daß – entsprechend zu Rezentbeobachtungen – die Metasomatose der Vulkanite unmittelbar nach der Eruption (oder Subeffusion) und nicht erst während der Orogenese erfolgte und daß die Spilitisierung im Zusammenhang mit der Roteisenstein-Bildung zu sehen sei.

Gegen eine präorogene Metamorphose sprechen:

- die Datierung eines Tuffes aus der Eifel-Stufe von Bl. 5215 Dillenburg, der nach AHRENDT et al. (1983: Tab. 2) ein Metamorphosealter von 314 ± 10 Ma aufweist;
- die syntektonische Rekristallisation der Phyllosilikate in den Peliten (BEHR & WEBER 1983: 446).

Am ehesten lassen sich die regional und stratigraphisch unterschiedlichen Metamorphoseverhältnisse in der Dillmulde erklären, wenn man mehrere „Metamorphosen“ annimmt:

1. Höchste Temperaturen (bis 300–350°C) wurden während der autohydrothermalen Umwandlung unmittelbar nach der Förderung der Vulkanite (Givet–Adorf und *Pericyclus*-Stufe) erreicht, die nur in der unmittelbaren Kontaktzone der Intrusivdiabase überschritten wurden.
2. Alle geologischen Geländebefunde sprechen gegen eine Deformation oder eine Regionalmetamorphose an der Grenze Devon/Karbon (KREBS 1968b).
3. Während die Kalke im Kontakt zum Deckdiabas (Erdbacher Kalk und Zwickelfüllungen im Deckdiabas aus Förderpausen) kaum höhere CAI-Werte aufweisen, könnte die große Menge der Intrusivdiabase in der oberdevonischen Schichtenfolge, die den Anteil an Schiefen gelegentlich übersteigen, zu einer lokal stark variierenden Aufheizung und Inkohlung der Conodonten geführt haben.
4. Die Regionalmetamorphose muß im wesentlichen präkinematisch gewesen sein, da der CAI und die IC einer Probe vorwiegend vom stratigraphischen Alter und nicht von der tektonischen Position (Lage der Probe in einer bestimmten Schuppe) bestimmt werden. Dies ist allerdings kaum in Einklang zu bringen mit einer synkinematischen Kristallisation im Sinne von BEHR & WEBER (1983).

Die „Metamorphose“ hat mindestens im unterkarbonischen Stockwerk nicht mehr das Diagenesestadium überschritten. Sollte die Regionalmetamorphose die prägende Metamorphose in der Dillmulde gewesen sein, müßte mit einem sehr hohen Wärmefluß gerechnet werden, um die oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimente so unterschiedlich aufzuheizen. Möglicherweise liegen auch die angenommenen Temperaturen zu hoch; immerhin ist, außer in der Metamorphosen Südzone des Taunus, eine Quarzrekristallisation, die nach VOLL (1976) bei 290°C beginnt, im rechtsrheinischen Schiefergebirge – trotz starker Deformation in Teilgebieten – nicht beobachtet worden (BEHR & WEBER 1983).

Dank: Das Hessische Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, und das Geologisch-Paläontologische Institut der TH Darmstadt stellten dankenswerterweise das oben genannte Belegmaterial zur Verfügung. Für ihre Diskussionsbereitschaft danke ich den Herren Dr. W. von Gosen und Prof. Dr. Kuzel, Institut für Geologie und Mineralogie, Universität Erlangen.

5. Schriftenverzeichnis

- AHRENT, H., CLAUER, N., HUNZIKER J. C., & WEBER, K. (1983): Migration of Folding and Metamorphism in the Rheinisches Schiefergebirge Deduced from K-Ar and Rb-Sr Age Determinations. – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. (eds.): *Introcontinental Fold Belts*: 323–338, 5 Abb.; Berlin (Springer).
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **62**: 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- RABIEN, A., & HÜHNER G. (1978): Biostratigraphische Parallelisierung und Faziesvergleich von oberdevonischen Becken- und Schwellen-Profilen E Dillenburg (Conodonten- und Ostacoden-Chronologie, Oberdevon I–V, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen-106*: 53–115, 9 Abb., 12 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- – (1980): Das Oberdevon im Rinkenbach-Tal S Oberscheld (Conodonten- und Ostacoden-Stratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **108**: 43–94, 5 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.
- – (1981): Zum Alter des unterkarbonischen Deckdiabases (Effusiv-Diabas) bei Oberscheld (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **109**: 37–55, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- – (1983): Stratigraphie und Fazies des kondensierten Oberdevon-Profiles „Diana“ nördlich Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, hohes Mitteldevon bis tiefes Unterkarbon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 93–153, 10 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- – (1986): Stratigraphie und Fazies von Oberdevon/Unterkarbon-Profilen im Steinbruch „Beuerbach“ bei Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge, Blatt 5216 Oberscheld). – *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 5–60, 12 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. B., & HARRIS L. D. (1977): Conodont color alteration – an index to organic metamorphism. – *Geol. Surv. Prof. Paper*, **995**: 27 S., 20 Abb.; Washington D. C.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet (Veränderungen tonig-mergeliger Gesteine vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone). – *Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F.*, **137**: 161 S., 51 Abb., 49 Taf.; Bern.
- (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. – *Sedimentology*, **15**: 261–279, 10 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- KISCH, H. J. (1980): Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jamtland Supergroup, Central Scandinavian Caledonides, Western Sweden: illite crystallinity and „vitrinite“ reflectance. – *J. geol. Soc. London*, **137**: 271–288, 7 Abb.; London.
- (1983a): Mineralogy and Petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. – In: LARSEN, G., & CHILINGAR, G. V. (eds.): *Developments in Sedimentology*, **25B**: 289–493, 43 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- (1983b): Mineralogy and petrology of burial diagenesis and incipient metamorphism in clastic rocks – Literature published since 1976. – In: LARSEN, G., & CHILINGAR G. V. (eds.): *Development in Sedimentology*, **25B**: 513–541; Amsterdam (Elsevier).
- KREBS, W. (1960a): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **88**: 216–242, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1960b): Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **33**: 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden.
- (1964): Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. – *Senck. lèth.*, **45**: 245–284, 2 Abb., 5 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). – *Abh. senckenb. naturforsch. Ges.*, **511**: 5–105, 18 Abb., 3 Tab., 13 Taf.; Frankfurt a. M.

- (1968a): Die Lagerungsverhältnisse des Erdbacher Kalkes (Unterkarbon II) bei Langenaubach-Breitscheid (Rheinisches Schiefergebirge). – Geotekt. Forsch., **28**: 72–103, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1968b): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherynkium. – Geotekt. Forsch., **28**: 1–71, 9 Abb.; Stuttgart.
- & RABIEN, A. (1964): Zur Biostratigraphie und Fazies der Adorf-Stufe bei Donsbach (Conodonten- und Ostracoden-Chronologie, Oberdevon I, Rheinisches Schiefergebirge, Dillmulde). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 75–119, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge – ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. – Geol. Rdsch., **73**: 223–257, 13 Abb.; Stuttgart.
- KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme. – In: Colloque Etages Tectoniques. A la Baconnière: 105–122, 12 Abb.; Neuchatel.
- (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. – Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A., **2** (2): 385–397, 4 Abb.; Pau.
- LIU, J. G., MARUYAMA, S. & CHO, M. (1985): Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in low-grade metamorphism. – Mineral. Mag., **49**: 321–333, 7 Abb., 3 Tab.; London.
- LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H., & RABIEN, A. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl., Wiesbaden.
- MEISL, S. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese–Metamorphose. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **57**: 93 S., 70 Abb., 2 Tab., Wiesbaden.
- MERRIMAN, R. J., & ROBERTS, B. (1985): A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales. – Mineral. Mag., **49**: 305–319, 8 Abb., 3 Tab.; London.
- OFFLER, R., & PRENDERGAST, E. (1985): Significance of illite crystallinity and b_0 values of K-white mica in low-grade metamorphic rocks, North Hill End Synclinorium, New South Wales, Australia. – Mineral. Mag., **49**: 357–364, 9 Abb.; London.
- ONCKEN, O. (1984): Zusammenhänge in der Strukturgenese des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Rdsch., **73**: 619–649, 10 Abb.; Stuttgart.
- OSTROM, M. E. (1961): Separation of clay minerals from carbonate rocks by using acid. – J. Sed. Petr., **31** (1): 123–129, 2 Tab.; Tulsa/Okl.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. geol. B.-Anst., **33**: 124 S., 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Wien.
- SCHRAMM, J. M. (1981): Über den Einfluß der Verwitterung auf die Illitkristallinität. – Karinthin, **84**: 238–249, 5 Abb.; Klagenfurt.
- & ZEIDLER, K. (1982): Über die Metamorphose klastischer und karbonatischer Triasgesteine des Blühnbachtales (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Jber. 1981 Hochschulschwerpunkt., **515**: 71–78, 2 Abb.; Leoben.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1952): Zur Fazies und Metamorphose der „Kohlen“ im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **103**: 219–232; Hannover.
- – (1979): Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung der Nord-Süd-Zone der Eifel. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **27**: 323–355, 6 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- – & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **27**: 201–276, 31 Abb., 15 Tab.; Krefeld.
- VOLL G. (1976): Recrystallisation of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **56**: 641–647; Bern.
- WEAVER, C. E. (1960): Possible use of clay minerals in the search for oil. – Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., **44**: 1505–1518, 3 Abb., 3 Tab.; Tulsa/Okl.
- WEBER, K. (1972a): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **141**: 332–363, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1972b): Notes on determination of illite crystallinity. – N. Jb. Mineral., Mh. **1972** (6): 267–276, 5 Abb.; Stuttgart.

- & BEHR, H.-J. (1983): Geodynamic Interpretation of the Mid-European Variscides. – In MARTIN, H., & EDER, F. W. (eds): Intracontinental Fold Belts: 427–469, 9 Abb., 1 Taf.; Berlin (Springer).
- WEDEPOHL, K. H., MEYER, K., & MUECKE, G. K. (1983): Chemical Composition and Genetic Relations of MetaVolcanic Rocks. – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. (eds). Intracontinental Fold Belts: 231–256, 7 Abb.; Berlin (Springer).
- ZIEGLER, G. (1981): Strukturelle Änderungen beim Mahlen von Aluminiumoxidpulvern. – KERAM Z., **33** (10): 602–605, 6 Abb., 1 Tab.; Freiburg.

Manuskript eingegangen am 29. 1. 1986

Isotopische Datierung des Pikrits von Sechshelden nach der K/Ar-Methode – ein Beitrag zur Altersstellung des variscischen Magmatismus im Rheinischen Schiefergebirge

Von

DIETER FRIEDRICH MERTZ*

Kurzfassung: Die GK 25 Hessen, Bl. 5215 Dillenburg verzeichnet NW Sechshelden einen pikritischen Lagergang, der bislang, zusammen mit anderen Pikrit-Vorkommen dieser Region, einer magmatischen Periode während des Givet-Adorfs zugerechnet wurde. K/Ar-Altersbestimmungen an Hornblende aus dem Pikrit ergeben hingegen ein frühunterkarbonisches Alter. Aufgrund der hohen Schließungstemperatur für Ar blieb die Altersinformation der Hornblende trotz post-intrusiver Metamorphosevorgänge (Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies) konserviert. Pikritbildende magmatische Ereignisse während des Mitteldevons können somit im Bereich der Dill-Mulde nicht bestätigt werden.

[K/Ar age determination on the picrite of Sechshelden – a contribution to the stratigraphic position of Hercynian magmatism in the Rhenish Mountains]

Abstract: Picritic sills intruded into Middle Devonian sediments of the Dill syncline (Rhenish Mountains) are regarded to belong to a Givetian/Adorfian magmatic phase. K/Ar age determinations on hornblende of a picrite NW of Sechshelden on the geological map of Dillenburg (GK 5215) reveal an early Lower Carboniferous age however. This age information has been preserved despite metamorphic overprinting (pumpellyite-prehnite-quartz facies) during Hercynian orogenesis due to the high closure temperature of hornblende for Ar. Thus, geochronological determinations do not support picritic intrusive processes during the Givetian/Adorfian phase.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	201
2. Petrographie, Chemismus, Genese	202
3. Mineraltrennung, Analyse, Ergebnisse	203
4. Schlußfolgerungen	205
5. Schriftenverzeichnis	206

1. Einleitung

Das Bl. 5215 Dillenburg der GK 25 Hessen (LIPPERT 1970) verzeichnet etwa 300 m NW Sechshelden ein Pikrit-Vorkommen im mitteldevonischen Eifel-Quarzit, das von HENTSCHEL (1970) als Lagergang angesprochen wird.

* Dipl.-Geol. D. F. MERTZ, Laboratorium für Geochronologie der Universität, Im Neuenheimer Feld 234, 6900 Heidelberg.

Ältere petrographische Definitionen klassifizieren Pikrit als holomelanokraten Olivin-Teschenit (TSCHERMAK 1866) oder holomelanokraten Olivin-Basalt (ROSENBUSCH 1908). TRÖGER (1935) bezeichnet ersteren als hypabyssischen Vertreter der Pyroxenit-Familie, letzteren als effusiven Vertreter der Peridotit-Familie. In der neueren petrographischen Literatur (z. B. WILKINSON 1974) wird der Begriff Alkali-Pikrit auf Gesteine bezogen, die eine poikilitische Textur zeigen, modal mehr als 40 % Olivin aufweisen und aus Mg-reichem Olivin, Klinopyroxen, anorthitreichem Plagioklas sowie anteilmäßig wechselnd aus opaken Oxyden, Analcim, kaersutitischem Amphibol und phlogopitischem Biotit aufgebaut sind.

Pikrit-Vorkommen treten in unterschiedlichen geologischen Erscheinungsformen in mitteldevonischen bis unterkarbonischen Sedimenten des Lahn-Dill-Gebietes auf, wodurch ihre untere Altersgrenze definiert ist. In älteren Arbeiten (DOERMER 1902, BRAUNS 1904, KAYSER 1907) wird den Pikrit-Vorkommen in mitteldevonischen Sedimenten ein ebensolches Alter zugesprochen. HENTSCHEL (1970) unterscheidet Pikrite einer frühen magmatischen Givet-Adorf-Phase von einer späteren Unterkarbon-Phase. Die radiometrische Altersbestimmung eines der älteren Abfolge zugeordneten Pikrits bot neben der Kontrolle der geologischen Datierung die Möglichkeit der Überprüfung der Zeitspanne der Platznahme der Pikrite dieser Region. Damit soll ein Beitrag zur Klärung des magmatischen Ablaufs innerhalb der variscischen Gebirgsbildung geliefert werden. Zumal – im Gegensatz zum tertiären und quartären Vulkanismus des rechtsrheinischen Schildes, der geochronologisch gut untersucht ist (z. B. LIPPOLT & TODT 1978, LIPPOLT 1982) – zum variscischen Magmatismus dieses Gebietes keine isotopischen Altersdatierungen vorliegen.

2. Petrographie, Chemismus, Genese

Bei Geländebegehungen konnten reichlich Lesesteine des z. T. sehr frischen, massigen, dunkelgrün bis schwarz gefärbten Gesteins aufgesammelt werden. Dünnschliffuntersuchungen des Pikrits bestätigten ältere Angaben, in denen DOERMER (1902) den Namen „Amphibolpikrit“ geprägt hat. Als Hauptgemengteile des im wesentlichen xenomorphgleichkörnigen Gesteins treten serpentinierter Olivin, Hornblende und Augit auf. Nebengemengteile sind Plagioklas, Biotit und opake Oxyde sowie die Sekundärbildungen Chlorit, Sulfide und Leukoxen. Akzessorisch kommen Apatit und Titanit vor. Im Gefüge entwickelt das Gestein eine besondere Charakteristik: Olivin tritt poikilitisch in Augit und Hornblende auf und wird von Serpentin in Maschenstruktur verdrängt. Verwachsungen verschiedener Hornblende-Varietäten sind typisch (Abb. 1).

Nach der chemischen Analyse von DOERMER (1902) fällt das Gestein in der Klassifikation von DE LA ROCHE et al. (1980) auf die Grenzlinie zwischen dem Feld der pikritischen Effusiva und dem Olivin-Basalt-Feld, ziemlich genau auf die „kritische Linie der SiO₂-Sättigung“.

Die Pikrite des Dill-Gebietes treten im Rahmen einer magmatischen Suite von hauptsächlich Diabasen, Keratophyren, Spiliten und deren pyroklastischen Förderprodukten auf und werden als Komponenten des variscischen Geosynklinal-Magmatismus angesehen (z. B. HENTSCHEL 1961). Geochemisch wurde diese Abfolge von WEDEPOHL et al. (1983) bearbeitet. HENTSCHEL (1956, 1968) sowie VOSSOUGH-ABEDINI & HENTSCHEL (1971) postulieren als Ursache der Entstehung dieser pikritischen Magmen gravitative Kristallisa-

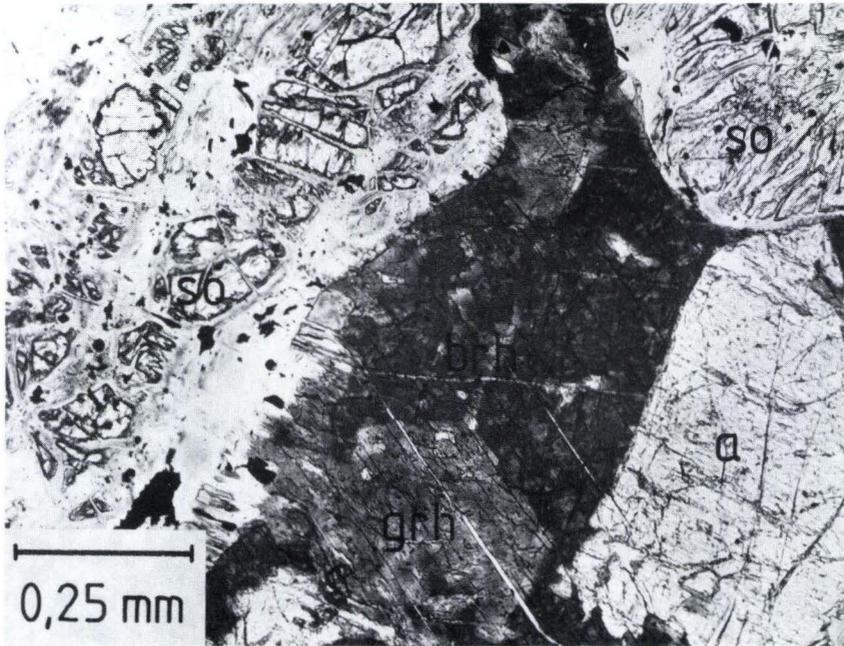


Abb. 1. Schliff Sh 2, Analysator 10°; Dünnschliff des Sechsheldener Pikrits. Der Kernbereich der Hornblende wird von einer grünen Varietät (grh), der äußere Bereich von einer braunen Varietät (brh) gebildet. Verwachsungen mit Augit (a) und maschenartig serpentiniertem Olivin (so).

tionsdifferentiation innerhalb der Abfolge Diabas – Olivindiabas – Pikrit. Pikritische Lagergänge werden als intrusionsfähige Derivate aufgefaßt. Damit liegt zwangsläufig neben dem genetischen auch ein zeitlicher Zusammenhang zwischen Diabas- und Pikrit-Vorkommen nahe.

3. Mineraltrennung, Analyse, Ergebnisse

Neben den hauptsächlich in der K/Ar-Chronometrie verwendeten Mineralien, wie z. B. die verschiedenen Vertreter der Glimmer, stellen auch die Amphibole sehr Ar-retentive Systeme dar, die für isotopische Altersdatierungen verwendet werden können. Der Pikrit von Sechshelden enthält drei verschiedene Amphibol-Typen. Die bei weitem häufigsten Varietäten sind eine grüne und eine braune Hornblende. Sehr selten tritt eine farblose, nach HENTSCHEL (1970) tremolitische Hornblende auf, die von DOERMER (1902) zumindest teilweise als sekundäre Bildung klassifiziert wird. Nach den mikroskopischen Untersuchungen sind die grüne und die braune Varietät sicher als Primärbildungen anzusehen. Durch Dichte- und Magnettrennung und anschließendem Handauslesen wurde ein Meßpräparat in der Korngrößenfraktion 100–200 μm hergestellt, daß zu > 95% aus brauner und grüner Hornblende besteht. Die Kontrolle des Meßpräparates mit Hilfe eines Körnerdünnschliffes

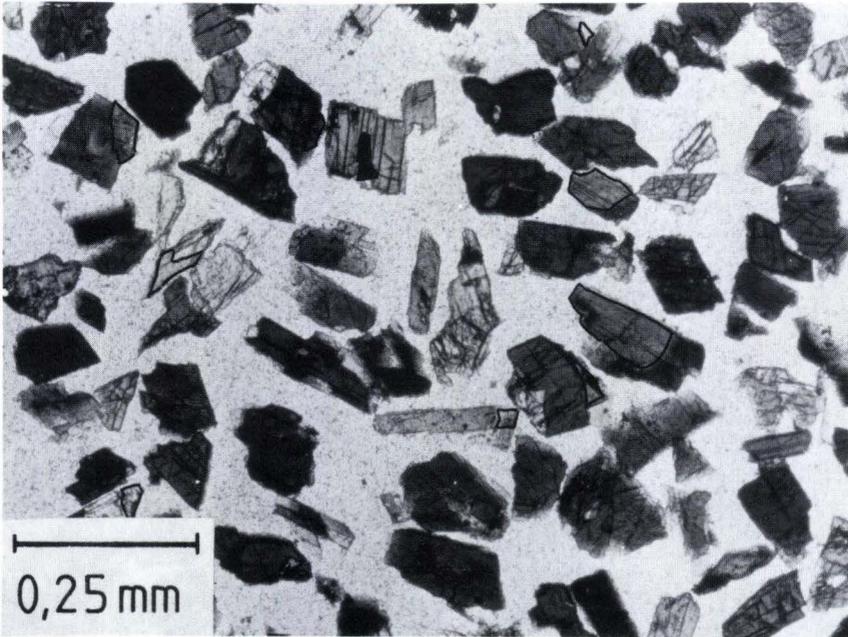


Abb. 2. Schliff Sh 3, Analysator 10°; Dünnschliff des Hornblende-Meßpräparates. Das Konzentrat besteht zu > 95% aus brauner und grüner Hornblende, insgesamt etwa im Verhältnis 12:1. Verwachsungen der grünen Varietät sind gekennzeichnet, die übrigen Körner stellen braune Hornblende dar.

(Abb. 2) zeigt, daß die Verunreinigungen im wesentlichen durch Augit, untergeordnet durch Erz hervorgerufen werden.

Alternativ käme eine Datierung des Pikrits über den Biotit in Frage. Da Biotit im Dünnschliff mengenmäßig gegenüber der Hornblende nur untergeordnet zu beobachten ist, zudem verschiedentlich sekundäre Umwandlungen zeigt, erhielt die Hornblende den Vorzug. Dafür sprach auch die im Rahmen der behandelten Problematik wichtige Tatsache, daß die Schließungstemperatur von Biotit im allgemeinen um mehr als 100°C unter der von Hornblende liegt (Kap. 4).

Das Alter der Hornblende wurde durch Doppelmessungen für K und Ar bestimmt. Die Ermittlung des K-Gehaltes erfolgte flammenspektrometrisch, Ar wurde massenspektrometrisch gemessen. Tab. 1 zeigt die Ergebnisse der Doppelbestimmungen. Bei einem K-Gehalt von 0,593%, einem ^{40}Ar -(rad)-Gehalt von $9,0155 \cdot 10^{-6}$ resp. $8,8757 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$ und einem Anteil an atmosphärischem Argon von 45 resp. 35,7% wurde für die Messung Nr. 4490 ein Alter von $354 \pm 14 \text{ Ma}$ sowie für die Messung Nr. 4493 ein Alter von $349 \pm 14 \text{ Ma}$ ermittelt. Beide Meßarten stimmen innerhalb 1,5% überein. Um die Signifikanz der Meßdaten zu demonstrieren, wurden begleitende Messungen am internationalen Standard Biotit LP 6 durchgeführt. INGAMELLS & ENGELS (1976) geben für den Biotit LP 6 bei $8,33 \pm 0,03\% \text{ K}$ ein Alter von $128,9 \pm 1,4 \text{ Ma}$ an. Tab. 1 verdeutlicht, daß die vorliegenden Ergebnisse innerhalb der analytischen Fehler mit den Literaturangaben identisch sind.

Tab. 1. Ergebnisse der Doppelmessungen für K und Ar an der Hornblende aus dem Sechsheldener Pikrit zusammen mit \pm gleichzeitigen Ergebnissen am Standard Biotit LP6

Probe/ Laborinterne Experiment-Nr.	K [%]	^{40}Ar (rad) [cm ³ STP/g]	Atmosphärischer ^{40}Ar -Anteil [%]	Alter $\pm 1\sigma$ [Ma]
Hornblende 4490	0,593	$9,02 \cdot 10^{-6}$	45,0	354 ± 14
Hornblende 4493	0,593	$8,88 \cdot 10^{-6}$	35,7	349 ± 14
Biotit LP6 4458	8,310	$4,31 \cdot 10^{-5}$	4,4	$129,2 \pm 4,0$
Biotit LP6 4520	8,310	$4,41 \cdot 10^{-5}$	6,5	$130,8 \pm 3,9$

Damit ist dem Sechsheldener Pikrit ein frühunterkarbonisches Alter zuzuordnen (ODIN et al. 1982). Aufgrund der relativen Fehler beider Hornblende-Messungen von etwa 4% wäre ältestensfalls ein oberdevonisches Alter möglich. ODIN et al. (1982) geben die Grenze Devon/Karbon mit 360_{-10}^{+5} Ma, die Grenze Mittel-/Oberdevon mit 375 ± 5 Ma an. Jüngstensfalls kann die Platznahme des Pikrits im mittleren Unterkarbon stattgefunden haben.

4. Schlußfolgerungen

Der Pikrit von Sechshelden wird auf Bl. 5215 Dillenburg (LIPPERT 1970) der magmatischen Periode der Givet-Adorf-Phase zugerechnet. Die isotopische Altersbestimmung zeigt, daß die Platznahme des Pikrits post-Givet stattfand. Pikritbildende magmatische Ereignisse während des Mitteldevons lassen sich somit im Bereich der Dill-Mulde nicht bestätigen.

AHRENDT et al. (1978, 1983) ermittelten in der Dill-Mulde an Serizit und Seladonit aus ehemaligen Tuffen aus den Wissenbacher Schieferen K/Ar-Metamorphosealter von 314 ± 10 Ma. Der Metamorphosegrad der ehemaligen Tuffe entspricht der Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies. Das oberdevonische bis unterkarbonische K/Ar-Alter der Hornblende zeigt, daß die Altersinformation trotz der postintrusiven Metamorphosevorgänge im Zuge der variscischen Orogenese konserviert blieb. Druck und Temperatur unter „very low grade“-Bedingungen (z. B. WINKLER 1979) sind zu gering, um die Ar-Retentivität von magmatischer Hornblende zu beeinflussen. Neben den mineralfaziellen Kriterien lassen sich aufgrund der Illitkristallinität und Inkohlung Metamorphosetemperaturen für heute aufgeschlossene Schichten des rechtsrheinischen Schiefergebirges mit unter 350°C angeben (AHRENDT et al. 1978). Für die Schließungstemperatur von magmatischer Hornblende wird ein Wert im Bereich $500\text{--}600^\circ\text{C}$ angenommen (z. B. DALLMEYER 1978, HARRISON 1981, RITTMANN 1984). Damit eröffnet sich die Möglichkeit, regional auch magmatische Ereignisse, die vor der variscischen metamorphen Überprägung stattgefunden haben, zeitlich zu entschlüsseln. Die geologischen und mineralogischen Fakten geben keinen Anlaß zur Annahme, daß ein eventueller partieller Ar-Verlust während der variscischen Metamorphose zur Erniedrigung des Hornblende-Alters geführt haben könnte. Die gemessenen Werte sollten durch Untersuchungen an weiteren Pikrit-Vorkommen ergänzt und untermauert werden. Unter Umständen könnte man dabei eine zusätzliche Verifikation des vorliegenden Ergebnisses durch Anwendung der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Technik mit stufenweiser Entgasung erreichen.

Danksagung: Ich danke Herrn Prof. Dr. H. J. LIPPOLT für seine konstruktive Unterstützung sowohl im analytischen Bereich als auch bei der Durchsicht des Manuskripts. Herrn Prof. Dr. H. FLICK gebührt Dank für kritische Anmerkungen zum Manuskript. Herr K. SCHACHERL stellte die Dünnschliffphotographien her.

5. Schriftenverzeichnis

- AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C., & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 229–247, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- CLAUER, N., HUNZIKER, J. C., & WEBER, K. (1983): Migration of Folding and Metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge Deduced from K-Ar and Rb-Sr Age Determinations. – In: MARTIN H., & EDER, F. W. (ed.), *Intracontinental Fold Belts*: 323–338, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- BRAUNS, R. (1904): Der oberdevonische Pikrit und die aus ihm hervorgegangenen Neubildungen. – N. Jb. Mineral., Geol., Paläont., Beil.-Bd. **18**: 285–334, 8 Taf.; Stuttgart.
- DALLMEYER, R. D. (1978): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Incremental Release Ages of Biotite from Grenville Basement Rocks within the Indian Head Range Complex, Southwest New Foundland; their Bearing on Late Proterozoic – Early Paleozoic Thermal History. – Can. J. Earth Sci., **15**: 1374–1379, 4 Abb., 2 Tab.; Downsview (Ont.).
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., & MARCHAI, M. (1980): A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using R_1R_2 -Diagram and Major-Element Analysis – its Relationship with Current Nomenclature. – *Chemical Geology*, **29**: 183–210, 5 Abb., 5 Tab.; Amsterdam.
- DOERMER, L. (1902): Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg. – N. Jb. Mineral., Geol., Paläont., Beil.-Bd. **15**: 594–645, 2 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- HARRISON, T. M. (1981): Diffusion of ^{40}Ar in Hornblende. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **78**: 324–331, 4 Abb., 4 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- HENTSCHEL, H. (1956): Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **84**: 252–284, 5 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1961): Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. – *Geol. Rdsch.*, **50**: 33–45, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1968): Die „Flammung“ der Pikrite des Lahn-Dill-Gebietes. – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **99**: 65–85, 7 Abb.; Wiesbaden.
- (1970): Vulkanische Gesteine. – *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 5215 Dillenburg., 2. Aufl.: 314–374, 10 Tab.; Wiesbaden.
- INGAMELLS, C. O., & ENGELS, J. C. (1976): Preparation, Analysis, and Sampling Constants for a Biotite. – *Accuracy in Trace Analysis: Sampling, Sample Handling, and Analysis*. – *Natl. Bur. Stand., Spec. Publ.*, **422**: 401–419, 2 Abb., 11 Tab.; Washington DC.
- KAYSER, E. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. **101**, Bl. Dillenburg: 119 S., 17 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- LIPPERT, H.-J. (1970) *Geologische Karte von Hessen 1:25 000*, Blatt 5215 Dillenburg, 2. Aufl.; Wiesbaden.
- LIPPOLT, H.J. (1982): K/Ar Age Determinations and the Correlation of Tertiary Volcanic Activity in Central Europa. – *Geol. Jb.*, **D 52**: 113–135, 3 Abb.; Hannover.
- & TODT, W. (1978): Isotopische Altersbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **6**: 332–352, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- ODIN, G. S., CURRY, D., GALE, N. H., & KENNEDY, W. J. (1982): The Phanerozoic Time Scale in 1981. – In: ODIN, G. S. (ed.), *Numerical Dating in Stratigraphy, Part II*: 957–960, 2 Abb.; Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore (Wiley & Sons).
- RITTMANN, K. L. (1984): Argon in Hornblende, Biotit und Muskovit bei der geologischen Abkühlung – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen. – *Diss.*, 280 S., 56 Abb., 21 Tab.; Heidelberg.
- ROSENBUSCH, H. (1908) *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine*, **2**, 2. Hälfte, 4. Aufl.: 717–1592, 4 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).

- TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, Nachdruck: 360 S., viele Tab.; Stuttgart (Schweizerbart). – (unveränd. 1969).
- TSCHERMAK, G. (1866): Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung in den Umgebungen von Teschen und Neutitschein. – Sber. k. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., 53 (1. Abt.): 260–289, 3 Abb.; Wien.
- VOSSOUGH-ABEDINI, M., & HENTSCHEL, H. (1971): Der Lagenbau des Diabases von Waldhausen bei Weilburg/Lahn. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 99: 297–312, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- WEDEPOHL, K. H., MEYER, K., & MUECKE, G. K. (1983): Chemical Composition and Genetic Relations of Meta-Volcanic Rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. (ed.), Intracontinental Fold Belts: 231–256, 7 Abb., 8 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- WILKINSON, J. F. G. (1974): The Mineralogy and Petrography of Alkali Basaltic Rocks. – In: SØRENSEN, H. (ed.), The Alkaline Rocks: 67–95, 1 Abb., 6 Tab.; London, New York, Sydney, Toronto (Wiley & Sons).
- WINKLER, G. F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 5. Aufl.: 348 S., viele Abb. u. Tab.; New York, Heidelberg, Berlin (Springer).

Manuskript eingegangen am 19. 12. 1985

Beitrag zur Genese der jungpaläozoischen Rhyolithe des Saar-Nahe-Gebietes (SW-Deutschland)

Von

ALBERT-KARL THEUERJAHR*

Kurzfassung: Die jungpaläozoischen Rhyolithe der Saar-Nahe-Senke zeichnen sich im Vergleich zu adäquaten Magmatiten durch geringere normative Quarzgehalte und große Unterschiede im Ab/Or-Verhältnis aus. P-T-Bedingungen, H₂O-Gehalte und die Beschaffenheit der komplexen Ursprungssysteme (Ab/An-Verhältnis) beeinflussen die Schmelzzusammensetzung. Die saarpfälzischen Rhyolithe sind Produkte einer partiellen anatektischen Schmelzbildung relativ H₂O-armer Gesteine der kontinentalen Kruste. Das hohe Intrusionsniveau läßt sich zwangslos durch überhitzte, relativ trockene Schmelzen erklären. Der Bildungsort der Schmelzen liegt im Grenzbereich Unterkruste/oberer Erdmantel bei Tiefen um 40 km.

Abstract: The late paleozoic rhyolites of the Saar-Nahe-Basin are characterized by low normative quartz contents and high differences in the ratio of Ab/Or. P-t-conditions, H₂O-contents and the state of the original systems (Ab-/An-ratio) influence the composition of the melt. The rhyolites are the result of a partially anatectic melting of relatively H₂O-poor rocks of the lower continental crust. The high level of the intrusion stage is caused by superheated H₂O-poor melts. The melts are formed about 40 km deep in the boundary layer of the lower crust/upper mantle.

Inhaltsverzeichnis

1. Vorwort und Einleitung	210
2. Geologie des Untersuchungsraumes	210
3. Anmerkung zur Petrographie und Nomenklatur	212
4. Petrogenese	214
4.1. Allgemeine Angaben	214
4.2. Diskussion	218
4.2.1. Das einfache Or-Ab-Qz-Schmelzdiagramm	218
4.2.2. Einfluß des normativen Ab/An-Verhältnisses	218
4.2.3. Einfluß des H ₂ O-Gehaltes	220
4.2.4. Einfluß des Druckes	221
4.3. Modellvorstellung zur Genese der saarpfälzischen Rhyolithe	222
5. Zusammenfassung	223
6. Schriftenverzeichnis	225

* Dr. A.-K. THEUERJAHR, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

1. Vorwort und Einleitung

Im Rahmen des in den Jahren 1979–1983 von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, und dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, durchgeführten BMFT-Projektes NTS 3004 (Bundesbohrprogramm, Teilprojekt „Kupferschiefer“) wurde u. a. auch die Herkunft der Bunt- und Edelmetallgehalte im basalen Zechstein 1 diskutiert. Als ein potentieller Ursprung dieser Metallgehalte wird der jungpaläozoische Magmatismus im Gebiet des Saar-Nahe-Troges und der Mitteldeutschen Kristallin-Schwelle angesehen.

Jungpaläozoische Effusiva und Intrusiva sind im Saar-Nahe-Gebiet großflächig aufgeschlossen. Die Tiefbohrung Olm 1 (NEGENDANK 1968) südlich von Mainz und punktuelle Vorkommen im Raum Odenwald–Spessart–Wetterau belegen, daß sich diese Magmatitvergesellschaftungen unter dem Tertiär des Mainzer Beckens und Oberrheingrabens hindurch nach Hessen hinein fortsetzen und damit auch im Untergrund des marinen Zechsteinareals zu erwarten sind. Ein weiteres Indiz für die Verbreitung rhyolithischer Gesteine im Untergrund der Hessischen Senke ist das gehäufte Vorkommen von Rhyolithgeröllen in den klastischen Folgen im Liegenden des Kupferschiefers. Zahlreiche Untersuchungen der letzten Jahrzehnte haben bewiesen, daß der rhyolithische Magmatismus einschl. der hydrothermalen Aktivitäten u. a. für die Lagerstättenbildung der Edelmetalle und Hydridbildner zunehmend an Bedeutung gewinnt.

Die Untersuchungsergebnisse sind Teil einer Dissertation, die in den Jahren 1970–1972 am Institut für Mineralogie und Petrographie der Johannes-Gutenberg-Universität in Mainz erstellt wurde.

Herrn Prof. Dr. HILMAR VON PLATEN sei für zahlreiche anregende Diskussionen, die der thematischen Erarbeitung und Fertigstellung der Untersuchung förderlich waren, gedankt.

2. Geologie des Untersuchungsraumes

Lage des Untersuchungsgebietes

Geographische Lage: Die Rhyolithvorkommen liegen in den naturräumlichen Einheiten des Nahe-Alsenz-Berg- und Hügellandes und des Prims-Blies-Hügellandes. Diese Gebiete grenzen im NW an den Hunsrück, im NE und E an das nördliche Oberrheintiefland mit dem Alzeyer Hügelland und im SE an das Haardtgebirge und das saarpfälzische Muschelkalkgebiet. Die SW-Grenze wird durch die Merziger Muschelkalkplatte gebildet.

Geologische Lage: Das Untersuchungsgebiet gehört einem SW–NE verlaufenden jungpaläozoischen Senkungsraum an, der im SE an die Rheinische Masse und die Hunsrück-Oberharz-Schwelle anschließt und dessen SW-Abschnitt als Saar-Nahe-Senke bezeichnet wird.

Geologische Entwicklungsgeschichte

Vom Oberkarbon ab gehört das Untersuchungsgebiet einer kontinentalen Senkungszone an, die sich schrittweise an der Wende Karbon/Rotliegendes und erneut im höheren Abschnitt des Rotliegendes – unter Einbeziehung der umgebenden Hochgebiete – vor allem nach NE ausdehnt. In diesem kontinentalen Becken wurden im Oberkarbon und Unter-

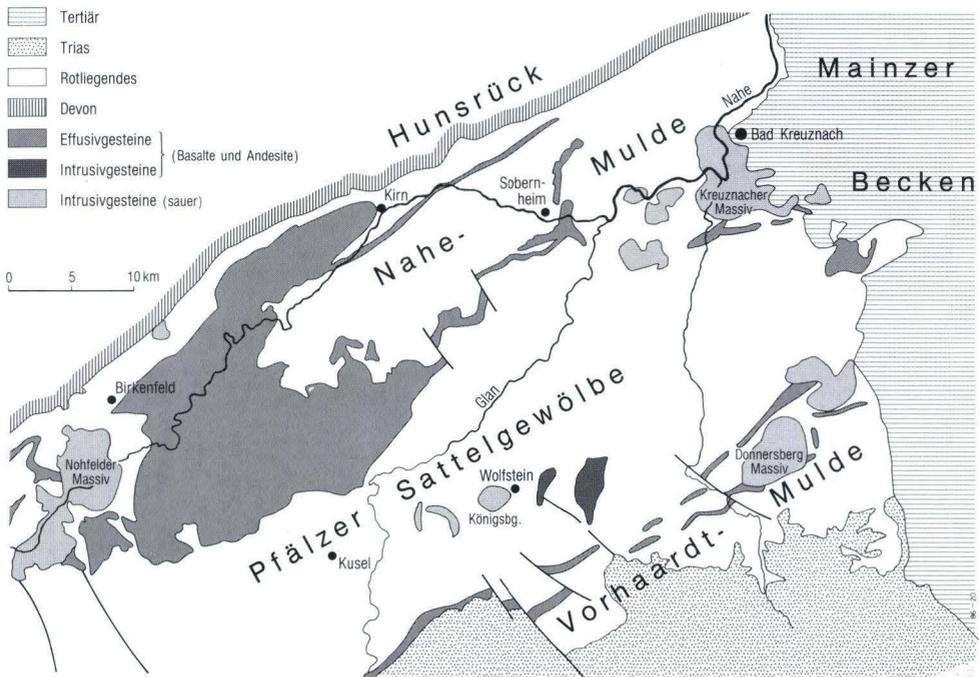


Abb. 1. Verbreitung der jungpaläozoischen Magmatite im Saar-Nahe-Gebiet (geologische Übersichtsskizze in Anlehnung an THEUERJAHR 1973 und KRUPP 1983).

perm limnisch-fluviatile Sedimente abgelagert. Der Buntsandstein und mögliche kontinentale Vertretungen des Zeichsteins überlagern die Sedimentfolgen des Oberkarbons und des Rotliegendes diskordant. Im NE werden diese jungpaläozoischen Gesteine von den tertiären Sedimenten des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens verdeckt (Abb. 1).

Die wichtigsten tektonischen Großstrukturen innerhalb der Saar-Nahe-Senke sind die Prims- und die Nahe-Mulde im NW, die durch das Pfälzer Sattelgewölbe (BERTHOLD 1971) von der Vorhaardt-Mulde im SE getrennt werden. Diese SW-NE streichenden tektonischen Einheiten werden durch zahlreiche NW-SE- und E-W-Störungen in ein Schollenmosaik zerlegt.

Magmatismus

Großtektonische Entwicklung und Magmatismus der Saar-Nahe-Senke stehen in einem ursächlichen Zusammenhang. Geringmächtige Tuffeinschaltungen in der Unteren Kuseler Gruppe (FALKE 1954) wurden von STAPF (1971) nachgewiesen und sind als erste Anzeichen einer vulkanischen Aktivität zu werten. Ein Teil der gangförmigen Kuselite (KOCH 1938) intrudierte nachweislich in diagenetisch nur schwach verfestigte Sedimente der Oberen Kuseler Gruppe (THEUERJAHR 1967, SCHWAB 1971). Der Höhepunkt der magmatischen Aktivität fällt in den unteren Abschnitt der Nahe-Gruppe (ATZBACH & SCHWAB 1971), in

der es zu einer großflächigen Verbreitung von andesitischen, basaltischen und latitischen Effusiva (Abb. 1) kommt. Bei den Intrusiva dominieren anteilmäßig rhyolithische Gesteine. Nur ausnahmsweise sind in den Rhyolithkomplexen auch effusive Partien enthalten, wie dies im östlichen Bereich des Kreuznacher Massivs (LORENZ 1973) und im Nohfelder Massiv (THEUERJAHR, unpubliziert) nachgewiesen wurde.

Bezogen auf die flächenmäßige Verbreitung der Magmatitgesteinsgruppen läßt sich für das Saar-Nahe-Gebiet annäherungsweise folgende Verteilung ermitteln:

Andesite und Basalte:	75,4%
Rhyolithe:	16,5%
Sonstige:	8,1%
(Ansatz: Gesamtfläche ca. 630 km ²)	

Die Gruppe der Rhyolithe ist Gegenstand der nachfolgenden Ausführungen.

3. Anmerkung zur Petrographie und Nomenklatur

Innerhalb der Gruppe der saarpfälzischen Rhyolithe sind einsprenglingsarme (alte Bezeichnung: Felsitporphyre) und einsprenglingsreiche (alte Bezeichnung: Quarzporphyre) Gesteinstypen zu unterscheiden. Bei den untersuchten Proben aus den Vorkommen Bad Kreuznach, Donnersberg, Königsberg, Nohfelden und Schmelz-Außen variieren die Quarzgehalte zwischen 25 und 30 Vol.-%, die Alkalifeldspäte zwischen 60 und 68 Vol.-% und die Plagioklasanteile (Oligoklas und Albit) zwischen 2 und 10 Vol.-%. Biotite ($\bar{x} = 0,7$

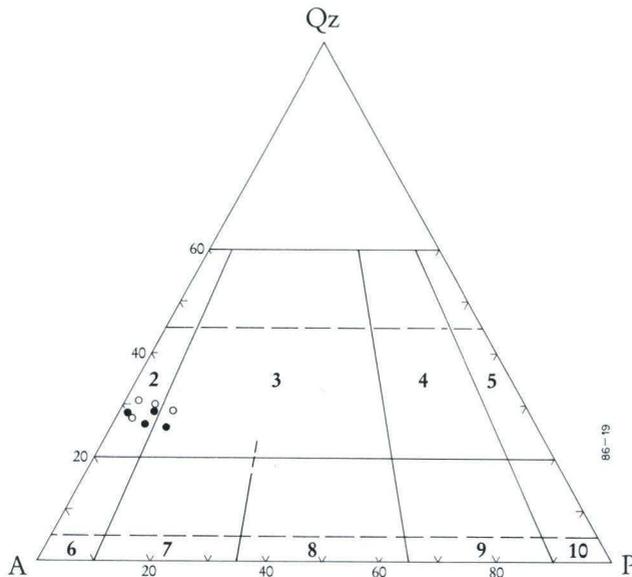


Abb. 2. Petrographische Zuordnung der saarpfälzischen Rhyolithe (nach STRECKEISEN 1967).

Vol.-%) und Erze + Akzessorien ($\bar{x} = 1,6$ Vol.-%) spielen mengenmäßig eine untergeordnete Rolle. Die darstellenden Punkte liegen nach STRECKEISEN (1967) im Alkalirhyolithfeld bzw. im Rhyolithfeld mit starker Tendenz zum Alkalirhyolith (Abb. 2).

Von TUTTLE & BOWEN (1958) wurden im normativen Or-Ab-Qz-Diagramm die Häufigkeitsverteilung für 362 Effusivgesteine mit $Or+Ab+Qz \geq 80$ Gew.-% eingetragen. In dieses Diagramm (Abb. 3) sind die darstellenden Punkte der untersuchten saarpfälzischen Rhyolithe eingezeichnet. Aus ihrem Verteilungsbild sind folgende charakteristische Merkmale zu entnehmen:

1. Die saarpfälzischen Rhyolithe liegen mit einer Ausnahme (Königsberg) nicht im Häufigkeitsmaximum.
2. Der Quarzgehalt ist niedrig.
3. Das Ab/Or-Verhältnis variiert innerhalb der saarpfälzischen Rhyolithe sehr stark und unterscheidet sich dadurch von rhyolithischen Gesteinen mittlerer Zusammensetzung.
4. Einige Rhyolithe sind extrem Or-reich.

Aufgrund des obigen Vergleiches lassen sich die saarpfälzischen Rhyolithe als relativ quarzarme, alkalireiche Rhyolithe mit starker Variation der Alkaligehalte beschreiben.

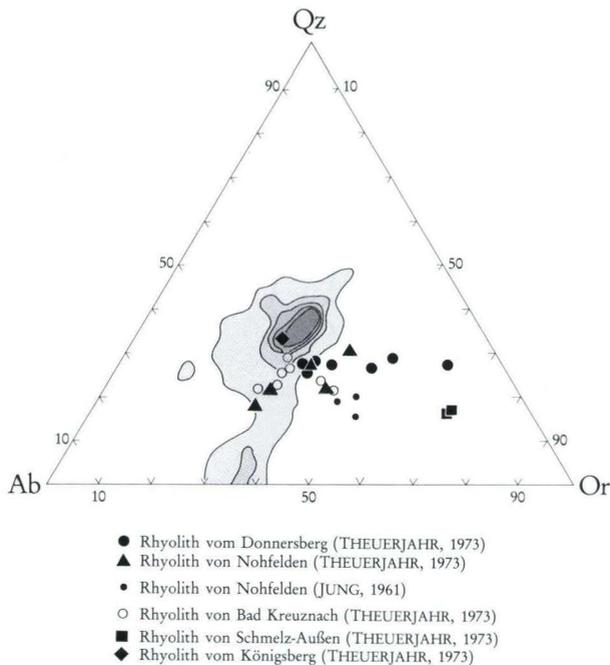


Abb. 3. Lage der saarpfälzischen Rhyolithe im Or-Ab-Qz-Diagramm mit den Verteilungsfeldern von 362 Extrusivgesteinen ($Or+Ab+Qz \geq 80$ Gew.-%) nach TUTTLE & BOWEN 1958.

4. Petrogenese

4.1. Allgemeine Angaben

Die saarpfälzischen Rhyolithe zeichnen sich – was in ähnlicher Weise für zahlreiche rhyolithische Gesteine gilt – durch einen hohen Gesamtgehalt an Quarz und Feldspäten aus, der bei ca. 97 Gew.-% liegt. Das Quarz-Feldspat-Mengenverhältnis ist weitgehend konstant und liegt bei durchschnittlich 1:2,7; die untersuchten Rhyolithe¹ sind damit relativ quarzarm. Charakteristisch für den modalen Mineralbestand ist, daß der Anteil an Alkalifeldspat stets wesentlich höher ist als der des Plagioklases; nach STRECKEISEN (1967) sind daher die meisten Rhyolithe den Alkalirhyolithen zuzuordnen. Aus dem gleichen Grunde erscheinen im normativen Mineralbestand als Hauptkomponenten nur Quarz (Qz), Albit (Ab) und Orthoklas (Or), wobei das Ab/Or-Verhältnis stark variiert. Die Anorthit(An)-Komponente ist – bedingt durch die durchschnittliche Plagioklaszusammensetzung (An_{15-20}) und die geringen Plagioklasgehalte – mengenmäßig ohne Bedeutung.

Bezogen auf den Gesamtmineralbestand (mit Berücksichtigung der Mafitgehalte) besitzen die saarpfälzischen Rhyolithe auch in dem Mengenverhältnis von Quarz: Feldspäten : Mafiten eine weitgehend stöchiometrische Zusammensetzung. Diese kann entweder durch das Ausgangsgestein – bei vollständiger Aufschmelzung – oder durch die Art der Genese – bei selektiver Schmelzanreicherung – bedingt sein. Zur Klärung dieser beiden Möglichkeiten wurde das entsprechende normative Verhältnis für die Durchschnittszusammensetzungen der in Frage kommenden Ausgangsgesteine² berechnet (Tab. 1). Ihnen gegenübergestellt sind die Durchschnittswerte der Kalkalkalirhyolithe, Alkalirhyolithe und Kalkalkaligranite nach NOCKOLDS (1954).

Der Vergleich mit den Rhyolithen zeigt, daß keines der dort aufgeführten Gesteine bei vollständiger Aufschmelzung rhyolithische Magmen ergeben würde (vgl. hierzu auch Abb. 4). Die Sandsteine und Basalte fallen wegen ihrer vergleichsweise „extremen“ quarz- bzw. mafitreichen Zusammensetzung heraus. Die Tone, Grauwacken und Granite können zwar vom Quarz-Feldspat-Mengenverhältnis als Ausgangsgesteine in Frage kommen, doch enthalten auch sie zu viel Mafite. Dabei ist ergänzend zu berücksichtigen, daß in die Berechnung der normativen silikatischen Mafitminerale allein Diopsid und Hypersthen eingegangen sind. In den entsprechenden Ausgangsgesteinen liegen jedoch überwiegend Glimmer vor, die neben mafitischen Komponenten „K-Feldspat“-Anteile enthalten. Dadurch würde die anteilmäßige Diskrepanz zwischen diesen Ausgangsgesteinen und den Rhyolithen noch größer. Dazu kommt, dies ist auch in Tab. 1 aufgeführt, daß das normative Ab/An-Verhältnis bei den Rhyolithen wesentlich größer ist als bei diesen Ausgangsgesteinen, d. h. die Rhyolithe sind vergleichsweise An-arm. Die Rhyolithe können demnach nicht als vollständiges Aufschmelzungsprodukt eines sedimentären oder magmatischen Ausgangsgesteins verstanden werden.

¹ Tab. 4 (Chemismus der saarpfälzischen Rhyolithe).

² Die Durchschnittsanalysen der entsprechenden Gesteine (H_2O - und CO_2 -frei berechnet und auf 100% umgerechnet) und ihre normativen Mineralbestände (CIPW) sind in den Tab. 2 und 3 zusammengestellt.

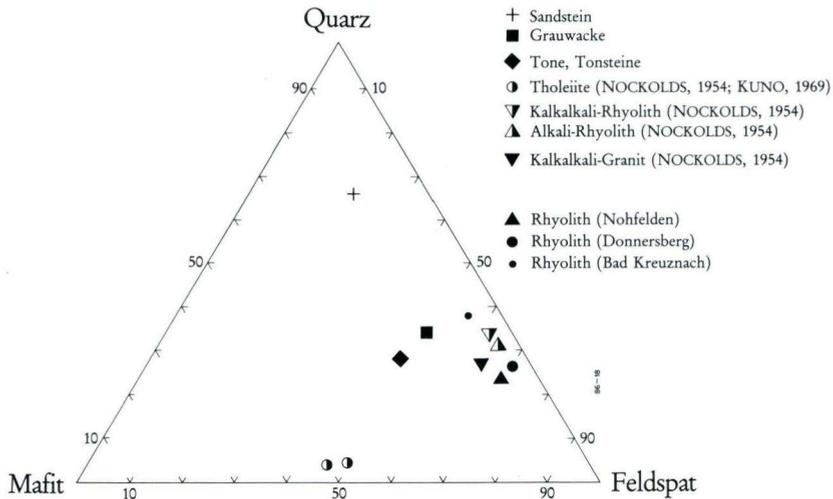


Abb. 4. Darstellung der häufigsten Sedimentgesteine und einiger Magmatite mittlerer Zusammensetzung im Quarz-Feldspat-Mafit-Diagramm. Zum Vergleich sind die Rhyolithe (mittlerer Zusammensetzung) aus den Vorkommen Nohfelden, Donnersberg und Bad Kreuznach eingetragen.

Entscheidend für die Genese wird daher die selektive Schmelzanreicherung aus komplexeren Systemen sein. Als Möglichkeiten für die Bildung rhyolithischer Magmen kommen zwei petrogenetische Prozesse in Frage:

1. Durch anatektische Schmelzbildung in Metamorphiten.
2. Durch Kristallisationsdifferentiation in basaltischen Magmen.

(1). In den hochtemperierten metamorphen Bereichen der Erdkruste kommt es zur partiellen Schmelzbildung (Anatexis). Experimentelle Untersuchungen an naturnahen Systemen haben gezeigt (WINKLER 1957; WINKLER & v. PLATEN 1958, 1960, 1961a+b), daß die niedrigstemperierten Schmelzen nur aus Quarz- und Feldspat-Komponenten (und H_2O) bestehen; in ihnen werden Mafite nicht oder nur untergeordnet gelöst. Das Or:Ab:Qz-Verhältnis dieser Schmelzen hängt vom Druck (P_{H_2O}) und den An-Gehalten der Plagioklase ab. Die Zusammensetzung der Schmelzen ist rhyolithisch-granitisch. Diese Schmelzen bilden sich in jedem Ausgangsgestein, das Quarz- und Feldspat-Komponenten enthält. Auch bei Gesteinen, die keinen Alkalifeldspat, sondern nur Glimmer im modalen Mineralbestand aufweisen, bilden sich solche rhyolithisch-granitische Schmelzen unter Beteiligung inkongruenter Schmelzreaktionen der Glimmer (v. PLATEN 1965; v. PLATEN & HÖLLER 1966).

Mit steigender Temperatur werden weitere Anteile an Feldspäten, Quarz und auch an Mafiten aufgeschmolzen. Die Temperatursteigerungen innerhalb der Erdkruste sind jedoch begrenzt. Neben den anatektischen Schmelzen bleibt daher häufig ein kristalliner Rest an Quarz und/oder Feldspäten und Mafiten übrig. Durch Trennung dieser Restite von den anatektischen Schmelzen kommt es zur Palingenese rhyolithischer und granitischer Magmen.

Tab. 1. Quarz:Feldspat:Mafit-Verhältnisse und Ab/An-Verhältnisse häufiger Gesteine (mittlerer Zusammensetzung)

Gesteine mittlerer Zusammensetzung	Quarz [Gew.-%]	Feldspat [Gew.-%]	Mafite [Gew.-%]	Qz:Fspd:M	Ab/An
Sandsteine	66,1	20,0	13,9	1: 0,3: 0,2	0,5
Grauwacken	33,8	49,6	16,6	1: 1,5: 0,5	2,2
Tone, Tonsteine	28,1	48,0	23,9	1: 1,7: 0,9	1,4
Tholeiit (NOCKOLDS 1954)	3,8	50,2	46,0	1: 13,2: 12,1	0,7
Tholeiit (KUNO 1969)	3,4	46,2	50,4	1: 13,6: 14,8	0,7
Kalkalkali-Rhyolith (NOCKOLDS 1954)	33,4	62,5	4,1	1: 1,6: 0,1	4,9
Alkali-Rhyolith (NOCKOLDS 1954)	31,3	65,1	3,6	1: 2,1: 0,1	19,5
Kalkalkali-Granit (NOCKOLDS 1954)	29,5	64,1	6,4	1: 2,2: 0,2	4,7

Tab. 2. Durchschnittsanalysen [Gew.-%] der häufigsten Gesteine

	Sandsteine	Grauwacken	Tone und Tonsteine	Tholeiit (NOCKOLDS)	Tholeiit (KUNO)	Kalkalkali-Rhyolith (NOCKOLDS)	Alkali-Rhyolith (NOCKOLDS)	Kalkalkali-Granit (NOCKOLDS)
SiO ₂	83,98	69,7	63,24	51,33	51,07	74,24	75,07	72,46
TiO ₂	0,27	0,63	0,84	2,05	2,8	0,22	0,17	0,37
Al ₂ O ₃	5,12	14,1	17,93	14,21	13,27	13,56	12,66	13,93
Fe ₂ O ₃	1,17	1,67	3,01	2,91	2,04	1,26	1,31	0,86
FeO	0,32	3,66	3,97	9,09	9,15	0,76	1,03	1,68
MnO	0,03	0,1	0,1	0,18	0,14	0,03	0,05	0,06
MgO	1,28	2,19	2,79	6,4	8,05	0,32	0,11	0,52
CaO	5,87	2,61	2,36	10,52	10,60	11,14	0,61	1,34
Na ₂ O	0,48	3,03	1,72	2,25	2,18	3,01	4,16	3,1
K ₂ O	1,39	2,09	3,87	0,83	0,43	5,39	4,76	5,49
P ₂ O ₅	0,09	0,21	0,17	0,23	0,27	0,07	0,07	0,18

- (2.) Basaltische Schmelzen kristallisieren in einem großen Temperaturbereich (YODER & TILLEY 1962), in dem zunächst die mafischen Gemengteile (Olivin, Klinopyroxen und Orthopyroxen) und An-reicher Plagioklas ausgeschieden werden. Dadurch reichern sich in der Restschmelze bei alkalibasaltischen Magmen Ab-, Or- und Feldspatvertreter-Komponenten und bei tholeiitbasaltischen Magmen Qz-, Or- und Ab-Komponenten an. Im Falle der alkalibasaltischen Ausgangsmagmen können auf diese Weise – nach Trennung der Frühkristallite von der jeweiligen Restschmelze – trachytisch-

Tab. 3. Durchschnittswerte der Mineralbestände (CIPW-Norm) der häufigsten Gesteine [Gew.-%]

	Sand- steine	Grau- wacken	Tone und Tonsteine	Tholeiit (NOCKOLDS)	Tholeiit (KUNO)	Kalkalkali- Rhyolith (NOCKOLDS)	Alkali- Rhyolith (NOCKOLDS)	Kalkalkali- Granit (NOCKOLDS)
Qz	66,13	33,77	28,05	3,8	3,44	33,36	31,26	29,46
Or	8,21	12,35	22,87	4,9	2,54	31,85	28,13	32,44
Ab	4,06	25,64	14,55	19,04	18,45	25,47	35,2	26,2
An	7,71	11,58	10,60	26,22	25,15	5,2	1,81	5,45
C	—	2,62	7,03	—	—	0,87	—	0,9
Di	6,88	—	—	20,02	20,83	—	0,65	—
Hy	5,01	9,93	10,58	17,37	20,69	0,85	0,56	3,17
Mt	0,35	2,42	4,36	4,22	2,96	1,83	1,9	1,25
Hm	0,39	—	—	—	—	—	—	—
Il	0,51	1,2	1,60	3,89	5,32	0,42	0,32	0,71
Ap	0,21	0,49	0,39	0,53	0,63	0,16	0,16	0,42

Tab. 4. Chemische Zusammensetzung von Rhyolithen aus der Saar-Nahe-Senke (Auswahl aus der Analysetabelle THEUERJAHR 1973)

Probe	RhD2*	RhD4	RhD8	RhD12	RhN14	RhN17c	RhN21a	RhKH1	RhKH3	RhKH4	RhK16	RhS19.1
	[Gew.-%]											
SiO ₂	72,23	73,11	71,49	71,96	69,19	73,54	70,62	75,54	72,64	73,90	71,94	68,80
Al ₂ O ₃	12,92	13,35	12,39	13,19	14,35	12,82	14,58	13,56	14,97	14,22	13,16	13,33
FeO	1,46	1,16	1,13	1,35	2,61	1,06	1,64	0,61	0,77	0,86	2,09	2,81
MnO	0,06	0,05	0,19	0,08	0,10	0,12	0,06	0,13	0,04	0,13	0,21	0,10
MgO	0,64	0,36	0,53	0,45	0,53	0,41	0,89	0,46	0,66	0,97	0,71	0,44
CaO	0,40	1,17	0,38	0,61	0,87	0,50	0,42	0,58	0,61	0,45	0,98	0,46
Na ₂ O	3,76	4,16	1,39	3,63	4,95	3,02	1,18	3,10	1,10	1,51	1,21	1,15
K ₂ O	5,91	5,63	9,80	6,24	4,86	6,70	6,63	5,00	6,40	5,22	4,07	10,59
TiO ₂	0,28	0,20	0,21	0,16	0,28	0,24	0,30	0,05	0,05	0,12	0,20	0,23
P ₂ O ₅	0,02	Spuren	0,04	0,02	0,13	0,01	0,04	0,25	Spuren	0,07	0,02	0,11
CO ₂	—	—	—	—	—	0,14	—	—	0,31	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,46	0,56	2,03	1,35	1,47	1,39	2,46	0,77	1,71	1,98	4,17	1,38
H ₂ O ⁺	0,40	0,14	0,69	0,60	0,61	0,69	1,02	0,46	—	0,40	0,46	0,52
Summe	99,54	99,89	100,27	99,64	99,95	100,64	99,86	100,62	99,93	100,10	99,22	99,92

* D = Donnersberg, N = Nohfelden, KH = Kreuznach, K = Königsberg, S = Schmelz-Außen

syenitische bzw. phonolithische und bei tholeiitbasaltischem Ausgangskemismus rhyolithisch-granitische Magmen entstehen. Die Zusammensetzung dieser Magmen wird also durch den Ausgangskemismus und außerdem – in geringem Maße – auch durch die herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen bestimmt. Innerhalb der rhyolithisch-granitischen Differentiate liegt die chemische Beeinflussung hauptsächlich im normativen Ab/An-Verhältnis.

Für beide Prozesse gilt demnach, daß die Zusammensetzung der rhyolithisch-granitischen Schmelzen durch den Chemismus des komplexeren Ursprungs-Systems beeinflußt wird; das gilt insbesondere für das normative Ab/An-Verhältnis. Außerdem ist eine Beeinflussung durch die jeweiligen Druck- und Temperatur-Bedingungen gegeben. Bei der genetischen Betrachtung müssen deshalb nicht nur das einfache Orthoklas-Albit-Quarz-System der Rhyolithe, sondern auch die genannten Faktoren des Ausgangssystems in die Diskussion einbezogen werden. Dies gilt auch für die Darstellung im Or-Ab-Qz-Diagramm.

4.2. Diskussion

4.2.1. Das einfache Or-Ab-Qz-Schmelzdiagramm

In Abb. 5 sind die darstellenden Punkte der saarpfälzischen Rhyolithe in die Dreiecksdarstellung des Or-Ab-Qz-Systems eingetragen. In Ergänzung und zum Vergleich sind die kotektischen Linien und das „Eutektikum“ für das einfache System Qz-Ab-Or-H₂O bei P_{H₂O} = 10 kb nach LUTH, JAHNS, TUTTLE (1964) dargestellt. Die Punkte für die Rhyolithe liegen in guter Übereinstimmung auf einer Linie – etwa parallel zu der Basis Ab-Or und auch parallel zur der kotektischen Linie Quarz-Kalifeldspat. Eine Ausnahme scheinen lediglich drei Rhyolithproben von Nohfelden (JUNG 1961), zwei Proben von Schmelz-Außen und eine vom Königsberg zu machen. Hierbei ist zu beachten, daß die sekundären Umwandlungen an diesen Proben besonders intensiv sind, wobei wahrscheinlich neben der Mobilisation an Alkalien eine Abfuhr (evtl. auch Anreicherung) an SiO₂ erfolgt ist. Der primäre SiO₂-Gehalt dieser Proben kann deshalb verändert sein. Hierfür spricht außerdem, daß die untersuchten Proben von Nohfelden in der genannten Beziehung keine Abweichungen zu den anderen Rhyolithproben aufweisen. Damit sind diese SiO₂-armen Proben nicht als Ausnahme zu werten. Vereinfachend kann daher angenommen werden, daß alle untersuchten Rhyolithproben der primären Zusammensetzung auf einer Linie liegen, die in etwa parallel zu der Basis Ab-Or (konst. Quarz-Gehalt) verläuft.

4.2.2. Einfluß des normativen Ab/An-Verhältnisses

Die verbindende Linie zwischen den darstellenden Punkten der Rhyolithe verläuft auch in etwa parallel zu der kotektischen Qz-Or-Linie des einfachen Systems. Hieraus könnte man schließen, daß die Rhyolithe bei ihrer Entstehung (unter etwas höheren Drücken als 10 kb) kotektische Zusammensetzung besaßen. Bei dieser Schlußfolgerung ist die An-Komponente allerdings nicht berücksichtigt.

Für die Entstehung der rhyolithischen Schmelzen gilt in dieser Beziehung das ursprüngliche Gesamtsystem vor der Differentiation der kristallinen Anteile von der Teilschmelze. Es muß damit gerechnet werden, daß die An-Komponente in dem Ursprungssystem wesentlich stärker beteiligt war als in den rhyolithischen Teilschmelzen. Ihr Einfluß – als normatives Ab/An-Verhältnis – auf die Schmelzbildung wurde bei 2 kb H₂O-Druck von v. PLATEN (1965) mit granitischen Ausgangszusammensetzungen untersucht. Es zeigte sich, daß mit abnehmendem Ab/An-Verhältnis – also bei relativer Zunahme der An-Komponente – die „Eutektika“ Qz- und Or-reicher werden, d. h. deren darstellende Punkte bewegen sich generell von der Ab-Ecke weg in Richtung auf die Qz-Or-Seite zu. Die Lage der kotektischen Linien verschiebt sich ebenfalls (Abb. 6).

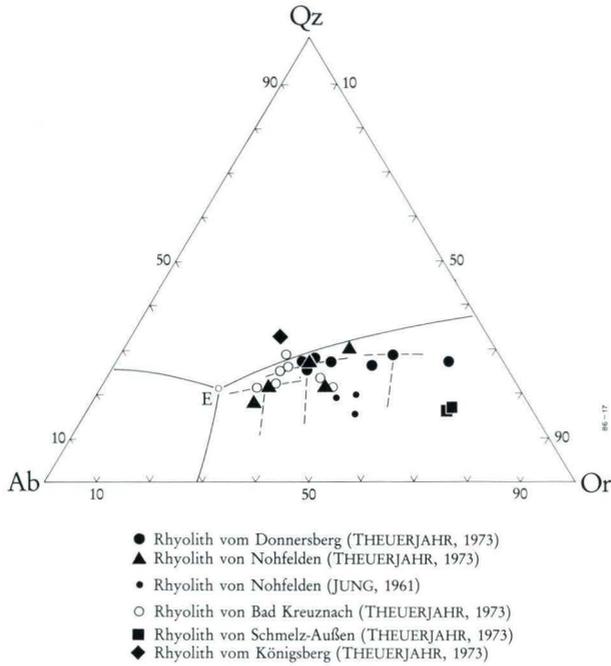


Abb. 5. Or-Ab-Qz-Diagramm mit den kotektischen Linie und dem Eutektikum (E) für das einfache System Qz-Ab-Or-H₂O bei P_{H₂O} = 10 kb (LUTH, JAHNS, TUTTLE 1964) mit Lage der saarpfälzischen Rhyolithe.

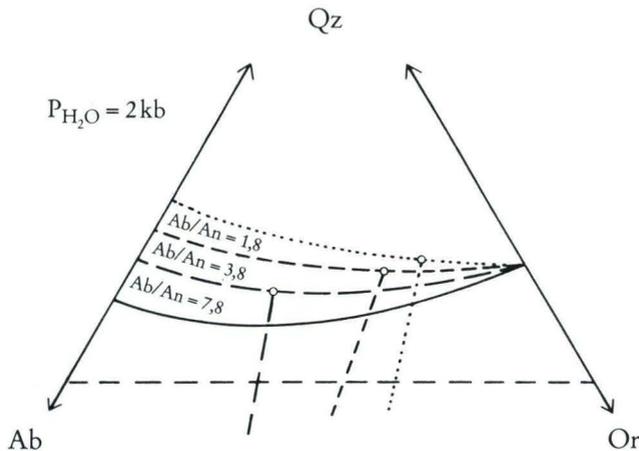


Abb. 6. Veränderung in der Zusammensetzung der eutektischen Schmelzen mit abnehmendem Ab/An-Verhältnis. Die durchgezogene kotektische Linie steht für das System Or-Ab-Qz (Ab/An = ∞) (v. PLATEN 1965).

Von diesen Experimenten bei 2 kb ist keine direkte Extrapolation zum Schmelzverhalten bei hohen Drücken (> 10 kb) möglich, da der Einfluß des Druckes beträchtlich ist. Die Grundtendenz ist jedoch überschaubar, d. h. mit abnehmendem Ab/An-Verhältnis wird sich die Lage der „Eutektika“ von der Ab-Ecke fortbewegen (Abb. 6). Für die untersuchten Rhyolithe könnte auf diese Weise eine „eutektische“ Zusammensetzung konstruiert werden, wie es die Abb. 5 zeigt. Es wäre also möglich, daß die saarpfälzischen Rhyolithe „eutektische“ Zusammensetzung haben.

Im Einklang mit dieser Vermutung steht die Beobachtung, daß die Rhyolithe extrem wenig Mafite enthalten, obwohl diese in den Gesamtsystemen angeboten sein müssen. Außerdem werden dadurch die Or-reichen Rhyolithe verständlich, für die es sonst (bei kotektischer Zusammensetzung) kein äquivalentes Ausgangsgestein gäbe. Würden sie kotektische Zusammensetzung besitzen, dann hätte aller Plagioklas (mit aller An-Komponente) aufgeschmolzen sein müssen. Für diesen Fall gibt es jedoch kein entsprechendes Ausgangsgestein.

Eine Schwierigkeit bei der Deutung als „eutektische“ Schmelzen bereiten allerdings die Schmelztemperaturen. Die experimentellen Untersuchungen haben gezeigt, daß (bei H_2O -Überschuß) eine „eutektische“ Schmelzzusammensetzung nur in einem kleinen Temperaturbereich möglich ist. Die rhyolithischen Magmen müssen jedoch überhitzt gewesen sein, da sie über eine große Entfernung innerhalb der Erdkruste intrudiert sind (WINKLER 1962).

4.2.3. Einfluß des H_2O -Gehaltes

Den Einfluß des H_2O auf die Bildung und Intrusionsfähigkeit granitischer Schmelzen wird in anschaulicher – wenn auch in schematischer – Weise von WINKLER (1962) geschildert. Danach schmelzen Gesteine granitischer Zusammensetzung – vereinfachend sollen nur „eutektische“ Zusammensetzungen betrachtet werden – bei H_2O -Überschuß in einem kleinen Temperaturbereich von ca. $10^\circ C$ auf. Im Gegensatz hierzu steht das Schmelzverhalten bei H_2O -Unterschluß. Ein derartiges relativ H_2O -armes System enthält vor Beginn der Schmelzbildung Alkalifeldspat, Plagioklas und etwas H_2O (in diesem Zustand ist H_2O naturgemäß im Überschuß vertreten). Bei Beginn der Schmelzbildung wird sich daher stets eine an H_2O gesättigte Schmelze bilden. Der Schmelzanteil hängt dabei direkt vom H_2O -Gehalt ab.

Wäre genügend H_2O zugegen, würde die Probe „eutektischer“ Zusammensetzung vollständig aufschmelzen. Ist nicht genügend H_2O vorhanden, liegt die Schmelzmenge entsprechend tiefer. Erst mit steigender Temperatur werden in diesem Falle weitere Quarz- und Feldspat-Komponenten (im „eutektischen“ Verhältnis) von der Schmelze aufgenommen.

Trotz der „eutektischen“ Zusammensetzung schmilzt bei H_2O -Unterschluß ein Gestein also nicht bei einer bestimmten Temperatur, sondern über einen Temperaturbereich auf, wobei dessen Ausdehnung direkt proportional zum H_2O -Gehalt ist. Auf diese Weise kann eine „eutektische“ Zusammensetzung über den relativ großen Temperaturbereich von $200^\circ C$ und mehr erhalten bleiben.

Für die Petrogenese bedeutet dies, daß sich bei H_2O -Unterschluß überhitzte „eutektische“ Schmelzen bilden können, die – im Gegensatz zu H_2O -Sättigung – intrusivfähig sind.

Durch einen H_2O -Unterschub während der Genese kann damit die vermutete „eutektische“ Zusammensetzung der Rhyolithe bei gleichzeitiger Überhitzung zwanglos erklärt werden. Hierdurch wird außerdem verständlich, daß es zu einer weitgehenden Trennung der kristallinen Anteile von der Teilschmelze gekommen ist, da mit steigender Temperatur die Viskosität abnimmt und damit die Möglichkeit einer fraktionierten Trennung gegeben ist.

Für die rhyolithischen Schmelzen mit der wahrscheinlichen „eutektischen“ Zusammensetzung muß deshalb – auch im Hinblick auf den Ort ihrer Platznahme – ein H_2O -Unterschub angenommen werden.

4.2.4. Einfluß des Druckes

Die untersuchten Rhyolithe besitzen in Näherung ein konstantes Mengenverhältnis von Quarz zu Feldspäten. Dies äußert sich dadurch, daß die darstellenden Punkte in Annäherung parallel zur Basis Ab-Or liegen (Abb. 3). Experimentelle Untersuchungen an dem einfachen System Qz-Ab-Or- H_2O bei unterschiedlichen Drücken haben eine starke Druckabhängigkeit auf die Zusammensetzung der „eutektischen“ Schmelzen (z. T. ternäre Minima) und damit auch auf die kotektischen Linien ergeben. Mit steigendem Druck nehmen vor allem die Quarzgehalte ab. Dadurch verändert sich auch das Quarz-Feldspat-Verhältnis (TUTTLE & BOWEN 1958). In diesen experimentellen Untersuchungen blieb ein

P_{H_2O} (kb)	Qz/(Ab+Or)- Verhältnis	Gesteinsbezeichnung
2	1 : 1,3	
4	1 : 1,6	Stainzer
7	1 : 2,2	Plattengneis
10	1 : 2,6	(v. PLATEN & HÖLLER 1966)
.....		
	1 : 2,6	RhD 2
	1 : 2,9	RhD 3
	1 : 2,7	RhD 4
	1 : 2,5	RhD 6.2
	1 : 2,6	RhD 8
	1 : 2,8	RhD 10
	1 : 2,7	RhD 12
	1 : 4,5	RhN 8 A
	1 : 3,6	RhN 14 A
	1 : 2,6	RhN 15 A
	1 : 2,3	RhN 17 A
	1 : 3,5	RhN 21 A
	1 : 2,4	KH 1 A
	1 : 3,6	KH 2 A
	1 : 3,2	KH 3 A
	1 : 2,8	KH 4 A
	1 : 3,6	KH 5 A
	1 : 2,9	KH 6 A
.....		
	1 : 3,0	Mittelwert aller Rhyolithe (THEUERJAHR 1973)

H₂O-Unterschuß und auch der Einfluß der An-Komponente unberücksichtigt. Man kann jedoch annehmen, daß diese beiden Faktoren keine grundsätzlichen Unterschiede in der Druckabhängigkeit hervorrufen (s. auch v. PLATEN 1965; v. PLATEN & HÖLLER 1966). Es kann deshalb von der Annahme ausgegangen werden, daß der Druck im wesentlichen nur das Quarz-Feldspat-Verhältnis verändert. In folgender Zusammenstellung sind die entsprechenden Verhältniszahlen der experimentellen Untersuchungen am einfachen System (v. PLATEN & HÖLLER 1966) denen der untersuchten Rhyolithe gegenübergestellt.

Der Vergleich der Qz/(Ab+Or)-Verhältnisse zeigt Unterschiede der Werte innerhalb der saarpfälzischen Rhyolithe und gegenüber den experimentellen Daten. Die Werte, die überwiegend über 1:2,6 liegen, sprechen für sehr hohe Drücke während der Genese der rhyolithischen Schmelzen. Eine genaue Abschätzung ist wegen der Beeinflussung des wahrscheinlich gegebenen H₂O-Unterschusses und des Ab/An-Verhältnisses nicht möglich. Mit einiger Sicherheit ist jedoch mit hohen Drücken um 12 kb zu rechnen. Dies entspricht einer Erdtiefe von ca. 40 km (nur Belastungsdruck!). Das deutet auf einen Ort der Entstehung im untersten Krustenbereich oder im obersten Mantelbereich der Erde hin.

4.3. Modellvorstellung zur Genese der saarpfälzischen Rhyolithe

Die bisherige petrogenetische Diskussion hat ergeben, daß sich die saarpfälzischen Rhyolithe aus komplexeren Systemen durch partielle selektive Schmelzanreicherung gebildet haben. Für ein genetisches Modell müssen folgende Bedingungen, die sich aus der durchgeführten Untersuchung ergeben, erfüllt sein:

1. Bei der Genese der Rhyolithe kam es zu einer vollständigen Trennung der Teilschmelze von den kristallinen Anteilen ursprünglich komplexerer Systeme.
2. Die rhyolithischen Magmen müssen überhitzt gewesen sein, da sie über einen großen Erdkrustenbereich intrudiert sind.
3. Die Magmen hatten einen H₂O-Unterschuß.
4. Die Rhyolithe stellen einfache Quarz-Feldspat-Systeme dar, die durch „eutektische“ Zusammensetzungen erklärt werden.
5. Das Ab/Or-Verhältnis der Rhyolithe ist variabel.

Grundsätzlich möglich ist einerseits die anatektische Bildung aus Metamorphiten und andererseits die Entstehung durch Kristallisationsdifferentiation aus tholeiitbasaltischen Magmen. In beiden Fällen würden Druck, H₂O-Gehalt, Temperatur und das normative Ab/An-Verhältnis die Zusammensetzung der rhyolithischen Schmelzen beeinflussen.

Aufgrund der Beobachtung, daß das Quarz-Feldspat-Verhältnis in den Rhyolithen größenordnungsmäßig in relativ engen Grenzen variiert (Abb. 5), wird geschlossen, daß auch der Druck während der Genese keine „extremen“ Unterschiede aufwies. Für die Beeinflussung durch die Temperatur gilt, daß die rhyolithischen Magmen überhitzt waren. Gleichzeitig besaßen sie „eutektische“ Zusammensetzungen, wobei der Grad der Überhitzung und damit die Bildungstemperaturen allgemein keinen Einfluß auf die Schmelzzusammensetzung, sondern nur auf die Schmelzmengen ausübten. Trotz durchaus möglicher Temperaturunterschiede kann daher der Einfluß der Temperatur ebenfalls als angenähert konstant betrachtet werden. Damit sind die Variationen innerhalb der Rhyolithe allein durch Unterschiede im primären normativen Ab/An-Verhältnis zu erklären. Dieser Einfluß

hat sich in den Variationen des Ab/Or-Verhältnisses der verschiedenen Rhyolithe bemerkbar gemacht. Das Ab/An-Verhältnis muß in den jeweiligen Ausgangssystemen also unterschiedlich gewesen sein.

Diese Schlußfolgerung steht im Einklang mit ursprünglich sedimentären Ausgangsgesteinen; das gilt vor allem für Tone und Grauwacken mit unterschiedlichem primärem Karbonatgehalt. Dort variiert nach erfolgter Metamorphose das normative Ab/An-Verhältnis erheblich und führt zu Schmelzen mit unterschiedlichen Ab-/Or-Verhältnissen.

Für die Entstehung durch Kristallisationsdifferentiation sind Variationen in den Rhyolithzusammensetzungen im vorliegenden Umfang nicht vereinbar. Für die Tholeiitbasalte mit ihrem genetisch bedingten spezifischen Chemismus muß in guter Näherung mit einem konstanten normativen Ab/An-Verhältnis gerechnet werden. In diesem Falle müßten die „eutektischen“ Rhyolith-Schmelzen eine quasi-gleiche Zusammensetzung haben. Das aber wird nicht beobachtet. Damit wird die Entstehung der saarpfälzischen Rhyolithe durch partielle anatektische Schmelzbildung aus ursprünglich sedimentären Ausgangsgesteinen im Grenzbereich untere Kruste/oberer Mantel wahrscheinlich gemacht.

Schematisch dürfte der Vorgang der Genese daher folgendermaßen abgelaufen sein: In einem tiefgelegenen metamorphen Komplex der Erdkruste findet bei einem relativ kleinen Gehalt an H_2O (MEHNERT 1967) eine starke Temperaturerhöhung statt, die weit über den Beginn der Schmelzbildung hinausgeht. Es bilden sich – wegen des H_2O -Unterschusses und der dadurch bedingten Aufweitung des Aufschmelzbereiches – „eutektische“ Schmelzen, die je nach Ausgangsgestein (normatives Ab/An-Verhältnis) variable Gehalte an Ab- und Or-Komponenten aufweisen. Je kleiner die Ab/An-Verhältnisse, desto Or-reicher sind die anatektischen Schmelzen. Sie sind überhitzt und besitzen eine relativ geringe Viskosität. Bevor die Intrusion einsetzt, kommt es zur vollständigen Trennung von den kristallinen Resten. Wegen der starken Überhitzung können die Magmen weit aufdringen und z. T. bis an die Erdoberfläche gelangen.

5. Zusammenfassung

Im Zusammenhang mit dem jungpaläozoischen Magmatismus sind im Saar-Nahe-Gebiet basaltische, andesitische und rhyolithische Schmelzen aufgedrungen. Die weiteste Verbreitung zeigen die Rhyolithe im Gebiet des Donnersberges sowie in den Massiven von Nohfelden und Bad Kreuznach. Daneben gibt es zahlreiche kleinere Vorkommen, von denen das des Königsberges und die kleineren Komplexe von Schmelz-Außen und Düppenweiler genannt seien. Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen sprechen für ein hohes Intrusionsniveau in der Nähe der Erdoberfläche bzw. für ein effusives Aufdringen der rhyolithischen Magmen bis an die Erdoberfläche.

Nach der Systematik von STRECKEISEN (1967) sind die saarpfälzischen Rhyolithe als Alkalirhyolithe und alkalireiche Rhyolithe zu bezeichnen.

Der mittlere Gesamtgehalt an Feldspat und Quarz liegt für die untersuchten Rhyolithe bei ca. 97 Vol.-%. Die rhyolithischen Magmen enthielten also nur geringe Mafitanteile (gelöst als Komponenten der Schmelze oder kristallin als Restite, Differentiations- und/oder Assimilationsprodukte). Vor der Intrusion der Rhyolithschmelzen muß es daher zu einer

Abtrennung der mafischen Kristallinphasen von der Schmelze gekommen sein, da es Ausgangsgesteine mit einer rhyolith-äquivalenten Zusammensetzung nicht gibt. Assimilationsprozesse sind ebenfalls auszuschließen.

Die normativen Hauptkomponenten sind Quarz, Albit, Orthoklas und zurücktretend Anorthit und Mafite. Das Ab/Or-Verhältnis variiert erheblich, wobei die Or-Gehalte im allgemeinen dominieren.

Für die petrographische Zuordnung wurden die saarpfälzischen Rhyolithe im normativen Or-Ab-Qz-Diagramm mit der Häufigkeitsverteilung von 362 Effusivgesteinen ($\text{Or} + \text{Ab} + \text{Qz} \geq 80$ Gew.-%) verglichen. Sie unterscheiden sich aufgrund geringerer Quarzgehalte und stark variierender Ab/Or-Verhältnisse; keine Übereinstimmung ergibt sich für die Or-reichen Rhyolithe.

Ausgangspunkt der petrogenetischen Diskussion bildet das Untersuchungsergebnis, daß die saarpfälzischen Rhyolithe eine weitgehende stöchiometrische Zusammensetzung in dem Mengenverhältnis von Quarz:Feldspäten:Mafiten haben. Diese Beobachtung kann durch das Ausgangsgestein – bei vollständiger Aufschmelzung – oder durch die Art der Genese – bei selektiver Schmelzanreicherung – bedingt sein. Ein Vergleich der mittleren Rhyolithzusammensetzung mit derjenigen in Frage kommender Ausgangsgesteine (Tone, Grauwacken, Sandsteine, Basalte, Granite) zeigt, daß die Rhyolithe nicht als vollständiges Aufschmelzprodukt eines metamorphen oder magmatischen Ausgangsgesteins verstanden werden können.

Entscheidend für die Genese wird daher die selektive Schmelzanreicherung aus komplexeren Systemen sein. Als Möglichkeiten für die Bildung rhyolithischer Magmen kommen einerseits die anatektische Schmelzbildung bei hochgradiger Metamorphose und andererseits die selektive Anreicherung durch Kristallisationsdifferentiation basaltischer Magmen in Frage.

Für beide Prozesse gilt, daß die Zusammensetzung der rhyolithischen Schmelzen durch den Chemismus und die P-T-Bedingungen des komplexeren Ursprungssystems beeinflusst werden. In die genetische Betrachtung müssen deshalb nicht nur das einfache Orthoklas-Albit-Quarz-System der Rhyolithe, sondern auch das Ab/An-Verhältnis, die Temperatur und der Druck des Ausgangssystems einbezogen werden.

In der Darstellung des Or-Ab-Qz-Diagrammes zeigen die Rhyolithe starke Variationen im Ab/Or-Verhältnis, was bei der Annahme „eutektischer“ Zusammensetzung durch Unterschiede im normativen Ab/An-Verhältnis der Ursprungssysteme erklärt wird. In Übereinstimmung hiermit steht, daß die Rhyolithe „extrem“ wenig Mafite enthalten. Außerdem werden dadurch die Or-reichen Drivate verständlich, für die es sonst (bei kotektischer oder allgemeiner Zusammensetzung) kein äquivalentes Ausgangsgestein gäbe.

Wegen des hohen Intrusionsniveaus müssen die rhyolithischen Magmen trotz der postulierten „eutektischen“ Zusammensetzung überhitzt gewesen sein. Dieser vermeintliche Widerspruch läßt sich zwanglos durch einen H_2O -Unterschuß der Ausgangsgesteine und der dadurch bedingten Aufweitung des Aufschmelzbereiches erklären. Für die rhyolithischen Magmen ist deshalb ein H_2O -Unterschuß anzunehmen.

Der Einfluß des Druckes macht sich bei der Bildung rhyolithischer Schmelzen vor allem im Quarzgehalt bemerkbar. Die relativ niedrigen Quarzgehalte der untersuchten Rhyolithe sprechen für hohe Drücke während der Genese. Eine genaue Abschätzung mit Hilfe experimenteller Untersuchungen am einfachen System Qz-Ab-Or- H_2O ist nicht möglich.

Mit einiger Sicherheit ist jedoch mit Drücken um 12 kb zu rechnen. Dies entspricht einer Erdtiefe von ca. 40 km.

Die rhyolithischen Magmen haben sich also aus komplexeren Systemen durch partielle selektive Schmelzanreicherungen gebildet. Die Variationen in der Zusammensetzung der Rhyolithe werden auf Unterschiede im normativen Ab/An-Verhältnis der Ausgangssysteme zurückgeführt. Der Einfluß von Druck und Temperatur muß dagegen größenordnungsmäßig konstant geblieben sein. Damit ist die Entstehung der saarpfälzischen Rhyolithe durch partielle anatektische Schmelzbildung aus ursprünglich sedimentären Ausgangsgesteinen im Grenzbereich Kruste/Mantel als wahrscheinlich anzusehen.

6. Schriftenverzeichnis

- ATZBACH, O., & SCHWAB, K. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Bl. 6410 Kusel: 1–96, 8 Abb., 16 Tab.; Mainz.
- BERTHOLD, G. (1971): Zur Bruch- und Intrusionstektonik im südwestlichen Bereich des Pfälzer Sattelgewölbes. – Diss. Univ. Mainz: 133+ VI S., 27 Abb., 39 Anl.; Mainz.
- FALKE, H. (1954): Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen Unterrotliegenden. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **99** (3): 298–360, 5 Abb.; Stuttgart.
- JUNG, D. (1961): Ein Pechsteinnachschub in den Felsitporphyr von Nohfelden und seine Beziehungen zu den benachbarten Gesteinen. – Ann. Univ. Sarav. Sci., **8** (für 1959): 141–160; Saarbrücken.
- KOCH, I. (1938): Die Kuseliete des Saar-Nahe-Gebietes. – N. Jb. Mineral., Geol., Abh., **73 A**: 419–494; Stuttgart.
- LORENZ, V. (1973): Zur Altersfrage des Kreuznacher Rhyolithes unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie und Überschiebungstektonik in seiner südlichen Umrandung (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142**: 139–164, 8 Abb.; Stuttgart.
- LUTH, W. C., JAHNS, R. H., & TUTTLE, O. F. (1964): The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. – J. Geophys. Res., **69**: 759–775, 8 Abb., 1 Tab.; Washington.
- MEHNERT, K. R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. – 393 S., 138 Abb., 15 Tab.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).
- NOCKOLDS, S. R. (1954): Average chemical composition of some igneous rocks. – Bull. Geol. Soc. Am., **66**: 1007–1032; New York.
- PLATEN, H. v. (1965a): Kristallisation granitischer Schmelzen. – Beitr. Mineral. Petrogr., **11**: 334–381, 11 Abb., 9 Tab.; Heidelberg.
- (1965b): Experimental anatexis and genesis of migmatites (in „Controls of Metamorphism“). – Edinburgh, London (Oliver and Boyd).
- & HÖLLER, H. (1966): Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kb H₂O-Druck. – N. Jb. Mineral., Abh., **106** (1): 106–130; Stuttgart.
- SCHWAB, K. (1971): Das Intrusionsalter des Kuselites vom Remigiusberg und seine Beziehung zur Potzberg-Kuppel (Saar-Nahe-Gebiet). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60**: 288–297, 2 Abb.; Wiesbaden.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and Nomenclatur of Igneous Rocks. – N. Jb. Mineral., Abh., **107** (2): 144–214; Stuttgart.
- THEUERJAHR A.-K. (1967): Zur Geologie der NW-Flanke des Pfälzer Sattels im Gebiet von Lauterecken – Hundsbach – Bärweiler – Breitenheim. – Dipl.-Arb. Univ. Mainz: 199 S., 16 Abb., 56 Prof.; Mainz.
- (1971): Die Jeckenbacher Schwelle. Ein paläogeographisches Element der Saar-Nahe-Senke zur Rotliegendzeit. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60**: 298–307, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1973): Geochemisch-petrologische Untersuchungen an jungpaläozoischen Rhyolithen des Saar-Nahe-Gebietes. – Diss. Univ. Mainz: 93 S., 6 Abb., 25 Tab.; Mainz.
- TRÖGER, W. E. (1969): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. – 360 + 90 S.; Bonn (Verl. dt. mineral. Ges.)

- TUTTLE, O. F., & BOWEN, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. – 153 S., 67 Abb.; Baltimore.
- WEDEPOHL, K.H. (1969): Handbook of Geochemistry. – **1**; Heidelberg (Springer).
- (ed.) (1970): Handbook of Geochemistry. – **2** (2); Heidelberg (Springer).
- WINKLER, H. G. F. (1957): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. I. Hydrothermale Metamorphose karbonfreier Tone. – *Geochem. Cosmochem. Acta*, **13**: 42–69; London.
- (1962): Viel Basalt und wenig Gabro – wenig Rhyolith und viel Granit. – *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **8**: 222–231, 1 Abb., 2 Tab.; Heidelberg
- & v. PLATEN, H. (1958): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. II. Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl-führenden kalkfreien Tonen. – *Geochem. Cosmochem. Acta*, **15**: 91–112, 5 Abb.; London.
- – (1960): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. III. Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. – *Geochem. Cosmochem. Acta*, **18**: 294–316, 3 Abb., 7 Tab.; London.
- – (1961a): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. – *Geochem. Cosmochem. Acta*, **24**: 48–69; London.
- – (1961b): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. – *Geochem. Cosmochem. Acta*, **24**: 250–259; London.
- YODER, H. S., & TILLEY, C. E. (1962): Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. – *J. Petrol.*, **3**: 342–532, 50 Abb., 53 Tab., 10 Taf.; Oxford.

Manuskript eingegangen am 15. 1. 1986

Höheres Rotliegendes in der Wetterau – Gliederung und Sedimentologie

Von

DETLEF MARELL und GOTTHARD KOWALCZYK*

Kurzfassung: Die Abfolge der mindestens 200 m mächtigen klastischen Sedimente der Schöneck-Schichten im unteren Abschnitt des höheren Rotliegenden der Wetterau kann mittels sedimentologischer Kriterien gegliedert werden. Vier unterscheidbare lithologische Einheiten spiegeln den Wechsel der Ablagerungsbedingungen im Bereich mäandrierender und verzweigter Flußsysteme wider. Die Veränderungen des Sedimentationsmilieus sind Ausdruck der strukturellen Beckenentwicklung.

[Upper Rotliedgend in the Wetterau area – succession and sedimentology]

Abstract: The clastic sequence of the Schöneck-Schichten (thickness at least 200 m) in the lower part of the upper Rotliedgend can be subdivided by sedimentological criteria. Four distinguishable lithological units reflect the changes of depositional conditions in a system of meandering and braided rivers. The changes of the sedimentary environments are the effects of the structural development of the basin.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung (G. K.)	227
2. Die Schichtenfolge (D. M.)	229
2.1. Einheit A, Basalt	229
2.2. Einheit A, sedimentäre Abfolge.	232
2.3. Einheit B	233
2.4. Einheit C	240
2.5. Einheit D	242
3. Ergebnisse (G. K.)	245
4. Schriftenverzeichnis	248

1. Einleitung

Die Schichtenfolge des Rotliegenden in der Wetterau wurde 1983 von KOWALCZYK in fünf informale Einheiten unterteilt (Abb. 2), deren oberste die Schöneck- und Bleichenbach-Schichten bilden. Dabei wurden die Schöneck-Schichten im wesentlichen über sedimentpetrographische Unterschiede zum Liegenden und Hangenden definiert. Ihre Gliederung und ihr Sedimentationsmilieu waren zum Zeitpunkt ihrer Abgrenzung noch nicht hinreichend bekannt (vgl. KOWALCZYK 1983: 92). Durch die Arbeit von MARELL (1982) und

* Dipl.-Geol. D. MARELL, Prof. Dr. G. KOWALCZYK, Geologisch-Paläontologisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberganlage 32, 6000 Frankfurt a. M.

weiterführende Untersuchungen können jetzt zum Aufbau, zum Sedimentationsmilieu und zur Abgrenzung der Schöneck-Schichten detailliertere Angaben gemacht werden, die im folgenden dargestellt sind. Sedimentpetrographie, Diagenese und Paläontologie werden nur insoweit berücksichtigt, als sie über die Beobachtungen von KOWALCZYK (1983) hinausgehen.

Die Schöneck-Schichten bestehen aus einer über 200 m mächtigen Abfolge von Siltsteinen, Sandsteinen und Konglomeraten mit geringmächtigen Karbonaten und einzelnen Tuffen und Tuffiten. Ihre Basis bilden – allerdings nur lokal nachweisbare – Basalte. Von den übrigen Rotliegend-Einheiten unterscheiden sich die Schöneck-Schichten vor allem durch die Führung von Geröllen rotliegendzeitlicher Basalte in allen Konglomeraten; deshalb werden diese Gerölle als signifikantes Merkmal zu Gliederungszwecken benutzt. Als Hangendgrenze zu den überlagernden Bleichenbach-Schichten wird die oberste Kalkbank der letzten Sequenz mit Basaltgeröll führenden Konglomeraten angesehen.

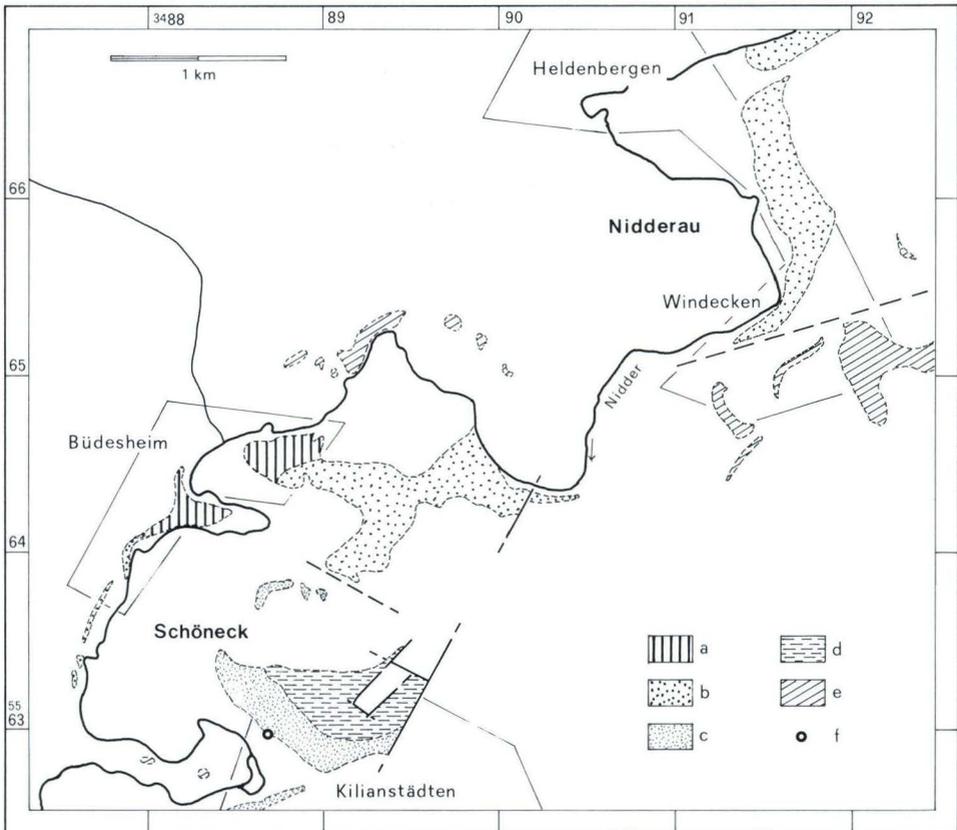


Abb. 1. Oberflächennahe Verbreitung der Schöneck-Schichten im Untersuchungsgebiet. a – Basalte der Schöneck-Schichten (Einheit A); b – unterer Abschnitt der Schichtenfolge (Einheiten A und B); c – oberer Abschnitt der Schichtenfolge (Einheiten C und D); d – Bleichenbach-Schichten; e – Schöneck-Schichten ungegliedert; f – Bohrung.

Die oberflächennahe Verbreitung dieser überwiegend braunrot gefärbten klastischen Sedimente ist auf das Gebiet zwischen Schöneck und Nidderau (Bl. 5718 Ilbenstadt, 5719 Altenstadt) beschränkt, abgesehen von kleinen Vorkommen bei Altenstadt-Lindheim und Offenbach (Abb. 1, vgl. KOWALCZYK 1983: Taf. 8).

Innerhalb der Schöneck-Schichten lassen sich jetzt vier Einheiten unterscheiden, deren Darstellung Zweck der vorliegenden Arbeit ist:

- Einheit A: Wechselfolge von überwiegend Silt-, Ton- und Feinsandsteinen, einem Basalt auflagernd.
- Einheit B: Grob-zu-fein-Sequenzen von Konglomeraten bis zu Siltsteinen.
- Einheit C: Wechselfolge von Silt-, Ton- und Feinsandsteinen.
- Einheit D: Grob-zu-fein-Sequenzen von Konglomeraten bis zu Siltsteinen und Wechsel-
folge von Silt-, Ton- und Feinsandsteinen mit einzelnen Karbonatbänken.

Die Aufstellung dieser vier Einheiten ist ausschließlich lithologisch – und zwar zunächst einmal granulometrisch – begründet. Im Sinne der sedimentologischen Entwicklung oder der Entwicklung des Ablagerungsmilieus ergibt sich eine andere Einteilung: Einheit A bildet die Fortsetzung und den faziellen Abschluß der in den Düdelheim-Schichten (Abb. 2) begonnenen Sedimentation, unterbrochen vom Ereignis des Aufdringens der rotliegendzeitlichen Basalte. Die Einheiten B und C lassen sich zu einem Großrhythmus zusammenfassen; Einheit D stellt schließlich den Übergang zu den playa-Sequenzen der Bleichenbach-Schichten dar.

Das Profil der Schöneck-Schichten, wie es in Abb. 2 dargestellt ist, ist nirgends lückenlos erschlossen. Die Abgrenzung der Einheiten und die Zuordnung einzelner Vorkommen zu diesen Einheiten erfolgte so weit wie möglich über die durch die Kartierung zu erreichende Klärung der Verbandsverhältnisse. So läßt sich zeigen, daß Einheit A einem rotliegendzeitlichen Basalt aufliegt; Einheit D ist durch aufgeschlossene Profile mit den basalen Bleichenbach-Schichten verbunden. Einheit B lagert nachweisbar Einheit A auf, während Einheit C die Einheit D unterlagert. Als hilfreich bei der Abgrenzung der Einheiten und der Zuordnung einzelner Vorkommen erweist sich außerdem die Ermittlung des jeweiligen Ablagerungsmilieus. Bei der geringen räumlichen Ausdehnung des Untersuchungsgebietes wird davon ausgegangen, daß unterschiedliche Sedimentationsmilieus auch zeitverschieden sind, so daß z. B. die Faziesassoziation eines mäandrierenden Flußsystems am selben Ort nicht gleichzeitig mit der eines verzweigten auftritt.

2. Die Schichtenfolge

2.1. Einheit A, Basalt

Aufschlüsse: Auflässiger Steinbruch an der Mühle in Schöneck-Büdesheim (R 34 88 70, H 55 64 60).
Bahnböschung am südlichen Tunnelausgang in Schöneck-Büdesheim (R 34 88 89, H 55 64 41; Prof. A1).

Die Schöneck-Schichten beginnen dort, wo sie vollständig entwickelt sind, mit einem Basalt. Er steht in der hier vorgeschlagenen Abgrenzung an ihrer Basis.

Das bedeutendste Vorkommen der rotliegendzeitlichen Basalte bildet den Untergrund des Ortskerns von Schöneck-Büdesheim. Nach NEGENDANK (1967) handelt es sich petrographisch um einen Olivinbasalt.

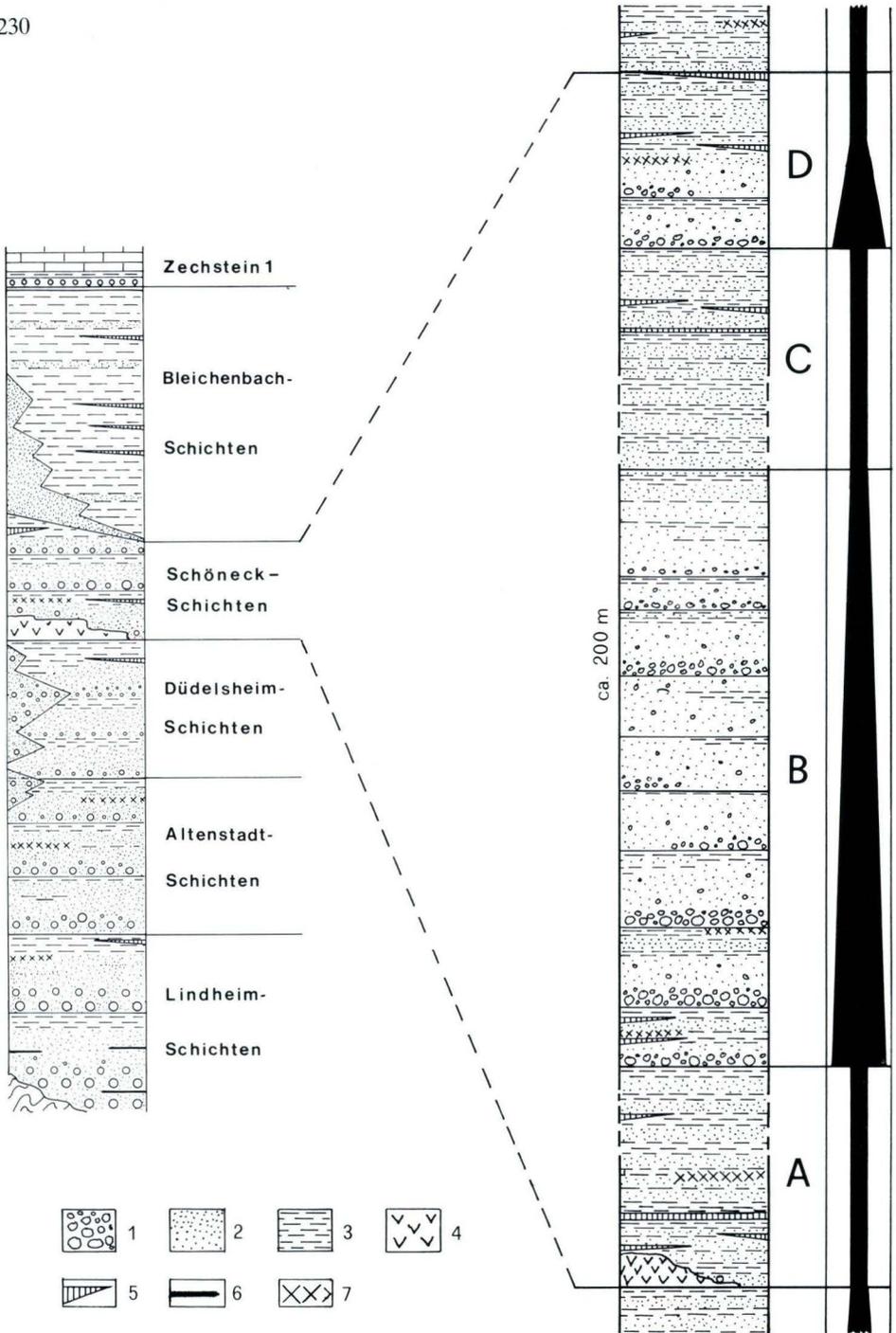


Abb. 2. Kompiliertes Profil durch die Schöneck-Schichten und ihre Stellung innerhalb der Rotliegend-
 abfolge der Wetterau. 1 – Konglomerate; 2 – Sandsteine; 3 – Silt- und Tonsteine; 4 – Basalt der
 Schöneck-Schichten; 5 – Kalke und Mergel; 6 – Kohleschmitzen; 7 – Tuffe und Tuffite.

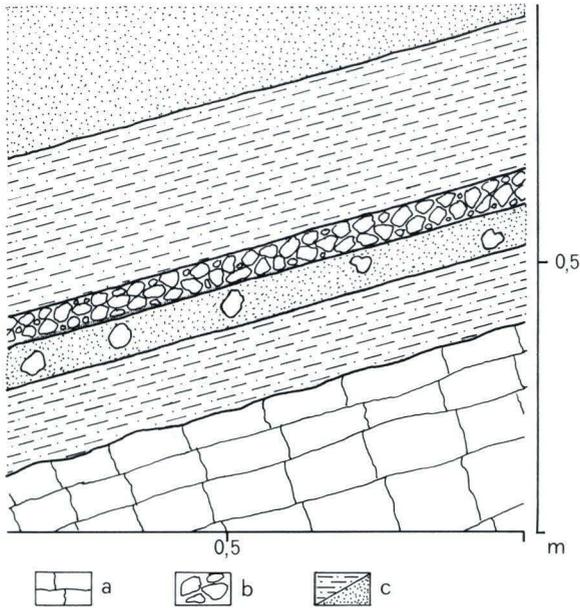


Abb. 3. Hangendkontakt des Basaltes, unterer Abschnitt des Prof. A1. a – Basalt; b – Basaltgerölle; c – Siltstein/Feinsandstein.

Frühere Bearbeiter, u.a. v. REINACH (1899), sahen diesen Gesteinskomplex als Intrusion an, während sich in jüngerer Zeit die Anschauung durchsetzte, es handle sich um extrusive Basalte (NEGENDANK 1968, KOWALCZYK 1983). Hierfür sprachen verschiedene Kennzeichen wie der lagige Wechsel von blasiger und dichter Ausbildung, Sedimenteinklungen und hoher Glasgehalt.

Diesen Kennzeichen kann nunmehr ein wesentliches Indiz hinzugefügt werden, da es während der Geländearbeit gelang, den Kontakt zu den hangenden Sedimenten freizulegen (Prof. A1, Abb. 3). Der anstehende Basalt ist hier sehr blasenreich ausgebildet und zeigt eine unregelmäßig wellige Oberfläche. Ihm lagern dünnbankige Silt- und Feinsandsteine auf, denen 5–8 cm mächtige Lagen zwischengeschaltet sind, die nahezu ausschließlich aus Basalt bestehen. Es handelt sich jedoch nicht um Apophysen, sondern um lagenweise Anhäufungen von Basaltgeröllen. Ein deutliches Kennzeichen für die unmittelbare Nähe zum Abtragungsgebiet ist ihre sehr schlechte Zurundung. Der auf der Landoberfläche erstarrte Basalt fiel also der Abtragung, ohne zuvor von größeren Sedimentschüttungen überdeckt worden zu sein. Die dünnbankigen Feinklastika, die ihm unmittelbar auflagern, zeigen keinerlei Frittungserscheinungen und wurden demnach auf bereits erkaltete Lava sedimentiert. Damit scheint die Angabe, es handle sich um einen effusiven Basalt, bestätigt.

2.2. Einheit A, sedimentäre Abfolge

Aufschlüsse: Bahnböschung am südlichen Tunnelausgang in Schöneck-Büdesheim (R 34 88 89, H 55 64 41; Prof. A1).

Böschung südlich des Sportplatzes in Schöneck-Büdesheim (R 34 87 65, H 55 63 57; Prof. A2).

Bahnböschung nordöstlich der Streckenteilung in Richtung Altstadt, Nidderau (R 34 91 72, H 55 66 94; Prof. A3).

Anschnitt am Bahnhof Nidderau (R 34 91 48, H 55 66 36; Prof. A4).

Die Sedimente aus Prof. A1 lagern dem Basalt unmittelbar auf (Mächtigkeit: mindestens 15 m, wahrscheinlich über 20 m).

Prof. A2 beschreibt eine ca. 3,5 m mächtige Schichtenfolge etwa 10 m oberhalb des Basaltes und ist mit dem oberen Teil des Prof. A1 parallelisierbar.

Das Vorkommen an der Streckenteilung in Richtung Altstadt (Prof. A3) unterlagert die Sedimente der Einheit B im Bereich des Bahnhofs Nidderau. Die Schichten sind entweder jünger oder gleichalt wie die Schichten in Schöneck-Büdesheim.

Gesamtmächtigkeit der Schichten der Einheit A: mindestens 15 m, wahrscheinlich über 20 m (Abb. 4).

Kennzeichnend für diese Schichtenfolge ist eine Wechsellagerung fein- bis mittelkörniger Sedimente mit Bankmächtigkeiten bis zu max. 1 m. Abgesehen von den beiden geringmächtigen Basaltkonglomerat-Horizonten an der Basis der Abfolge wurden keine weiteren Konglomerate angetroffen.

Im einzelnen baut sich die Schichtenfolge aus braunroten, feldspatführenden Fein- und Mittelsandsteinen mit wechselndem Kalkgehalt auf, denen vergleichsweise geringmächtige (dm-Bereich) Lagen von Siltsteinen und Siltstein-Tonstein-Alterationen zwischengeschaltet sind. Die Bankgrenzen sind überwiegend scharf und zeigen lateral einen ebenen bis flachwelligen Verlauf ohne deutliche Erosionseinwirkungen. Die Sandsteine sind gleichkörnig ausgebildet und lassen nur selten eine schwache Gradierung erkennen. Sie sind im Aufschlußbereich ausschließlich eben oder wellig horizontal geschichtet und weisen über eine laterale Erstreckung von 20–25 m nur unwesentliche Mächtigkeitsschwankungen auf. Die feinklastischen Ablagerungen (Siltstein-Siltstein- und Tonstein-Siltstein-Feinsandstein-Wechsellagerungen) sind flaserig, wellig horizontal oder mikroschräg geschichtet (flache Strömungsrippeln) und halten selbst bei dünnbankiger Ausbildung lateral über mindestens 7 m durch. Vornehmlich im höheren Bereich der Abfolge sind darin örtlich Abdrücke unbestimmbarer Pflanzenreste erhalten. Kohlige Reste von *Walchia* sp. fanden sich angereichert in graugrün entfärbten Feinsandsteinlagen im Bereich des Prof. A3.

Etwa 13 m oberhalb des Basaltes ist eine 3–10 cm mächtige, weitgehend sandfreie Lage von schmierig-seifiger Konsistenz mit hellgrüner, z. T. violettstichiger Färbung zu beobachten, die in den Prof. A1 und A2 über die gesamte Aufschlußbreite zu verfolgen ist. Die gleichartige petrographische Zusammensetzung (hohe mixed-layer- und Smectit-Gehalte) weist diesen Horizont als umgewandelten Tuff eines basaltischen Ausgangsmaterials aus; er kann daher als zusätzliches Kriterium bei der Parallelisierung der beiden Aufschlüsse herangezogen werden.

Im basalen Abschnitt der Schichtenfolge sind einzelne Sandsteinbänke stark kalkig gebunden. Außerdem sind untergeordnet knollige Karbonatanreicherungen festzustellen, die ihre Entstehung primärer Kalkausfällung verdanken und als caliche angesprochen werden können.

Die Interpretation der Sedimentausbildung durch Vergleich mit rezenten Beispielen aus dem semi-ariden Klimabereich (vgl. MIALL 1978a, REINECK & SINGH 1980, ALLEN 1982) ergibt einen fluviatilen Ablagerungsraum mit mäandrierenden Rinnen geringer Wassertiefe und niedriger Strömungsenergie sowie angrenzenden, mehr oder minder konstant mit Flachwasser bedeckten Überflutungsebenen (flood plains). Wenngleich keine typisch ausgebildeten Gleithangsequenzen (point bar deposits) beobachtet werden konnten, so muß doch für die mehrere Dezimeter mächtigen Fein- bis Mittelstandsteinbänke eine Sedimentation im Rinnenbereich selbst angenommen werden. Daß charakteristische Schrägschichtungseinheiten nicht festgestellt werden konnten, mag einerseits anschnittbedingt oder andererseits auf die geringe Aufschlußdichte zurückzuführen sein. Das Fehlen von Geröllen aus den Schwellengebieten des Taunus und Spessarts wäre demnach eine Folge der geringen Transportkraft der Gewässer.

Die ausschließlich Basaltgerölle führenden konglomeratischen Horizonte an der Basis der Schöneck-Schichten stellen hierzu keinen Widerspruch dar, da diese Gerölle aufgrund ihres sehr schlechten Rundungsgrades nur aus der unmittelbaren Umgebung bezogen werden können.

Im Liegenden der ersten Grobschüttung der nachfolgenden Einheit B (Prof. A4) findet sich noch eine ca. 4,5 m mächtige Schichtenfolge, die lateral über mindestens 25 m zu verfolgen und als fining-upward-Sequenz ausgebildet ist. Sie wird im basalen Abschnitt von geröllführendem Grobsandstein, Mittelsandstein mit Tonsteingeröllen und einer Mittelsandstein-Feinsandstein-Wechselagerung aufgebaut, der ein rasch auskeilender Mergelhorizont zwischengelagert ist. Die Gesteine sind undeutlich wellig horizontal geschichtet und feldspatführend. Es folgt eine Pflanzenhäcksel führende Feinsandstein-Siltstein-Alteration mit welliger Horizontallamination und Kleinrippelschichtung am Top, in die ungeschichtete oder mitteldimensionale schräggeschichtete Feinsandsteinlinsen von bis zu 2 m Erstreckung nach Art der cut-and-fill-structures eingeschaltet sind.

Damit liegt eine vollständige Rinnensequenz vor, die zwar im unteren Teil die für point bars typische Schrägschichtung vermissen läßt, im feinklastischen Abschnitt jedoch sicher als obere Gleithang- und Uferablagerungen (natural levée und crevasse splay deposits) angesprochen werden können.

Einheit A wird somit von Sedimenten eines mäandrierenden Flußsystems aufgebaut.

2.3. Einheit B

Aufschlüsse: Anschnitte im Bereich des Bahnhofs Nidderau (R 34 91 48, H 55 66 36 – R 34 91 70, H 55 65 84; Prof. B1–B9 und B13).

Aufgelassener Steinbruch oberhalb Prof. B9 am Bahnhof Nidderau (R 34 91 60, H 55 66 12; Prof. B10–B12).

Aufgelassener Steinbruch an der Bahnbrücke westlich Nidderau-Windecken (R 34 91 64, H 55 65 49; Prof. B14).

Die Grobkonglomerate führen Basaltgerölle mit bis zu 20 cm \emptyset , die auf die zeitliche und räumliche Nähe zur Basaltförderung schließen lassen und in den höheren Einheiten C und D in dieser Größe nicht mehr anzutreffen sind. Zwischen den einzelnen Vorkommen bestehen keine Anzeichen für eine trennende Störung.

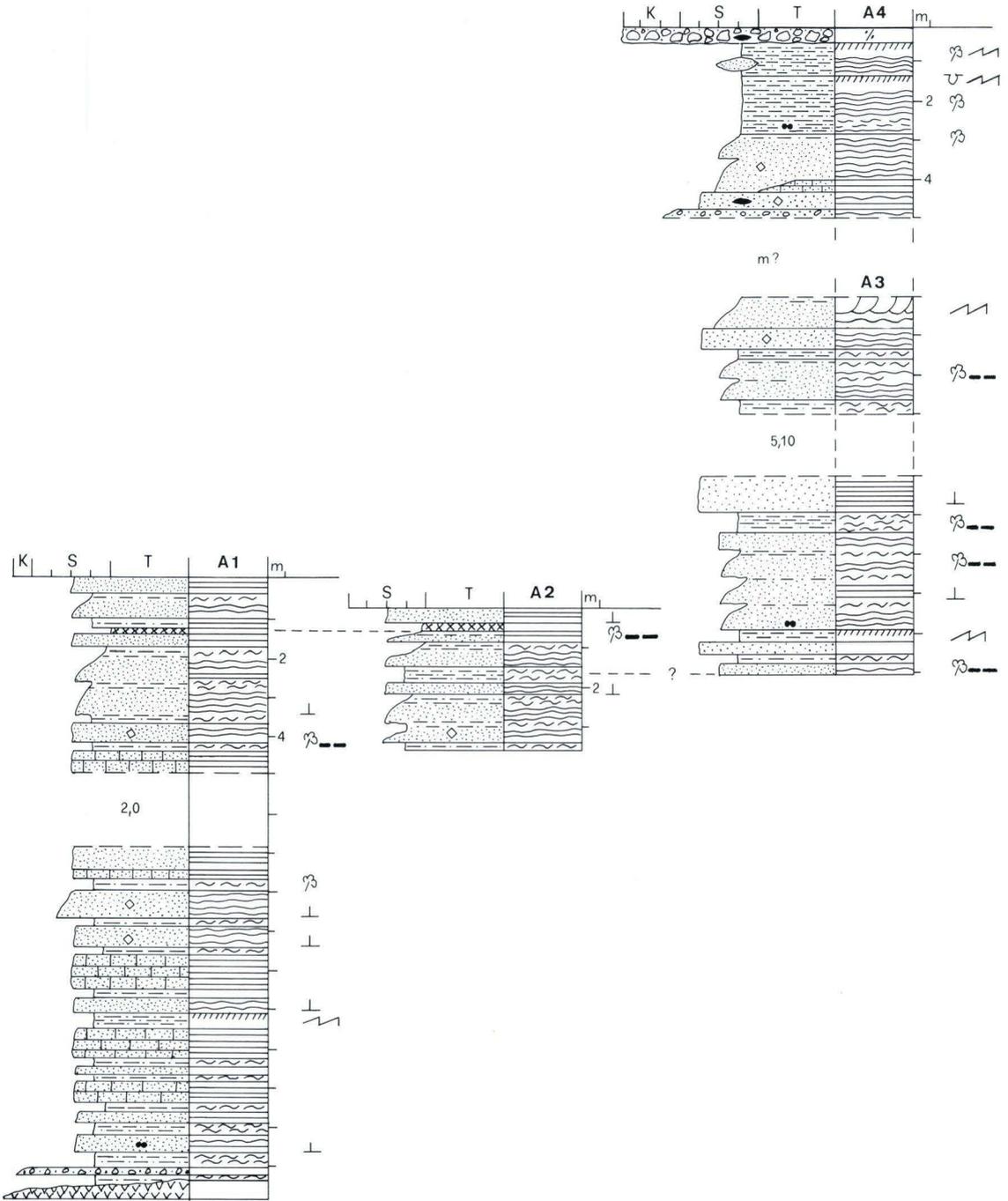
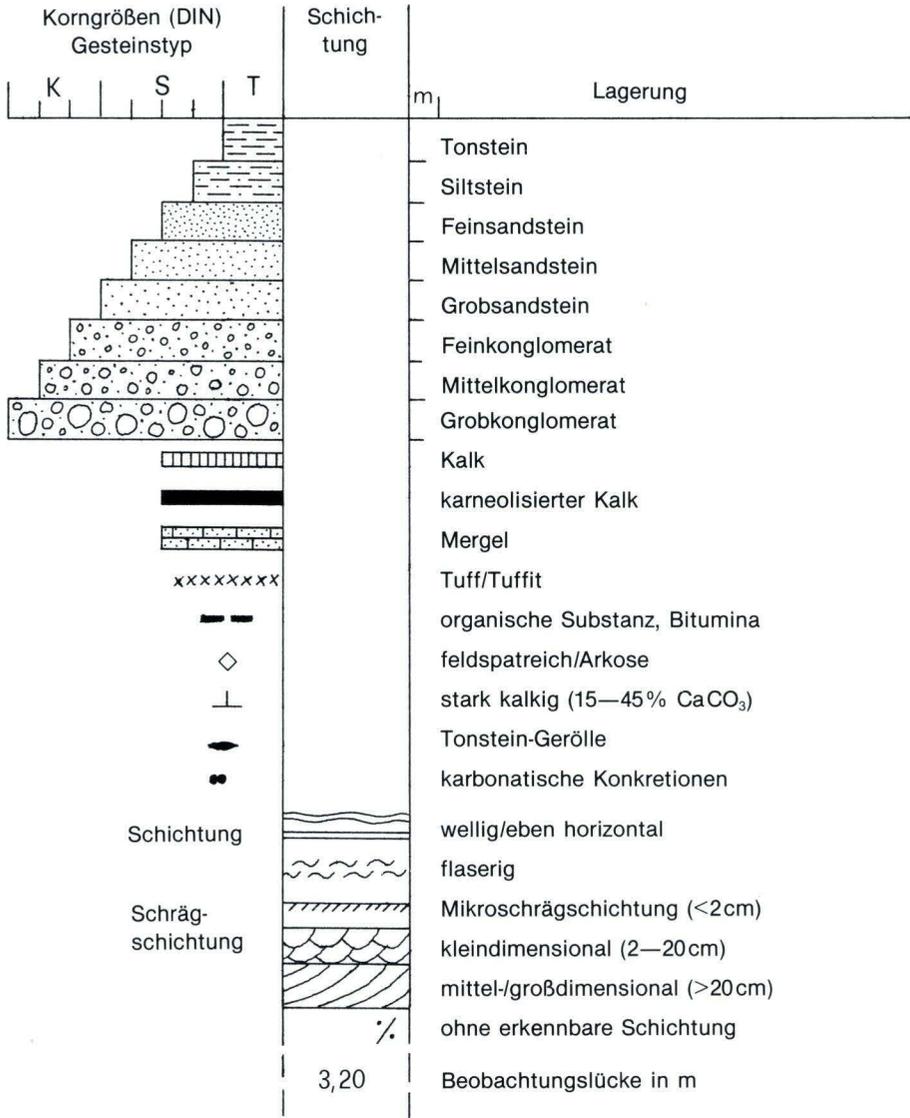


Abb. 4. Einheit A, Prof. A1-A4. (Legende gegenüber)



- Strömungsrippeln
- Oszillationsrippeln
- Trockenrisse

- Flora
- Algen
- load casts

Die Sedimente der Einheit B sind mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 110 m die am besten aufgeschlossenen Ablagerungen der Schöneck-Schichten und konnten mit wenigen Beobachtungslücken über insgesamt 84 Profilmeter aufgenommen werden (Abb. 6).

Während die Sedimente der Einheit A deutliche Anklänge an die feinklastischen Gesteine der unterlagernden Düdelsheim-Schichten zeigen, beginnt erst mit dem abrupten Einsetzen der in einzelne Grob-zu-fein-Sequenzen gegliederten Schichtenfolge der Einheit B die Anlieferung grober Gerölle. Die Unterscheidung zu den Sedimenten im unmittelbaren Hangenden des Basaltes erfolgt daher durch das Auftreten eines neuen Schichtungstyps.

Als Grenze zwischen den Einheiten A und B wird die in den Prof. A4–B2 angetroffene Grobkonglomeratbank angesehen, die über einer uneben verlaufenden Erosionsdiskordanz einerseits die feinklastischen Schichten der Fazies A im Bereich des Prof. A4 überlagert und andererseits die liegende Schicht in den Prof. B1–B4 bildet. Sie ist mit einer konstanten Mächtigkeit von ca. 1,10 m lateral über mindestens 35 m zu verfolgen und führt schlecht gerundete Gerölle mit bis zu 12 cm \varnothing , darunter zahlreiche intraformationale Tongerölle. Eine undeutlich ausgebildete Horizontalschichtung ist nur am Top dieser Bank zu erkennen.

Zum Hangenden hin sind zwei unterschiedlich ausgebildete, einander lateral vertretende Schichtenfolgen zu beobachten, die wegen ihrer Bedeutung für die Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen etwas näher beschrieben werden sollen: Im Bereich des Prof. B2 zeigen sich in rascher Aufeinanderfolge (dm-Bereich) auskeilende oder lentikulär umgrenzte Feinkonglomerate, mitteldimensional wechselnd bogig schräggeschichtete Mittelsandsteine, örtlich mit Geröllführung, sowie wellig horizontal laminierte oder kleinrippelig geschichtete Feinsand- und Siltsteine, die lagenweise Pflanzenreste führen und Trockenrißhorizonte enthalten. Darüber hinaus sind zwischengeschaltete, cm-mächtige Mergel und weitere vier Tuffitlagen in ähnlicher Ausbildung wie im Abschnitt der Einheit A zu erwähnen. Die in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 7 m anstehenden Gesteine lassen sich in drei Sequenzen unterteilen, wovon die mittlere eine kontinuierliche Korngrößenabnahme zum Hangenden hin aufweist. Ihre interne Gliederung in ein basales Mittelgrobkonglomerat, überlagert von wechselnd bogig schräggeschichtetem Mittelsandstein mit basaler Geröllführung und einer flaserig und mikroschräg geschichteten Sandstein-Siltstein-Alteration mit Korngrößenabnahme zum Top hin lassen noch die typische Ausbildung einer Rinnensequenz im mäandrierenden Flußsystem erkennen. Die Dimension der Schichtenfolge erlaubt dabei den Rückschluß auf eine kleine Nebenrinne.

Die beiden Sequenzen im Liegenden und Hangenden zeigen dagegen einen abweichenden Schichtaufbau. Über der jeweiligen grobklastischen Basiseinheit folgt unvermittelt ohne scharfe Grenze die Ablagerung deutlich feinkörnigeren Materials (Silt- und Tonstein). Auch hier müssen die groben Sedimente mit erosiver Basis als Ablagerungen in ähnlich dimensionierten Rinnen angesehen werden. Die rasche Korngrößenabnahme kennzeichnet ein plötzliches Nachlassen der Strömungsenergie, nicht jedoch der Wasserführung. Im fluvialen Ablagerungsmilieu sind derartige Strömungsverhältnisse vor allem in abgeschnittenen Mäanderkrümmungen (Altarmen, oxbows) gegeben.

Erhärtert wird diese Annahme durch die Ausbildung der nach kurzer horizontaler Distanz (20 m) angeschnittenen, korrespondierenden Hauptrinnensedimente (Prof. B4). Dort folgt über einer großbogig verlaufenden Erosionsdiskordanz an der Hangendgrenze eines dickbankigen Mittelsandsteins eine fining-upward-Sequenz, bestehend aus einem basalen Grobkonglomerat mit Überlagerung durch eine 1,60 m mächtige, wechselnd bogig

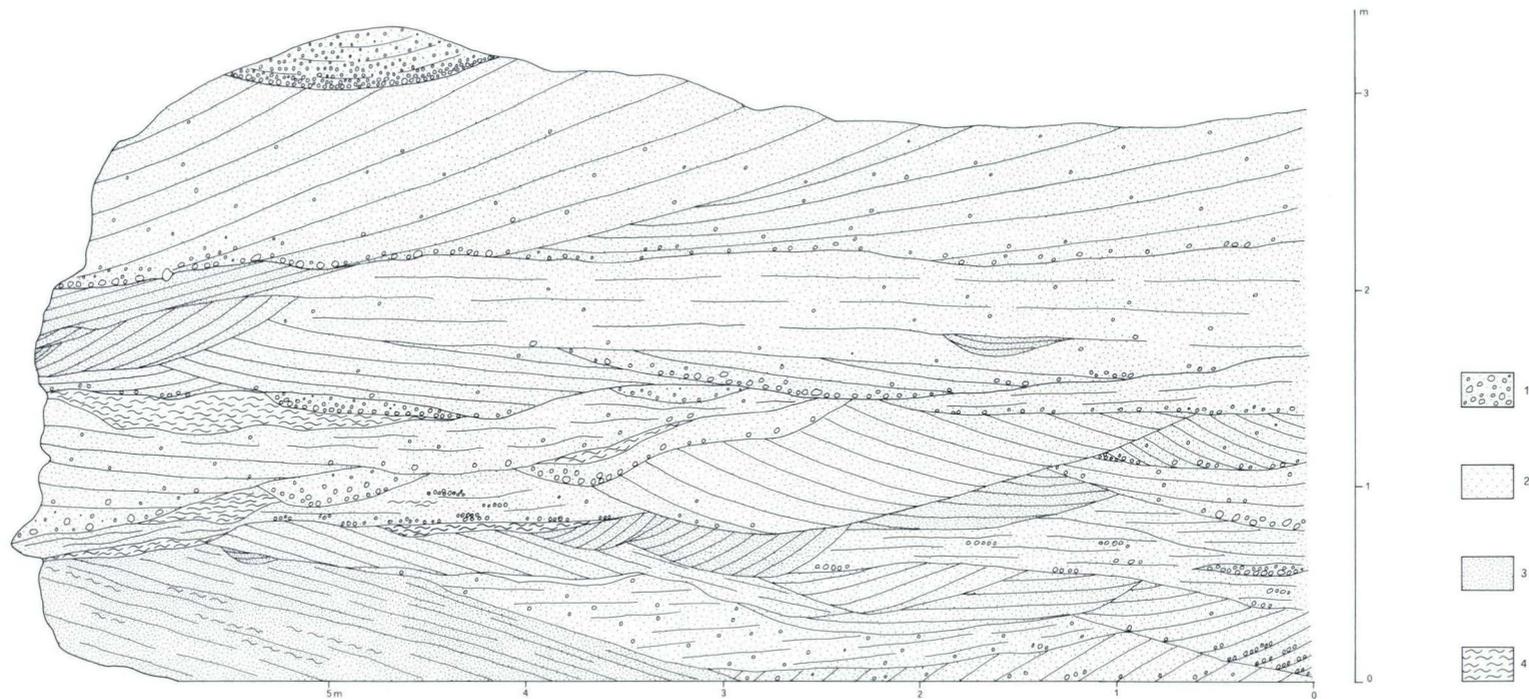


Abb. 5. Schichtenfolge im unteren Abschnitt des Prof. B9, Bahnböschung Bhf. Nidderau. 1 – Konglomerat; 2 – Grob-/Mittelsandstein; 3 – Feinsandstein; 4 – Siltstein und Siltstein-Feinsandstein-Wechsellagerung.

großdimensional schräggeschichtete Grobsandsteinbank mit basaler Geröllführung. Den Abschluß bildet eine eben bis wellig horizontal geschichtete Mittelsandstein-Feinsandstein-Alteration mit einer Mächtigkeit von ca. 0,6 m. Weiter zum Hangenden hin folgt erneut über einer bogigen Erosionsdiskordanz die Basiseinheit der nächsten Sequenz in Form einer ebenfalls dickbankigen, wechselnd bogig großdimensional schräggeschichteten Mittel- bis Grobsandschüttung.

Bemerkenswert ist das Fehlen sowohl feinklastischer Sedimente als auch kleindimensionaler schräggeschichteter Sandsteine am Top der Sequenz und im Liegenden der Grobkonglomeratbank (= Top der unterlagernden Sequenz), die für die vollständige Entwicklung einer Gleithangsedimentation charakteristisch wären. Statt dessen setzen erneut Grobschüttungen ein, die aufgrund ihrer bogig ausgebildeten Schrägschichtung in Übereinstimmung mit MIALL (1978b) als Rinnenablagerungen im lower flow regime angesehen werden und im Schichtverband eine Migration der Rinne bezeugen. Damit und unter Berücksichtigung des weiteren Sedimentationsverlaufs im Bereich der Prof. B5–B13 wird für diese Sequenz eine Entstehung als channel bar deposit im verzweigten Flußsystem (braided channels) angenommen.

Mit dem Einsetzen der Fazies B ist eine deutliche Erhöhung der Transportenergie der Gewässer in der Anlieferung grobklastischer Sedimente festzustellen. Dies kann nicht allein auf eine Steigerung des Wasserangebots zurückgeführt werden, denn im Ablagerungsraum flacher, mäandrierender Rinnen (Einheit A) müßten sich in diesem Fall weite Überflutungsebenen (flood plains) entwickeln. Entsprechende Sedimente sind im besprochenen Profilabschnitt jedoch nicht nachweisbar. Die Ursache muß deshalb im höheren Gefälle der Flußläufe angenommen werden, was wiederum tektonische Bewegungen voraussetzt. Eine Steigerung des Höhenunterschiedes Liefergebiet/Sedimentationsbecken bewirkt seinerseits eine Begradigung der Wasserläufe durch Abschneiden von Mäanderkrümmungen. Die Entstehung von Altarmen, in denen laminierte Sedimente als channel fill deposits abgelagert werden, ist daher nicht wie im Regelfall auf eine Erhöhung, sondern auf eine Verringerung der Sinuosität der Flußläufe zurückzuführen.

Deutlich zeigen sich die veränderten hydrodynamischen Bedingungen im Bereich der Prof. B5–B12 durch das Fehlen rinnenflankierender Sedimente (bank deposits, flood plain deposits) und der Aufeinanderfolge von Sequenzen, in denen großdimensional bogig schräggeschichtete Mittel- bis Grobsandsteine vorherrschen (Abb. 5). Die Bankmächtigkeiten erreichen bis zu 4 m, einzelne Schrägschichtungseinheiten bis zu ca. 1,50 m. Gerölle finden sich angereichert je an der Basis einer neuen Schrägschichtungseinheit und örtlich einzeln im Sediment verteilt oder aber in zahlreichen zwischengeschalteten Konglomeratlinien von max. 2,80 m lateraler Erstreckung. Im Hangenden der Grobsandsteinbänke folgen örtlich über gerade verlaufenden Erosionsdiskordanzen planar schräg- oder horizontal geschichtete Mittel- bis Feinsandsteine mit stark schwankenden Mächtigkeiten (cm-dünne Lagen bis zu 2 m mächtige Bänke). Siltsteine treten stark zurück und kommen nur in Wechsellagerung mit Feinsandsteinen als dünnbankige, rasch auskeilende Horizonte vor. Die einzelnen Sequenzen, deren Mächtigkeiten zwischen 3 und 6 m schwanken, sind überwiegend „unvollständig“ ausgebildet, d. h., feinkörnige Topsedimente wurden nicht abgesetzt oder aber nach der Ablagerung sofort wieder erodiert.

Dickbankige Grobkonglomerate wurden lediglich in den Prof. B3 und B12 angetroffen. Sie führen mittelmäßig bis schlecht gerundete Gerölle mit bis zu 15 cm Ø und lassen nur

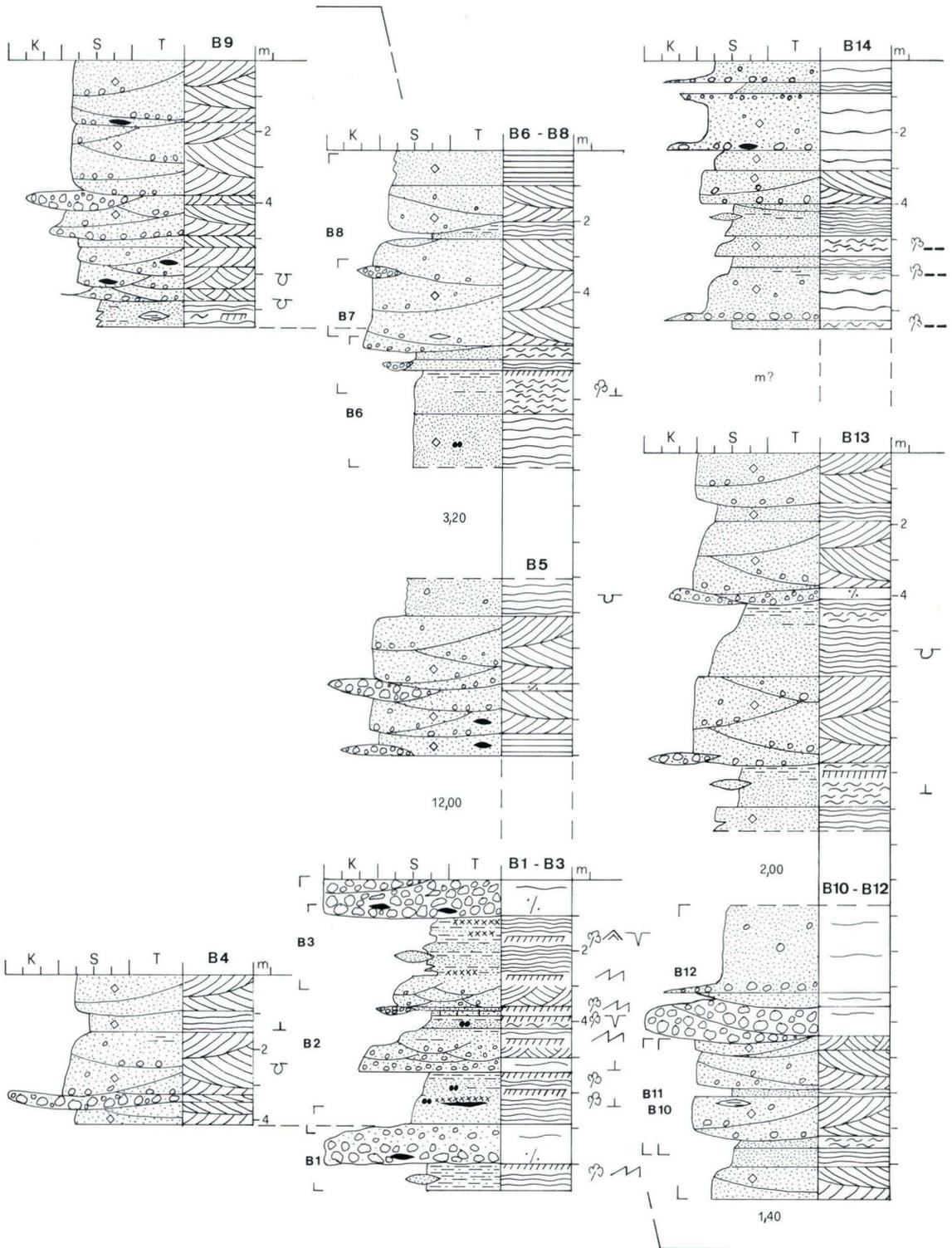


Abb. 6. Einheit B, Prof. B1-B14. (Legende bei Abb. 4)

lokal eine sehr undeutlich ausgeprägte Horizontalschichtung durch die Einregelung plattiger Komponenten erkennen. Ihre Bankuntergrenzen sind durch großbogige Erosionsdiskordanzen markiert. Aufgrund der reichen Geröllführung werden sie daher als basale Rinnensedimente (Sohlenpflaster, channel lag deposit) angesehen. Eine Entstehung dieser Sedimente als Schwemmfächerablagerungen muß ausgeschlossen werden, da deutliche Erosionswirkungen an der Basis festzustellen sind und die Gerölle überwiegend im Kornkontakt zueinander liegen.

Für die Genese der Grobsandsteinbänke kann allein aufgrund der Geröllführung ebenfalls nur eine Ablagerung als Sandbanksedimente innerhalb der Rinne in Betracht kommen. Dabei stellen die großdimensional bogig schräggeschichteten Einheiten nach WALKER & CANT (1979) die basalen Sedimente longitudinaler Sandbänke (channel bar deposits) dar. Sie lassen in ihren höheren Abschnitten häufig cut-and-fill-structures (Feinkonglomerat- und Sandsteinlinsen) erkennen, die durch das Einschneiden kleinerer Wasserläufe der zweiten Rinnengeneration in die Sandbanksedimente der Hauptrinne entstehen.

Horizontal geschichtete Sandsteine sind entweder geröllführend und überlagern ein basales Grobkonglomerat (Prof. B12), oder sie bilden als geröllfreie Sedimente den Abschluß einzelner Sequenzen. Entsprechende hydrodynamische Absatzbedingungen herrschen nach MIALL (1978b) im basalen Rinnenbereich (planar bed flow) oder im upper flow regime bei erhöhter Wasserführung. Sie gelten als typisch für das Ablagerungsmilieu verzweigter Flußläufe.

Zum Hangenden im Bereich der Prof. B13 und B14 deutet sich eine zunächst zögernd einsetzende Änderung der Strömungsverhältnisse in der Ablagerung zunehmend feinklastischen Materials an. Die Abnahme der durchschnittlichen Korngrößen ist sowohl innerhalb der Grob-zu-fein-Sequenzen als auch zum Top der gesamten Schichtenfolge hin festzustellen. Der Feinsandanteil steigt beträchtlich; die basalen Konglomerate erreichen dagegen nur noch max. Mächtigkeiten von ca. 0,30 m und keilen lateral bereits auf kurze Distanz (max. 5 m) aus. Als größte Geröll-Ø wurden nur noch 5–6 cm ermittelt. Eine erhöhte laterale Beständigkeit trotz Abnahme der Bankmächtigkeiten ist hingegen bei Sand- und Siltsteinen zu beobachten. Die für die liegenden Sandsteinbänke typische großdimensionale Schrägschichtung tritt vor allem zum Top der Abfolge zugunsten einer ebenen bis welligen Horizontalschichtung stark zurück. Feinsandsteine und Siltstein-Feinsandstein-Alterationen lassen örtlich sogar eine Lamination erkennen.

Bemerkenswert ist die Führung kohlig erhaltener Pflanzenreste, was auf ein zumindest zeitweise sauerstoffarmes Milieu als Ausdruck geringer Turbulenzen hinweist. Es zeigen sich damit nach ca. 50 m der Abfolge wieder deutliche Anzeichen von Strömungsverhältnissen in Flüssen höherer Sinuosität.

2.4. Einheit C

Bezugsprofile und Aufschlüsse: Brg. Wolfsbrunnen in Schöneck-Kilianstädten (R 34 88 68, H 55 63 03).

Weganschnitt am Neuberg in Schöneck-Kilianstädten (R 34 88 92, H 55 62 84; Prof. C1).

Straßenanschnitt am Neuberg in Schöneck-Kilianstädten (R 34 88 96, H 55 62 86; Prof. C2).

Bei der Wassererschließungsbohrung Wolfsbrunnen wurden im Liegenden von Prof. C1 insgesamt 68 m Rotliegendes durchteuft. Es kann nicht zweifelsfrei ausgeschlossen werden, daß zwischen beiden

Vorkommen eine Störung verläuft. Sollte dies der Fall sein, müßten die durchteuften Schichten ihrer Ausbildung nach in die Düdelsheim-Schichten eingestuft werden. Damit läge im Bereich der Talau bei Schöneck-Kilianstädten ein tektonischer Horst mit einer max. Breite von 100 m und einer Sprunghöhe von mindestens 110 m bei Reliefumkehr vor. Nach den Geländeuntersuchungen, vor allem der Begleittektonik, wird dies jedoch für sehr unwahrscheinlich gehalten.

Die Schichten der Prof. C1 und C2 sind nach einer Beobachtungslücke von ca. 10 m im Hangenden des Bohransatzpunktes mit einer Mächtigkeit von ca. 20 m aufgeschlossen.

Für die Schichtenfolge der Einheit C errechnet sich danach eine Gesamtmächtigkeit von ca. 100 m. Da der Übergang von Einheit B zu Einheit C im Gelände nicht aufgeschlossen ist, kann diese Mächtigkeitsangabe nur ein geschätzter Wert sein. Es ist nicht auszuschließen, daß die an der Basis der Brg. Wolfsbrunnen angetroffenen Sedimente bereits die laterale Vertretung der jüngsten Schichten der Einheit B bilden.

Da die älteren Gesteine der Einheit C nur durch die Spülbohrung Wolfsbrunnen erfaßt sind, können keine Aussagen über Schichtung und laterales Verhalten getroffen werden. Das unveröffentlichte Schichtenverzeichnis¹ weist Wechsellagerungen von mehr oder weniger sandigen Schiefertönen mit feinkörnigen Sandsteinen und einem örtlich erhöhten Kalkgehalt aus. Im Vergleich zu den liegenden Schichten der Einheit B zeigt sich damit eine deutliche Einengung des Korngrößenspektrums. Zugleich entfällt die Grob-zu-fein-Gliederung in einzelne Sequenzen. Trotz des naturgemäß gegenüber Beobachtungen im Aufschluß verringerten Aussagewertes eines Bohrprofils läßt sich demnach die bereits gegen Ende der Einheit B einsetzende Abnahme der Transportenergie in verstärktem Maße weiterverfolgen.

Nach einer Beobachtungslücke von ca. 10 m treten im Bereich der Prof. C1 und C2 zusätzlich zu den im Bohrprofil beschriebenen Sedimenten geringmächtige Tonsteinhorizonte auf, die sich schon auf kurze laterale Distanz mit Siltsteinen oder Siltstein-Feinsandstein-Alterationen verzahnen. Die überwiegend feinkörnigen Sandsteine sind durchweg eben bis wellig horizontal geschichtet und lassen lagenweise eine deutliche Lamination erkennen. Die Sortierung ist innerhalb einzelner Laminae örtlich gut, im Schichtverband jedoch mittel bis schlecht. Siltsteine und Siltstein-Feinsandstein-Wechsellagerungen sind ausschließlich flaserig oder mikroschräg geschichtet. Vertikal zeigen sich oft bereits im mm-Bereich erhebliche Korngrößenschwankungen. Dies führt im Abschnitt des Prof. C2 zur Ausbildung einer ca. 7,50 m mächtigen Schichtenfolge konkordant gelagerter, ineinander verzahnter Fein- bis Mittelklastika, in der eine interne Bankung fehlt. Lagenweise ist ein erhöhter Kalkgehalt als calcitisches Bindemittel im ansonsten tonig gebundenen Sediment im basalen Abschnitt der aufgeschlossenen Schichtenfolge (Prof. C1) festzustellen. Dort wurden außerdem drei scharf begrenzte Bänke silifizierter Algenkalke (Stromatolithe und Onkolithe) angetroffen, wovon die unterste mit einer Mächtigkeit von ca. 0,40 m lateral durchzuhalten scheint.

Aus einem inzwischen nicht mehr aufgeschlossenen Abschnitt am Neuberg beschreibt WIESNER (1964) den Fund einer „Knochenbreccie“, die sich nach Untersuchungen von KOWALCZYK (1983) als Brockentuff rhyolithischer Zusammensetzung erwies. Die stratigraphische Position entspricht ungefähr dem basalen Abschnitt des Prof. C2.

¹ NÖRING 1951; Archiv Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.

Erst mit der Ablagerung einer ca. 2 m mächtigen, undeutlich geschichteten Mittelsandsteinbank über erosiver Basis im höheren Bereich des Prof. C2 sind wieder Rinnensedimente im Aufschlußbereich festzustellen. Auflagernd folgen erneut wechselgelagerte, wellig horizontal geschichtete Feinsand- und Siltsteine mit ausgeprägter Lamination sowie flachrippelig geschichtete, örtlich stark kalkige Siltsteine mit Pflanzenresten, denen zwei geringmächtige Mergelbänke zwischengeschaltet sind.

Bezüglich des Sedimentationsmilieus lassen sich für die besprochenen Profile ausschließlich Anzeichen geringer Turbulenzen ableiten. Gut entwickelte Rinnensequenzen sind im Aufschlußbereich nicht nachzuweisen. Die Feinkörnigkeit des Materials läßt sich in Verbindung mit der häufig zu beobachtenden Lamination vielmehr auf Ablagerungsvorgänge zurückführen, wie sie auf Überflutungsflächen gegeben sind. Nach FLÜGEL (1978) und SCHÄFER & STAPF (1978) ist auch für die im kontinentalen Lebensraum Onkolithe und Stromatolithe bildende Algen ein Flachwasserbereich mit niedrigen Turbulenzen anzunehmen. Einzelne Horizonte mit Trockenrissen oder Regentropfeneindrücken belegen eine zeitweise subaerische Exposition, Spuren eines Paläobodens oder Anzeichen äolischer Sedimentation wurden jedoch nicht beobachtet. Die Abwesenheit jeglicher Wurzelstrukturen deutet auf spärliche Vegetation. Relikte pflanzlicher Substanz zeigen sich nur als eingeschwemmte Florenreste bzw. deren Abdrücke und Rollmarken. Untersuchungen an vollständig erhaltenen Rippeln belegen örtlich eine Entstehung durch Oszillation. Strömungseinwirkungen lassen sich gelegentlich in der Ausbildung von Linguid- und asymmetrischen Strömungsrippeln sowie durch Horizontalschichtung im gröberkörnigen Sediment erkennen.

Aufgrund der genannten Milieuindikatoren wird daher für die Einheit C ein Ablagerungsraum einer vergleichsweise regelmäßig mit Wasser bedeckten flood plain im Einflußbereich von Rinnen mit niedriger Transportenergie angenommen. Gegen eine Entstehung als playa- (inland sabkha-)Sedimente spricht das Fehlen oder starke Zurücktreten von Evaporiten, äolischen Sedimenten, schlecht sortierten, gröberklastischen Ablagerungen in episodisch wasserführenden Wadis (ephemeral streams) und den nach GLENNIE (1970) charakteristischen Adhäsionsrippeln und diapirartigen Strukturen im feinerkörnigen Sediment. Dennoch mögen zeitweise durchaus playa-ähnliche Bedingungen geherrscht haben; der Übergang zur flood plain-Assoziation kann ohnehin fließend sein. Als fluviatiles environment der Einheit C kommen daher nur mäandrierende Rinnen in Frage, denn im verzweigten Flußsystem werden keine beständigen Überflutungsflächen oder -becken ausgebildet.

2.5. Einheit D

Aufschlüsse: Straßenanschnitt am Neuberg in Schöneck-Kilianstädten (R 34 88 93, H 55 62 94; Prof. D1).

Straßenanschnitt am Neuberg in Schöneck-Kilianstädten (R 34 89 02 H 55 62 98; Prof. D2).

Die Sedimente der Einheit D folgen nach einer Beobachtungslücke von ca. 3 m im Hangenden des Prof. C2 und erreichen im Aufschlußbereich eine Mächtigkeit von ca. 10 m. Sie unterlagern ohne Hiatus die Bleichenbach-Schichten, deren Basis ebenfalls am Neuberg aufgeschlossen war.

Die basalen Schichten der Einheit D stellen mit der erneuten Anlieferung grobklastischen Materials nur eine kurzfristige Unterbrechung der sich ansonsten beruhigenden Sedimenta-

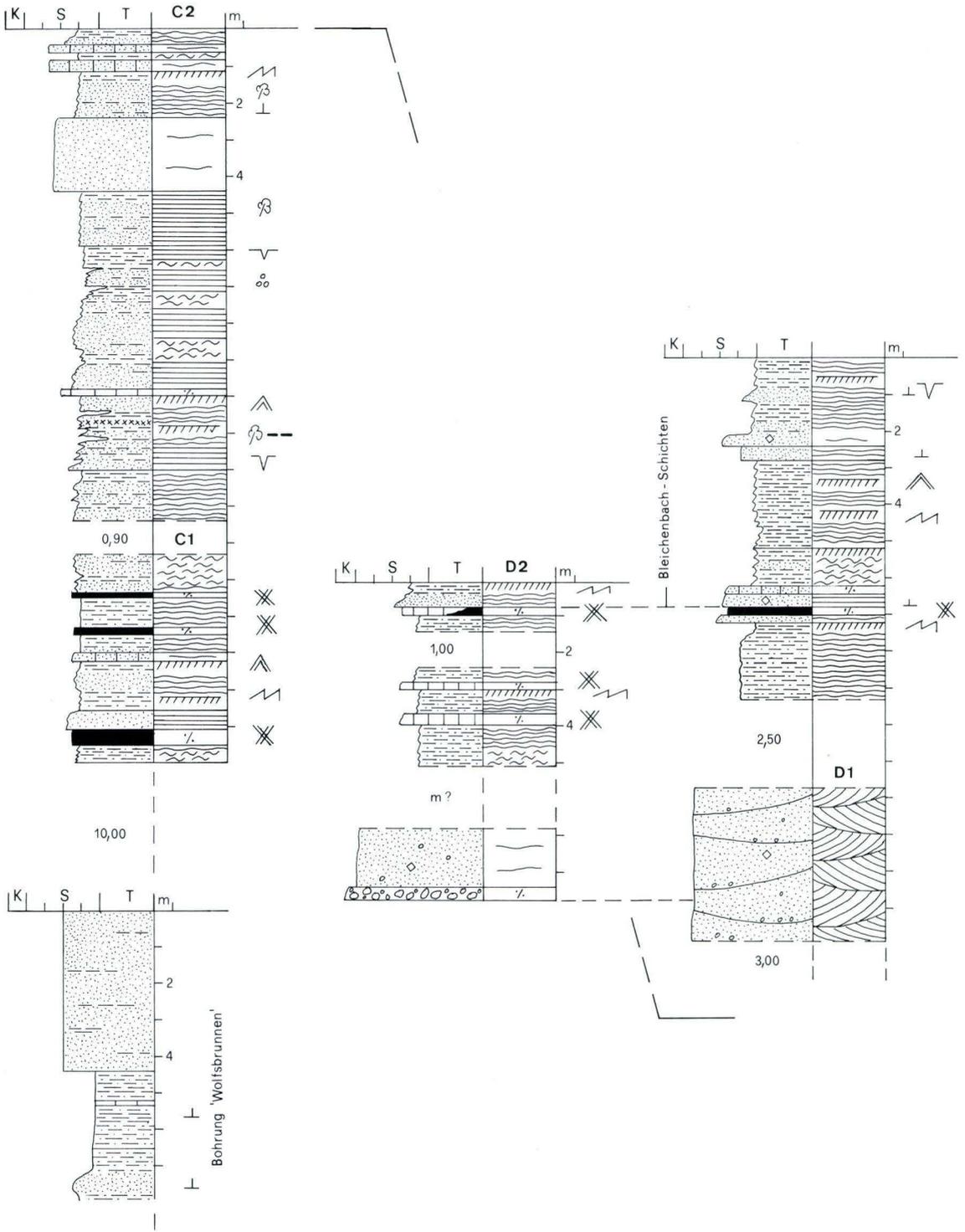


Abb. 7. Einheiten C und D, Prof. C1-C2 und D1-D2. (Legende bei Abb. 4)

tionsbedingungen dar. Eine über 4 m mächtige, großdimensional wechselnd bogig schrägschichtete Mittelsandsteinbank, die Einzelgerölle mit max. 2 cm führt (Prof. D1), erinnert vom Schichtungstyp an die dickbankigen Sandsteine am Bahnhof Nidderau (Einheit B). Zwischen den Schrägschichtungseinheiten sind gelegentlich Tonsteinlinsen und -lagen mit bis zu max. 80 cm horizontaler Erstreckung festzustellen. Die Ablagerung erfolgte sicherlich im Rinnenbereich, vermutlich als basale Sedimente einer Gleithangsequenz (lower point bar). Die zwischengeschalteten Tonsteinlagen zeugen von Schwankungen in der Wasserführung.

In lateraler Vertretung dieser dickbankigen Sandsteine waren in der Vergangenheit geringmächtige, schlecht sortierte Mittelkonglomerate und geröllführende Grobsandsteine aufgeschlossen, deren Gerölle nur mäßig gerundet waren. Außerdem werden von PRÜFERT (ehem. Geol.-Paläont. Inst., Frankfurt a.M.) in einer unveröffentlichten Profilaufnahme seitlich D1 von unten nach oben flaserig geschichteter Siltstein, mitteldimensional schrägschichteter Sandstein mit basaler und lagenweiser Geröllführung über trogförmiger Erosionsdiskordanz, ein Aufarbeitungshorizont sowie eine „Sandstein-Tonstein-Folge“ mit Horizontallamination und lentikulär umgrenzten Feinsandschüttungen beschrieben (alle Schichtmächtigkeiten im dm-Bereich). Diese Sedimente werden als Rinnenfüllungen und -sequenzen kleinerer Flußläufe angesehen, die sich in Abhängigkeit vom Wasserangebot sowohl in flood plain-Ablagerungen als auch in die Sandbanksedimente der Hauptrinne einschneiden.

Im Vergleich zu den Strömungsverhältnissen bei der Sedimentation der liegenden Schichten der Einheit C zeigt sich eine deutlich höhere Transportenergie der Wasserkörper. Der Auffassung, diese grobklastischen Ablagerungen stellten lediglich die aufgeschlossene Hauptrinne im unveränderten Milieu dar, kann nicht gefolgt werden, da einerseits eine laterale Verbreitung von mindestens 80 m nachzuweisen ist, andererseits in den unterlagernden Sedimenten (Einheit C) keine geröllführenden Schichten angetroffen wurden. Es ist daher von einem Wechsel der Sedimentationsbedingungen auszugehen, wofür als Ursache letzte tektonische Bewegungen oder eine kurzfristige, bemerkenswerte Erhöhung des Wasserangebots in Betracht kommen.

Nach einer weiteren Beobachtungslücke von ca. 2,5 m waren die jüngsten Gesteine der Abfolge (Prof. D2) im Übergangsbereich zu den Bleichenbach-Schichten in ähnlicher Ausbildung wie im Prof. C2 aufgeschlossen: wechselgelagerte Silt- und Tonsteine mit ausgeprägter Lamination oder Mikroschrägschichtung (flache Strömungsrippeln), zwischengeschaltete dünnbankige Feinsandsteinhorizonte und einer letzten, ebenfalls karneolisierten Kalkbank (Grenzbank).

In Streichrichtung stehen im Kilianstädter Wald nicht oder nur partiell silifizierte, geringmächtige Algenkalke an, deren stratigraphische Stellung ebenfalls diesem Abschnitt der Einheit D entspricht (vgl. KOWALCZYK 1983).

Das Sedimentationsmilieu während der Ablagerung dieser feinkörnigen Schichtenfolge (flood plain-Assoziation) im oberen Abschnitt der Einheit D ist daher mit dem der Einheit C vergleichbar.

Zum Hangenden folgen die basalen Bleichenbach-Schichten in ähnlicher fazieller Ausbildung mit weiteren zwischengeschalteten Karbonatbänken und Tuffhorizonten, jedoch einem etwas höheren Sedimentanteil aus Suspensionsfracht.

3. Ergebnisse

Die oben dargestellten lithologischen Einheiten der Schöneck-Schichten gehören insgesamt den Assoziationen des fluviatilen Milieus an. Schwemmfächerablagerungen oder äolische Sedimente fehlen.

Nach der hier vorgenommenen sedimentologischen Interpretation des Aufbaus, der Gefüge und der Verbandsverhältnisse innerhalb jeder Einheit läßt sich ein mehrmaliger Wechsel des fluviatilen Milieus während der Sedimentation der Schöneck-Schichten im Untersuchungsgebiet feststellen.

So werden die Sedimente der Einheit A als Absätze in einer Überflutungsebene interpretiert, die einen mäandrierenden Fluß begleitet, der allerdings nicht notwendig perennierend gewesen sein muß. Sedimentologisch stellt Einheit A die Fortsetzung der schon in den unterlagernden Düdelshem-Schichten begonnenen Sedimentation dar.

Überlagert wird Einheit A von einer Abfolge (Einheit B), die deutlich erhöhte Turbulenz anzeigt. Gefüge, Sequenzen und Verbreitung in der Lateralen weisen auf das Milieu eines verzweigten Flußsystems. Auch hier ist nicht sicher zu entscheiden, ob es sich um perennierende oder nur peri/episodisch fließende Gewässer gehandelt hat. Verbunden sind die Einheiten A und B durch eine Übergangsfolge von geringmächtigen Gleithangsequenzen und Altarmabsätzen.

Ursache der Änderung der Strömungsenergie beim Übergang von Einheit A zu Einheit B ist eine Versteilung des Reliefs (und nicht etwa Klimaänderungen), die ihrerseits auf tektonische Prozesse zurückgeführt werden muß. Daraus folgt aber, daß sich im Sedimentationsgeschehen eine tektonisch bedingte Reliefbelebung in der Wetterau erst mit einiger Verzögerung nach dem Aufdringen der ersten basischen Vulkanite bemerkbar macht. Dies mag auch daran gelegen haben, daß die in einer Reliefbelebung sich auswirkenden Hebungs- bzw. Senkungsvorgänge im Abtragungs- bzw. Ablagerungsgebiet zeitlich und räumlich un stetig verliefen und erst nach einer Basaltförderung beschleunigten.

Die Reliefversteilung wurde anschließend durch erosive oder tektonische Prozesse soweit kompensiert, daß sich im Untersuchungsgebiet mit der Einheit C wieder das Milieu eines mäandrierenden Flusses einstellen konnte.

In der Einheit D wiederholt sich das Geschehen der Einheiten B und C, allerdings in kleinerem Maßstab. Die Sedimente eines mäandrierenden Flußsystems der Einheit C werden infolge erneuter Erhöhung der Reliefenergie von den Absätzen eines verzweigten Flußsystems abgelöst, die ihrerseits von den Ablagerungen eines mäandrierenden Flusses überdeckt werden.

Die Abfolge der Schöneck-Schichten (Abb. 8) zeigt somit einen mehrmaligen Wechsel im fluviatilen Milieu, in dem sich die sedimentäre Antwort auf tektonische Hebungs- bzw. Senkungsvorgänge im Abtragungs- bzw. Ablagerungsraum dokumentiert. Einer tektonisch bedingten Erhöhung der Reliefenergie und einer dadurch verursachten Ausbildung eines verzweigten Flußsystems folgt – nach einer erosiv oder/und erneut tektonisch bewirkten Verflachung der Gefällskurve – die Entwicklung eines mäandrierenden Flußsystems am Ort der vorangegangenen Sedimentation in verzweigten Gerinnen.

Zur Abgrenzung der Schöneck-Schichten vom Liegenden und Hangenden sind mehrere Möglichkeiten denkbar, die jeweils Vor- und Nachteile bieten.

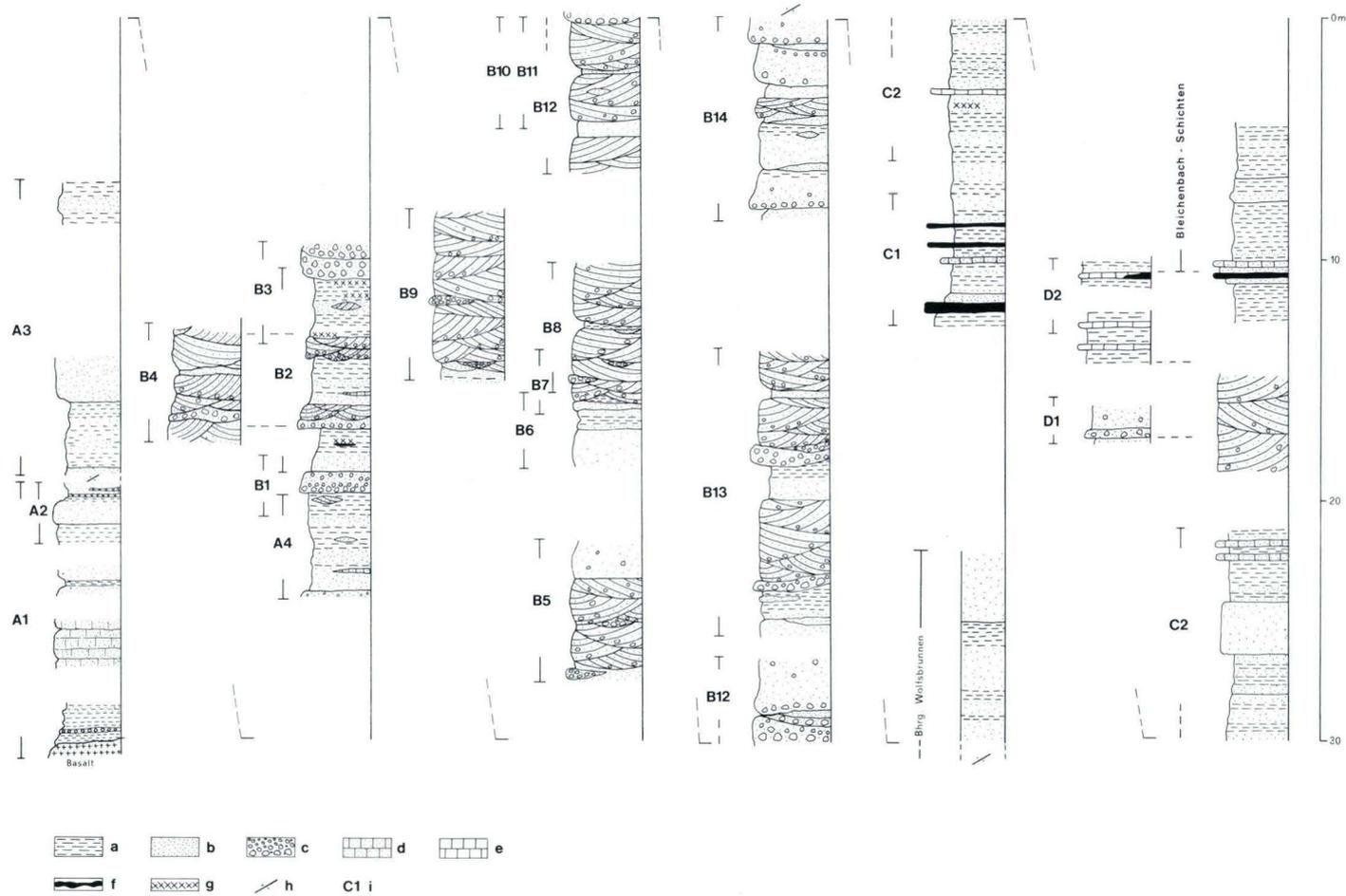


Abb. 8. Kombiniertes Profil durch die Schönegg-Schichten. a – Ton- und Siltsteine; b – Sandsteine; c – Konglomerate; d – stark kalkiges Bindemittel/Mergel; e – Kalke; f – verkiesselte Kalke; g – Tuffe und Tuffite; h – Beobachtungslücke; i – Lage der Profile.

In der jetzt und auch schon von KOWALCZYK (1983) gewählten Weise ist die Obergrenze der Schöneck-Schichten nicht durch einen scharfen sedimentologischen Wechsel charakterisiert. Auch die überlagernden basalen Bleichenbach-Schichten zeigen weitgehend dieselben sedimentpetrographischen und sedimentologischen Eigenschaften wie die obersten Schichten der Einheit D; auch hier sind zunächst flood plain-Sedimente entwickelt, bevor anschließend eine playa-Fazies ausgebildet ist.

Dennoch läßt sich die Obergrenze der Schöneck-Schichten im Gelände gut fassen, da am Top der Schöneck-Schichten lateral weit durchhaltende, charakteristische Karbonathorizonte auftreten. Es handelt sich dabei um Stromatolithe und Onkolithe, die aus den Bleichenbach-Schichten bisher nicht bekannt sind. Das Vorkommen dieser Karbonate ist nicht nur auf das relativ enge Untersuchungsgebiet in der Umgebung von Nidderau beschränkt, sondern sie sind auch noch bei Offenbach und Sprendlingen nachzuweisen. Es muß allerdings davon ausgegangen werden, daß die so festgelegte Grenze nicht überall durch zeitgleiche Sedimente markiert ist.

Auch die Untergrenze der Schöneck-Schichten wurde nicht über sedimentologische Kriterien festgelegt (die Einheit A ähnelt, wie schon betont, den oberen Düdelsheim-Schichten weitgehend), sondern durch die Basis eines ersten Basaltes; ein Vorgehen, das sich wegen der Auffälligkeit dieser Gesteine innerhalb einer Sedimentabfolge und der Kurzfristigkeit der sie erzeugenden Prozesse anbietet. Allerdings ist auch diese Festlegung der Untergrenze nicht ohne Problematik, da die Verbreitung der rotliegendzeitlichen Basalte in der Wetterau im Vergleich zu Nachbargebieten offensichtlich nicht sehr ausgedehnt war, so daß nicht damit gerechnet werden darf, sie überall anzutreffen. Daher wird als zweites wesentliches Kriterium der Abgrenzung der Schöneck-Schichten vom Liegenden die Führung von Basaltgeröllen benutzt. Zur Einstufung der Oberflächenvorkommen reichen die beiden Kennzeichen – auch wegen der Lückenhaftigkeit der oberflächennahen Verbreitung der Schöneck-Schichten – aus. Bei der Einstufung von Bohrgut kann es allerdings zu Schwierigkeiten kommen, wenn ein Basalt nicht angetroffen wird, da in der Einheit A außer im unmittelbaren Hangenden der Basalte bisher keine Konglomerate nachgewiesen sind.

Die hier vorgenommene Festlegung der Ober- und Untergrenze der Schöneck-Schichten ist somit im Hinblick auf die sedimentologische Entwicklung der Schichtenfolge nicht zwingend, ihr wurde aber, da sie die Kartierbarkeit der Schöneck-Schichten gewährleistet, der Vorzug gegeben.

Wegen zahlreicher sedimentpetrographischer Übereinstimmungen der Schöneck-Schichten mit den Altenstadt-Schichten des tieferen Rotliegendes sah KOWALCZYK (1983: 28, 39) noch nicht alle Zweifel ausgeräumt, ob die Aufstellung der Schöneck-Schichten überhaupt notwendig und zulässig sei. Diese Zweifel erscheinen jetzt kaum noch berechtigt, da es gelungen ist, die Auflage der sedimentären Schöneck-Schichten auf einen rotliegendzeitlichen Basalt im Gelände nachzuweisen. Außerdem zeigen die Altenstadt-Schichten durchweg geringere max. Korngrößen als die Schöneck-Schichten; sie werden ferner von den grobklastischen Lindheim-Schichten unterlagert, während den Schöneck-Schichten die Feinklastika der Düdelsheim-Schichten vorangehen.

Die regionale Verbreitung der Schöneck-Schichten läßt sich wegen ihrer lückenhaften Erhaltung nur abschätzen. Es ist damit zu rechnen, daß sie im gesamten Beckenbereich des Wetterau-Troges (KOWALCZYK 1983: 9, 40) abgelagert wurden; bis Offenbach sind sie sicher nachgewiesen. Auf dem Sprendlinger Horst, dessen Rotliegendes gegenwärtig von

MARELL bearbeitet wird, finden sich ebenfalls Abfolgen, die in Ausbildung und Geröllführung, ihren Lagebeziehungen zu den rotliegendzeitlichen Basalten und vor allem in ihrer Führung biogener Karbonate den Schöneck-Schichten der Wetterau so stark ähneln, daß sie mit ihnen parallelisiert werden müssen. Unter Berücksichtigung der Ausbildung des Oberrotliegenden im Gebiet westlich des Rheins deutet dies darauf hin, daß zur Zeit der Ablagerung der Schöneck-Schichten das Sedimentationsgebiet der Pfalz mit dem der Wetterau in Verbindung stand.

4. Schriftenverzeichnis

- ALLEN, J. R. L. (1982): Sedimentary structures. – Dev. in sedimentol., **30A**: 593 S.; Amsterdam – Oxford – New York (Elsevier).
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- GLENNIE, K. W. (1970): Desert sedimentary environments. – Dev. in sedimentol., **14**: 222 S., 147 Abb., 4 Taf., 4 Beil.; Amsterdam-London-New York (Elsevier).
- KOWALCZYK G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**: 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- MARELL, D. (1982): Geologie des Gebietes zwischen Schöneck-Kilianstädten und Nidderau-Heldenbergen (Wetterau) mit besonderer Berücksichtigung des Rotliegenden. – Dipl.-Arb., 225 S., 42 Abb., 32 Tab., 1 Kt., 7 Beil.; Frankfurt a. M.
- MIALL, A. D. (Ed.). (1978a): Fluvial sedimentology. – C.S.P.G., Mem. **5**: 859 S.; Calgary.
- (1978b): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. – In: MIALL A. D. (Ed.) (1978): Fluvial sedimentology. – C.S.P.G., Mem. **5**: 597–604, 1 Abb., 2 Taf.; Calgary.
- NEGENDANK, J. F. W. (1967): Untersuchungen an den Kernproben der Bohrung Olm 1 und Vergleich der in dieser Bohrung auftretenden Magmatite mit Proben tertiärer und permischer (rotliegender) Magmatite aus dem Oberrheingraben und dem Sprenglinger Horst. – Diss., 124 u. 44 S., 43 Abb., 1 Kt.; Mainz.
- (1968): Zur Petrographie permischer Magmatite im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 236–249, 3 Tab.; Wiesbaden.
- REINACH, A. v. (1899): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Lfg. **77**: Bl. Windecken, 81 S., 3 Abb.; Berlin.
- REINECK, H.-E., & SINGH, I. B. (1980): Depositional sedimentary environments. – 549 S., 683 Abb., 38 Taf.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- SCHÄFER, A., & STAFF, K. R. G. (1978): Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. – Spec. Publs int. Ass. Sediment., **2**: 83–107, 22 Abb.; London.
- WALKER, R. G., & CANT, D. J. (1979): Sandy Fluvial Systems. – in: WALKER, R. G. (Ed.) (1979): Facies Models. – Geosci. Canada, Repr. Ser. **1**: 23–31, 12 Abb.; Toronto.
- WIESNER, E. (1964): Neue Beobachtungen aus dem Rotliegenden der Wetterau. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 120–125; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 8. 10. 1985

Paulingit und andere seltene Zeolithe in einem gefritteten Sandsteineinschluß im Basalt von Ortenberg (Vogelsberg)

Von

GERHARD HENTSCHEL*

Kurzfassung: Ein 10 m großer gefritteter Sandsteineinschluß im Basalt von Ortenberg (Vogelsberg) besteht im wesentlichen aus Quarz neben etwas Cristobalit und Phillipsit. Hohlräume des Xenoliths enthalten u. a. die Zeolithminerale Paulingit, Klinoptilolith, Erionit und Merlinoit, die in Form idiomorpher Kristalle erstmals für das Gebiet des Vogelsberges nachgewiesen wurden. Durch das Auftreten dieser als Si- und alkalireich bekannten Zeolithe und das gleichzeitig nur sehr seltene Vorkommen von Calcit in diesem Xenolith werden ungewöhnlich hohe (relative) Alkaligehalte der Lösungen während der hydrothermalen Bildungsphase angezeigt.

Abstract: A sintered sandstone inclusion of 10 m size in the basalt of Ortenberg (Vogelsberg, Western Germany) essentially is composed of quartz besides some cristobalite and phillipsite. Vesicles of the xenolith contain among other minerals the zeolites paulingite, clinoptilolite, erionite, and merlinoite, which as idiomorphic crystals for the first time are recorded from the Vogelsberg region. The occurrence of these zeolites, known as Si- and alkali-rich, and the scarcity of calcite in this xenolith indicate unusual (relative) high alkali contents of the solutions during the hydrothermal stage.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	249
2. Beschreibung der Sandsteinscholle	250
3. Mineralbeschreibung	250
4. Diskussion	255
5. Schriftenverzeichnis	256

1. Einleitung

Am Gausberg bei Ortenberg (Bl. 5620 Ortenberg) ist ein basaltischer Schlotkomplex aufgeschlossen, der allseits von Buntsandstein umgeben wird. In beiden Basalttypen des Vorkommens (Alkali-Olivinbasalt und Basanit) treten gelegentlich bis metergroße gebleichte Buntsandsteineinschlüsse auf, die durch Kontaktwirkung gefrittet, teilaufgeschmolzen und z. T. zu kleinen Säulen abgesondert sind (EHRENBERG 1978, EHRENBERG et al. 1982). Früher gesammelte Proben solcher Einschlüsse bestehen z. B. aus Quarz, Cristobalit und Cordierit und enthalten nur in Kontaktnähe wenige Hohlräume, in denen lediglich Calcit-Massen und krustig verwachsene Apophyllit-Kristalle vorkommen.

* Dr. G. HENTSCHEL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Dagegen zeichnet sich ein im Frühjahr 1985 durch den Abbau freigelegter Sandsteineinschluß durch seine Größe, durch seinen reichlichen Phillipsit-Gehalt sowie durch das Auftreten seltener, idiomorph ausgebildeter Zeolithminerale aus. Nach mehrwöchiger Abbautätigkeit war die Sandsteinscholle völlig abgetragen; Probenmaterial wurde von Herrn GÖTTLER (Frankfurt) geborgen und für die Bearbeitung zur Verfügung gestellt.

2. Beschreibung der Sandsteinscholle

Die eingeschlossene Buntsandsteinscholle befand sich am Fuße der nordwestlichen Abbauwand der 1. Sohle (Niveau Bahnübergang). Bei einer Breite und Höhe von jeweils etwa 1,5–2 m betrug ihre Länge mehr als 10 m, womit sie die Abmessungen früher freigelegter Sandsteineinschlüsse weit übertraf.

Durch die Hitzeeinwirkung des umgebenden Basanits war der Sandstein zu einem sehr festen porzellanartigen Gestein mit mehr oder weniger großen Glasanteilen verbacken worden. Röntgenographische Phasenanalysen ergaben in allen hellen Gesteinsproben neben vorherrschendem Quarz nur Cristobalit und Phillipsit. In den dunkel gefärbten glasreichen Partien ließen sich neben Quarz nur Pyroxen und Feldspat nachweisen. In Kontaktnähe war der Xenolith etwas dunkler (mittelgrau) gefärbt, besonders fest, splittrig brechend und fast frei von Hohlräumen.

Der hellgraue innere Teil war zu kleinen Säulen von 2–6 cm Ø abgesondert, die etwa 0,5 m Länge erreichten. An manchen Stellen war das Gestein porös und weniger fest; in Proben dieses bröseligen Gesteins lassen sich einzelne Quarzkörner leicht herauslösen.

Durch die überwiegend hell gefärbte Sandsteinscholle verliefen annähernd parallel angeordnete dunkle Bänder von ≥ 1 cm Mächtigkeit. Proben dieser schwarz bis dunkelgrau gefärbten Partien bestehen zum überwiegenden Teil aus Glas. Vermutlich handelt es sich dabei um ehemals tonige oder glimmerreiche Lagen, die stärker aufgeschmolzen wurden als das quarzreiche Gestein.

Vor allem diese dunklen glasigen Partien führen reichlich Hohlräume von meistens < 1 mm, gelegentlich jedoch mehr als 1 cm Größe. Auch der helle verfestigte Sandstein aus dem inneren Teil der Scholle enthält zahlreiche kleine und kleinste Blasen, deren Häufigkeit zum Kontakt hin abnimmt.

Die Hohlraumwände wie auch die Quarzkörner in den bröseligen Partien werden in der Regel von einer dünnen, geschlossenen Phillipsit-Schicht überzogen, deren einzelne Kriställchen auch bei starker Vergrößerung kaum zu erkennen sind. Auf dieser Phillipsit-Schicht sind häufig andere Zeolithe aufgewachsen.

In seltenen Fällen hatte sich auf dem Boden der Blasen Phillipsit abgesetzt, der als dichte weiße Masse die Hohlräume bis zu 1/4 ausfüllt. Die horizontale Oberfläche zeigt wie eine Wasserwaage den ehemaligen Flüssigkeitsspiegel an. Der Phillipsit-Bodensatz wurde später, wie die restlichen Teile der Blasenwände, von Paulingit oder anderen Zeolithen überwachsen.

3. Mineralbeschreibung

Paulingit ist eins der seltensten Zeolithminerale und bisher nur von vier Lokalitäten im NW Nordamerikas (TSCHERNICH & WISE 1982) und vom Höwenegg im Hegau (WALENTA

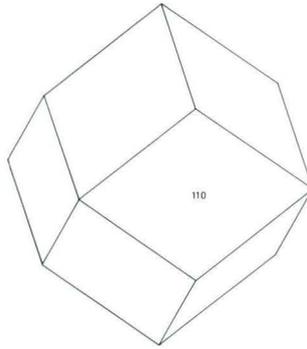


Abb. 1. Paulingit-Kristall.

et al. 1981) bekannt. In diesen Vorkommen ist er in Blasen basaltischer Gesteine aufgewachsen.

Neuartig ist demgegenüber das Auftreten dieses Zeoliths in einem Sandsteineinschluß eines Basalts.

Die einzige Kristallform ist auch in Ortenberg das Rhombendodekaeder $\{110\}$ (Abb. 1). Die bis 1 mm großen Kristalle sind farblos, klar und sitzen oftmals isoliert auf dünnen Krusten von Phillipsit oder seltener auf Nontronit oder Calcit-Prismen. Weniger häufig sind die Kristalle zu relativ dicken Krusten verwachsen. Auf Paulingit können Klinoptilolith- oder Erionit-Kristalle aufgewachsen sein.

Klinoptilolith. Seit der Neudefinition durch MUMPTON (1960) werden alkalireiche Heulandite als Klinoptilolith bezeichnet, für die ein Bereich der Si/Al-Verhältnisse von etwa 4,25–5,25 angegeben wird. Bei der großen Ähnlichkeit ihrer physikalischen Daten lassen sich Heulandit und Klinoptilolith nur durch die chemische Analyse und durch das Verhalten beim Erhitzen (ALIETTI et al. 1974) unterscheiden.

Ein auf einen Präparateträger aufgeklebtes Spaltstück eines Ortenberger Kristalls wurde mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde analysiert. Obwohl der Kristall wahrscheinlich nicht exakt senkrecht zum Elektronenstrahl lag, lieferten die Messungen vernünftige Werte mit etwas zu hohen Summen (etwa 104 %). Die Umrechnung des Durchschnitts aus 10 Messungen ergab ein Si/Al-Verhältnis von 4,92 und ein Verhältnis $\text{Ca} + \text{Mg}/\text{Na} + \text{K}$ von 0,05. Diese Werte liegen eindeutig im Bereich der Klinoptilolithe, womit dieses Mineral erstmals für den Vogelsberg nachgewiesen wird.

Klinoptilolith tritt in Blasen des Xenoliths überwiegend in gut ausgebildeten Kristallen auf, von denen einige die beachtliche Größe von 2 mm erreichen. Die meisten Kristalle sind in Richtung $[100]$ und gleichzeitig auch in Richtung $[001]$ gestreckt (Indizierung n. pseudoorthorhombischer Zelle; MERKLE & SLAUGHTER 1968). Das vorherrschende Pinakoid $\{010\}$ wird durch die Pinakoide $\{001\}$, $\{10\bar{1}\}$ und $\{101\}$ begrenzt (Abb. 2), wobei letzteres nur untergeordnet entwickelt ist und oft völlig fehlt. Manchmal sind zusätzlich Flächen des Prismas $\{110\}$ ausgebildet (Abb. 3). Abweichend sind in seltenen Fällen sehr

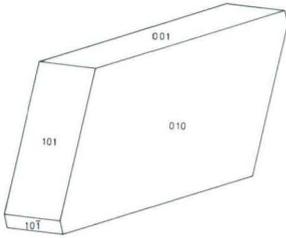


Abb. 2. Häufigste Ausbildung der Klinoptilolith-Kristalle.

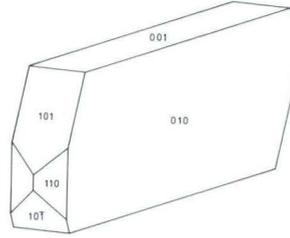


Abb. 3. Flächenreicherer Klinoptilolith-Kristall.

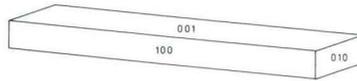


Abb. 4. Nach [010] gestreckter Klinoptilolith-Kristall.

kleine Kristalle nach [010] (also senkrecht zur Spaltbarkeit) gestreckt und als Formen nur die 3 Basispinakoide zu erkennen (Abb. 4).

Mitunter sind Klinoptilolith-Kristalle divergentstrahlig verwachsen, wobei nur die {001}-Flächen der zahlreichen Individuen eine gleiche Lage aufweisen. Unter dem Polarisationsmikroskop zeigen auch makroskopisch ideal ausgebildete Kristalle eine stark undulöse Auslöschung. Klinoptilolith ist gewöhnlich auf Phillipsit, weniger oft auf Paulingit angewachsen.

Erionit bildet an zahlreichen Vorkommen mit dem strukturell engstens verwandten Offretit orientierte Verwachsungen, die auch aus dem Vogelsberg bekannt sind (BETZ & HENTSCHEL 1978). Nur aus Erionit bestehende Kristalle sind aus diesem Gebiet bisher noch nicht beschrieben worden.

In Proben des Ortenberger Sandsteineinschlusses ist Erionit langnadelig ausgebildet, und nur bei sehr starker Vergrößerung sind ein hexagonales Prisma und die Basis zu erkennen (Abb. 5). Die Nadeln sind meistens zu schlanken Büscheln bis 1 mm Länge verwachsen, wobei die c-Achsen nur um kleine Winkelbeträge divergieren. Damit gleichen sie den von WALTINGER & ZIRKL (1974) in REM-Fotos abgebildeten Kristallen von Kollnitz.

Stellenweise werden kleinere, mit Phillipsit-Krusten tapezierte Blasenräume von Erionit-Büscheln großenteils ausgefüllt. Selten sitzen vereinzelt Erionit-Nadeln auf Paulingit- bzw. Klinoptilolith-Kristallen.

Die einzelnen Kristalle sind farblos und klar, wirken aber durch die Verwachsung weiß. Die Lichtbrechung liegt unter 1,48, und die Längserstreckung ist positiv, was dieses Mineral von dem sehr ähnlichen Offretit unterscheidet.

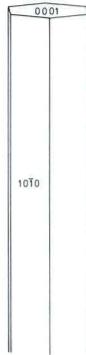
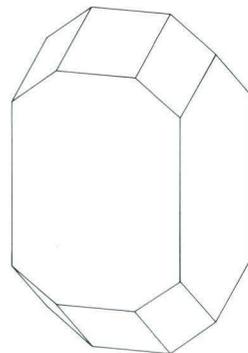


Abb. 5. Erionit-Kristall.

Phillipsit, weitaus häufigstes Zeolithmineral dieses Xenoliths, wurde in allen hell gefärbten Gesteinsproben nachgewiesen, sogar in den dicht erscheinenden Teilen in Kontaktnähe, in denen auch unter dem Stereomikroskop keine Blasen zu erkennen sind. Die Hohlräume im hellen Gestein sind mit dünnen Krusten dieses Minerals tapeziert, die äußerst selten vorkommenden Calcit-Kristalle sind meistens damit überzogen, und winzig kleine Mandeln enthalten nur Phillipsit.

Die Krusten bestehen aus eng verwachsenen Kristallen, die nur selten 0,5 mm Größe erreichen. Außer den üblichen pseudotetragonalen Vierlingen (Abb. 6) treten auch einfach verzwilligte Kristalle von kurzprismatischem (Abb. 7) oder tafeligem (Abb. 8) Habitus auf. Außerdem bildet Phillipsit kugelige Aggregate sowie sehr kleine, aus subparallel verwachsenen blättrigen Kristallen bestehende Aggregate.

Die Pulverdiagramme unterscheiden sich etwas von normalen Phillipsit-Diagrammen und ähneln mehr dem von GALLI & LOSCHI GHITTONI (1972) publizierten Diagramm eines fast Ca-freien Phillipsits.

Abb. 6. Phillipsit-Vierling
(a-Achse aufgerichtet).Abb. 7. Phillipsit-Zwilling
(a-Achse aufgerichtet).

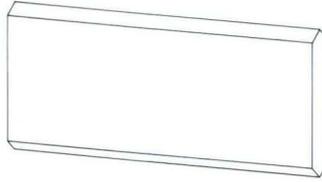


Abb. 8. Tafeliger, nach [010] gestreckter Phillipsit-Zwilling (a-Achse aufgerichtet).

Merlinoit. Bei der systematischen Überprüfung der verschiedenen als Phillipsit angesprochenen Aggregate und Kristalle ergab eine Probe ein etwas abweichendes Röntgendiagramm. Zwei deutliche Reflexe bei 10,0 und 4,48 Å sowie die Übereinstimmung mit dem Vergleichsdiagramm eines Merlinoits vom Höwenegg weisen die Kristalle dieser Probe als Merlinoit aus. Dieses sehr seltene Zeolithmineral ist außer vom Originalfundort Cupaella in Italien (PASSAGLIA et al. 1977) bisher nur noch vom Höwenegg im Hegau (ALBERTI et al. 1979) und aus der USSR (KOMYAKOV et al. 1981; zit. von PASSAGLIA et al. 1985) bekannt.

In nur wenigen Xenolith-Proben tritt Merlinoit in Form farbloser, klarer pseudotetragonaler Säulen bis 0,5 mm Länge auf, die wie am Originalfundort vermutlich von den Pinakoiden {100} und {010} gebildet, aber von einem Prisma {h0l} (wohl {101}) begrenzt werden (Abb. 9). Es sind Durchdringungszwillinge nach [001], einspringende Winkel sind nur an den Begrenzungen der Säulen zu erkennen. Die Kristalle gleichen somit den von {100} begrenzten Phillipsit-Vierlingen, die auch von Ortenberg bekannt sind (HENTSCHEL 1979, Abb. 2). Bei sehr starker Vergrößerung ist eine Parkettierung der {h0l}-Flächen und eine leichte Krümmung der zu c normalen Kanten zu erkennen. Die Merlinoit-Kristalle sind in Hohlräumen einer dunklen glasreichen Gesteinsprobe auf grünem Nontronit aufgewachsen.

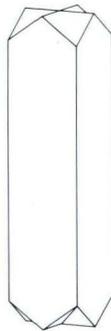


Abb. 9. Merlinoit-Zwilling.

Chabasit tritt unscheinbarer und weniger häufig auf als die anderen Zeolithminerale. Seine einfachen farblosen Rhomboeder sind zu weiß oder grau erscheinenden Aggregaten bis 0,5 mm Größe subparallel verwachsen. Als Unterlage wurden Phillipsit-Krusten, seltener Paulingit-Kristalle beobachtet.

Calcit wurde insgesamt nur in sehr wenigen Kristallen gefunden. Es sind Prismen (oder sehr steile Skalenoeder), die durch ein mittelsteiles bzw. durch ein sehr steiles Rhomboeder begrenzt werden. Auf den Calcit-Kristallen sind meistens Phillipsit-Krusten, z. T. auch Paulingit- und Klinoptilolith-Kristalle aufgewachsen. In nur einer Probe sitzen sehr kleine Calcit-Nadelchen einer 2. Generation auf Klinoptilolith-Kristallen.

Nontronit. Ehemalige Blasen in den dunklen glasreichen Teilen des Xenoliths sind häufig mit grünen bis dunkelgrünen Massen eines Montmorillonit-Minerals vollständig ausgefüllt. Seine {060}-Reflexe liegen im Bereich 1,52–1,53 Å, und beim Erhitzen bildete sich Magnetit, was dieses Mineral als Nontronit charakterisiert.

Zwischen Nontronit und Blasenwand befindet sich meistens eine dünne Phillipsit-Schicht. In nicht vollständig ausgefüllten Blasen ist die Oberfläche des Nontronits nierig ausgebildet, und häufig sind darauf Phillipsite einer 2. Generation in Form blättriger Aggregate oder seltener Merlinoit-Kristalle aufgewachsen.

Apophyllit. Bis auf eine Probe ist Apophyllit nur in den seltenen Hohlräumen unmittelbar am Kontakt vorhanden. Die farblosen, klaren dicktafeligen Kristalle zeigen die üblichen Formen (entspr. Abb. 3, HENTSCHEL 1979) und sind krustenartig verwachsen. Außerdem enthält eine kleine, nicht mehr genau lokalisierbare Probe winzige, in Richtung [001] langgestreckte Prismen, die mit Klinoptilolith vergesellschaftet sind.

Eisenminerale. In den dunklen glasreichen Partien des Einschlusses sind außer dem bereits angeführten Nontronit vereinzelt oxidische und sulfidische Eisenminerale eingesprengt: Magnetit-Oktaeder (teils tafelig verzerrt), tropfenförmig oder unregelmäßig begrenzter Magnetkies sowie z. T. würfelförmiger Pyrit. In Hohlräumen wurden als Seltenheit auch nadelig verzerrte Pyrit-Kristalle beobachtet.

4. Diskussion

Im Vergleich zu früheren, kaum hydrothermale Mineralphasen führenden Xenolithen ist der Reichtum und die Vielfalt an Zeolithen dieser Sandsteinscholle sehr bemerkenswert. Obwohl bisher kaum analytische Daten vorliegen, lassen sich allein aus dem Auftreten dieser Zeolithe gewisse chemische Tendenzen erkennen. So handelt es sich beim Klinoptilolith um die Si- und alkalireiche Variante des Heulandits. Gleichermäßen weist Erionit höhere Si/Al-Verhältnisse und höhere Verhältnisse einwertiger/zweiwertiger Kationen auf als die ihm strukturell sehr ähnlichen Zeolithe Offretit und Levyn. In den Phillipsit-Diagrammen sind Merkmale alkalireicher Varietäten zu erkennen. Weniger deutlich ist die Alkalivormacht bei Merlinoit und Paulingit. Schließlich ist der als erste hydrothermale Phase abgeschiedene Calcit so selten, daß er bei einer Bilanzierung nicht ins Gewicht fällt. Diese Indizien sprechen dafür, daß die hydrothermalen Ausgangslösungen relativ Si- und

alkalireich gewesen sein müssen, was durch weitere Mikrosondenanalysen der Zeolithe noch zu erhärten wäre.

Derartig zusammengesetzte Hydrothermen wären für Basalte recht untypisch. Zudem spricht die ehemalige Lage der Sandsteinscholle inmitten eines massigen, kompakten Basaltes gegen die Annahme einer Zuwanderung hydrothermalen Lösungen von außerhalb.

Wahrscheinlicher enthielt der Sandstein zum Zeitpunkt des Einschlusses in die Basalt-schmelze Poren- und in Mineralen strukturell gebundenes Wasser, das beim Aufheizen wegen des auflagernden Druckes von etwa 50 m Basaltmagma und der Zähigkeit und Undurchlässigkeit der Schmelze nicht entweichen konnte. Unter den Bedingungen eines sozusagen natürlichen Autoklaven wurden die leichter angreifbaren Bestandteile des Sandsteins (Feldspat, Glimmer) gelöst bzw. aufgeschmolzen, und aus den resultierenden hydrothermalen Lösungen die Zeolithe neugebildet.

Nachtrag: Erst nach Drucklegung wurden in wenigen Proben auf Klinoptilolith sitzende winzige weiße Büschel aus flachen Nadelchen entdeckt, die als **D'Achiardit** identifiziert werden konnten.

Anmerkung: Der Aufmerksamkeit von Herrn GÖTTLER (Frankfurt a. M.) ist es zu verdanken, daß dieser Einschuß entdeckt wurde. Für die großzügige Bereitstellung von typischem Probenmaterial gebührt ihm mein besonderer Dank. Herrn Dipl.-Chem. M. SUSIC (HLB) danke ich für die Mikrosondenanalyse.

5. Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, A., HENTSCHEL, G., & VEZZALINI, G. (1979): Amicite, a new natural zeolite. – N. Jb. Mineral., Mh., **1979**: 481–488, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- ALIETTI, A., GOTTARDI, G., & POPPI, L. (1974): The Heat Behaviour of the Cation Exchanged Zeolites with Heulandite Structure. – Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt., **21**: 291–298, 3 Abb., 2 Tab.; Wien.
- BETZ, V., & HENTSCHEL, G. (1978): Offretit und Erionit von Gedern (Vogelsberg). – Geol. Jb. Hessen, **106**: 419–421, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. (1978): Vulkanische Gesteine. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5620 Ortenberg: 88–137, 10 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H., HENTSCHEL, G., SCHRICKE, W., & STRECKER, G. (1982): Vogelsberg-Vulkanismus. – Fortschr. Mineral., **60**, Beih. 2: 17–42, 1 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- GALLI, E., & LOSCHI GHITTONI, A. G. (1972): The crystal chemistry of phillipsites. – Amer. Mineral., **57**: 1125–1145, 5 Abb., 10 Tab.; Washington, D. C.
- HENTSCHEL, G. (1979): Hydrothermale Minerale im Basalt von Ortenberg (Vogelsberg). – Geol. Jb. Hessen, **107**: 193–196, 6 Abb.; Wiesbaden.
- MERKLE, A. B., & SLAUGHTER, M. (1968): Determination and refinement of the structure of heulandite. – Amer. Mineral., **53**: 1120–1138, 9 Abb., 4 Tab.; Washington, D. C.
- MUMPTON, F. A. (1960): Clinoptilolite redefined. – Amer. Mineral., **45**: 351–369, 7 Abb., 2 Tab.; Washington, D. C.
- PASSAGLIA, E., GALLI, E., GOTTARDI, G., & VEZZALINI, G. (1985): An anomalous phillipsite from Saint-Jean-le-Centenaire, Ardèche. – Bull. Mineral., **108**: 719–724, 3 Abb., 2 Tab.; Paris.
- PASSAGLIA, E., PONGILUPPI, D., & RINALDI, R. (1977): Merlinoite, a new mineral of the zeolite group. – N. Jb. Mineral., Mh., **1977**: 355–364, 5 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- TSCHERNICH, R. W., & WISE, W. S. (1982): Paulingite: variations in composition. – Amer. Mineral., **67**: 799–803, 2 Abb., 2 Tab.; Washington, D. C.
- WALENTA, K., ZWIENER, M., & TELLE, R. (1981): Seltene Mineralien aus dem Nephelinit-Steinbruch am Höwenegg im Hegau: Makatit und Paulingit. – Aufschluß, **32**: 130–134, 2 Abb.; Heidelberg.
- WALTINGER, H., & ZIRKL, E. J. (1974): Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen von Erionit aus Kollnitz, Lavanttal, Kärnten. – Carinthia II, **164/84**: 125–135, 7 Abb.; Klagenfurt.

Die Grundwasserverhältnisse im Mittleren Buntsandstein nördlich von Fulda im Bereich des Dietershan-Tunnels der DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg

Von

ADALBERT SCHRIFT*

Kurzfassung: Der 7 345 m lange Dietershan-Tunnel der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg liegt unmittelbar nördlich von Fulda. Der Tunnel wurde von beiden Portalen aus mit einem Ausbruchsquerschnitt von 120–150 m² im Mittleren Buntsandstein, meist der Detfurth-Folge, aufgeföhren. Der Durchschlag der Kalotte erfolgte nach 27 Monaten Vortriebsarbeiten am 9. 12. 1985.

Die Grundwasseroberfläche im Bereich des Dietershan-Tunnels lag insgesamt etwa auf der halben Tunnelstrecke über Schienenoberkante, abschnittsweise bis zu 25 m. Durch den Vortrieb bedingt, steht der Grundwasserspiegel inzwischen in keiner Meßstelle mehr über der Tunnelfirste.

Die höchste beim Vortrieb anfallende Grund- und Sickerwassermenge überstieg 1 l/s · 100 m nicht. Im Mittel fielen während des Vortriebs jedoch nur 0,3 bis 0,5 l/s · 100 m an Grund- und Sickerwasser an. Ein Auslaufen des Gebirges deutete sich an. Die im Dezember 1985 an den Portalen anfallende Grund- und Sickerwassermenge betrug insgesamt nur noch etwa 14 l/s.

[The ground-water conditions in the Middle Bunter north of Fulda in the area of the Dietershan-Tunnel on the new Federal Railways high-speed track Hannover–Würzburg]

Abstract: The Dietershan-Tunnel which has a length of 7 345 m is situated directly north of Fulda. From both gantries the tunnel was driven in the Middle Bunter, mostly in the Detfurth sequence, with a sectional excavation area of 120–150 m². The crosscut of the calotte took place on Decembre 9, 1985 after 27 months of advancing the tunnel.

Along about half of the tunnel's length the ground-water surface in the area of the Dietershan-Tunnel lay above the upper edge of the rails, in some sections up to 25 m. Due to the advance of the tunnel the ground-water level does not lie above the tunnel roof at any of the ground-water measurement stations.

The highest quantity of ground- and seepage water incurred by the excavation of the tunnel did not exceed 1 l/s · 100 m. However, during the advance of the tunnel an average of only 0.3–0.5 l/s · 100 m of ground- and seepage water was measured. A discharge of the grounds seemed likely to occur. In Decembre the quantity of ground- and seepage water at the gantries amounted to only about 14 l/s.

Inhaltsverzeichnis

1. Die Neubaustrecke Hannover – Würzburg zwischen Kassel und Fulda	258
2. Kurzbeschreibung des Bauwerks und geologischer Überblick	258
3. Das Niederschlagsdargebot	262
4. Die hydrogeologischen Verhältnisse	263

* Dr. A. SCHRIFT, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

5. Das Grundwasser im Bereich des Dietershan-Tunnels	264
5.1. Grundwasserstand im Gebirge vor Beginn des Tunnelvortriebs.	265
5.2. Wasserableitung aus den einzelnen Vortrieben	265
5.2.1. Prognose.	265
5.2.1.1. Modellfälle zur Abschätzung der anfallenden Wassermenge beim Vortrieb . . .	265
5.2.1.2. Rechnerische Abschätzung der beim Tunnelvortrieb anfallenden Wassermengen	266
5.2.2. Gemessene Wassermengen beim Tunnelvortrieb	267
5.3. Bewegungen des Grundwasserspiegels in den Grundwassermeßstellen.	272
6. Deutung der Beobachtungsergebnisse	276
7. Schriftenverzeichnis	276

1. Die Neubaustrecke Hannover – Würzburg zwischen Kassel und Fulda

Die Neubaustrecke Hannover – Würzburg (Abb. 1) durchfährt in Osthessen mehr oder weniger flach gelagerte Schichten des Mittleren Buntsandsteins der Hessischen Mittelgebirge, in die schmale tektonische Bruchzonen mit jüngeren Gesteinen des Mesozoikums und des Tertiärs eingebrochen sind.

Die starke morphologische Gliederung sowie die starren Trassenelemente der Neubaustrecke mit Regelhalbmessern der Gleisbögen von 7 000 m und kleinsten Halbmessern für die freie Strecke von 5 100 m, bei einem größten Steigungsmaß von 12,5 ‰, führen deshalb zwischen Kassel und Fulda zu einem Anteil an Tunnelbauwerken von über 50 %. Bei einer Streckenlänge von etwa 80 km müssen hier 25 Tunnel mit einer Gesamtlänge von ca. 47,4 km aufgefahren werden. Dies bedingt abschnittsweise größere Eingriffe in den Grundwasserhaushalt, die sowohl aus bautechnischer (Wasserdruckhöhen und Wasseranfall) als auch aus wasserwirtschaftlicher Sicht (Reichweite von Grundwasserabsenkungen sowie qualitative und quantitative Beeinträchtigungen bestehender Grundwasserfassungsanlagen) von Bedeutung sind.

2. Kurzbeschreibung des Bauwerks und geologischer Überblick

Der Dietershan-Tunnel (Abb. 1, Bau-km 6.208,780 – 6.216,125), mit 7 345 m der drittlängste Tunnel der Neubaustrecke Hannover–Würzburg, beginnt in der Nähe des nördlichen Stadtrandes von Fulda mit nach N ansteigender Gradienten. Er wurde von beiden Portalen mit einem Ausbruchsquerschnitt zwischen 120 und 150 m² aufgefahren: Los 1 (vom Nordportal) mit einer Gesamtlänge von 3 644 m und Los 4 (vom Südportal) mit einer Länge von 3 701 m. Vortriebsbeginn im Los 1 war in der zweiten Hälfte Oktober 1983, in Los 4 begann der Vortrieb schon Mitte September 1983. Der Durchschlag der Tunnelkalotte erfolgte am 9. 12. 1985 bei Bau-km 6.212,424.

Das Auffahren des Tunnels erfolgte im Sprengvortrieb, d. h. der Abbau des Gebirges geschah in der Folge: Sprengen, Schüttern und Sichern des Ausbruchsquerschnitts. Die Abschlagslänge wurde entsprechend dem Gebirgstyp festgelegt, die Ausbruchssicherung erfolgte nach den Regeln der Neuen Österreichischen Tunnelbauweise (NÖT): In Abhängigkeit von der angetroffenen Gebirgsfestigkeit wurden die Dicke des Spritzbetons, die Bewehrung und Anzahl, Art und Länge der Felsanker sowie Gewicht und Abstand der Ausbaubögen festgelegt.

Der Dietershan-Tunnel wurde vollständig in Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins, meist in der Detfurth-Folge, aufgefahren (Abb. 2). Lediglich auf den südlichsten 1000 m

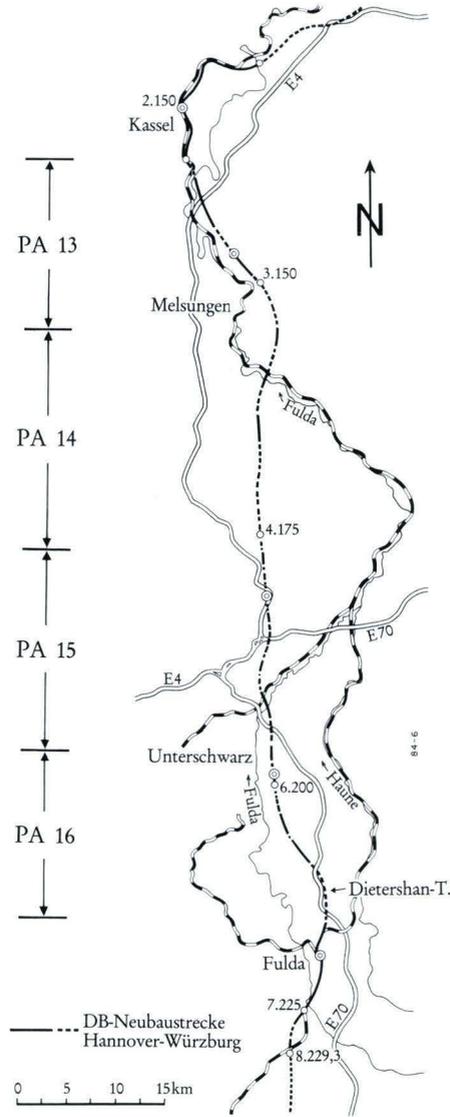


Abb. 1. DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg zwischen Kassel und Fulda.

stehen Gesteine der Hardegsen- und in einem kleinen Graben auch der Solling-Folge im Tunnelniveau an. Die Abfolge ist meist flach gelagert oder fällt bis 5° nach S ein. Nur örtlich, so am Südportal, tritt steileres Einfallen bis 30° nach S auf. Die Buntsandsteinüberlagerung des Tunnels schwankt (abgesehen von den Portalbereichen) zwischen 15 und 85 m. Eine Übersicht über Lithologie, Gesteinsausbildung und die Gebirgsdurchlässigkeit der einzelnen Folgen ist Tab. 1 zu entnehmen.

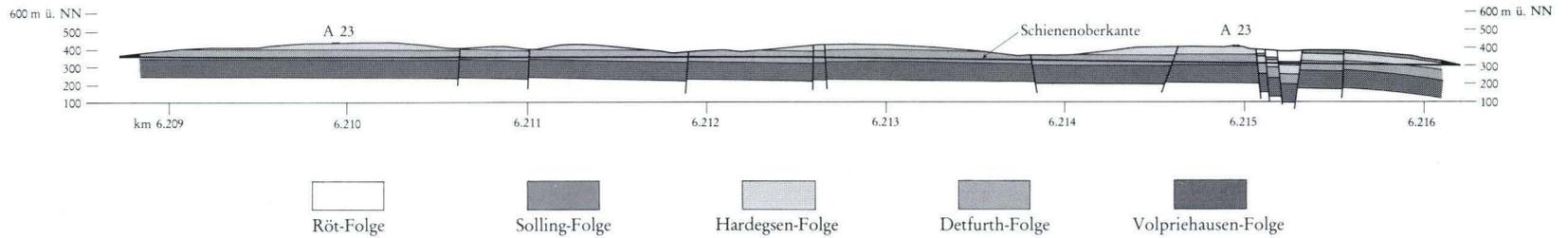


Abb. 2. Geologischer Längsschnitt des Dietershan-Tunnels, vereinfacht nach LAHMEYER international, Aufnahme Dr. WILHELM.

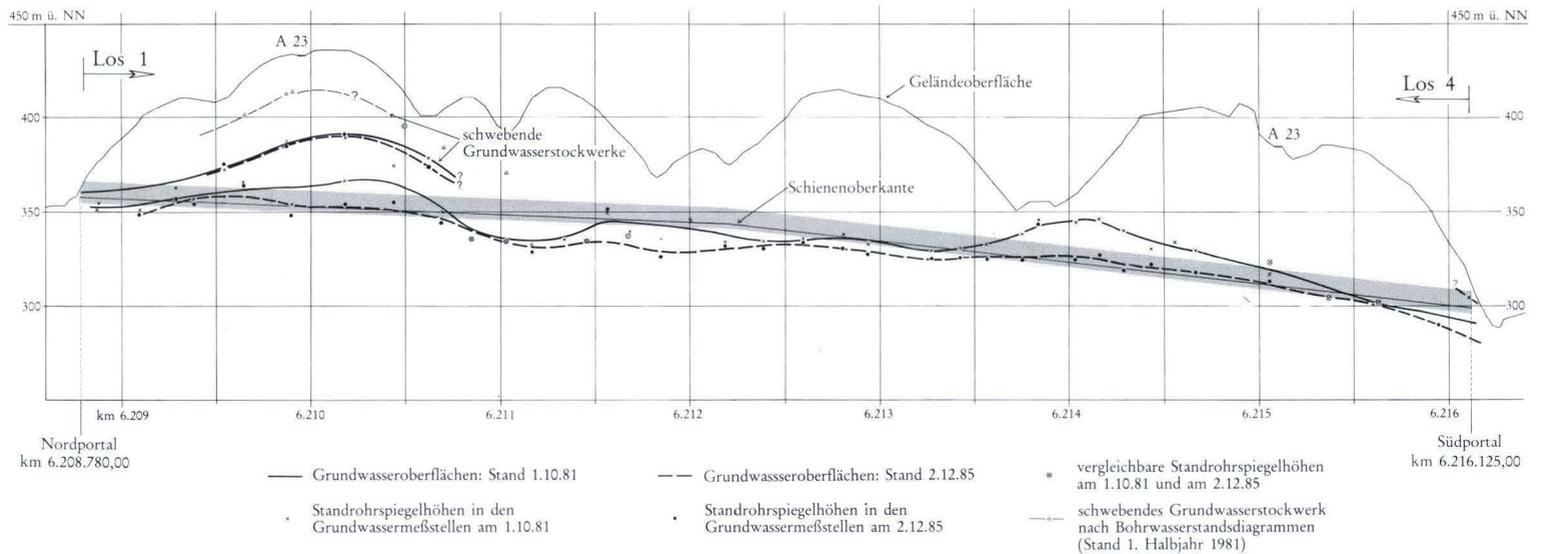


Abb. 3. Hydrogeologischer Längsschnitt des Dietershan-Tunnels (10fache Überhöhung).

Tab. 1. Stratigraphie und Lithologie

Gruppe	Formation	Mächtigkeit [m]	Gesteinsbeschreibung (nach MOTZKA 1968)	Mittlere Durchlässigkeit
sm	S,s	50	Bankiger bis dickbankiger, meist mittelkörniger Sandstein mit Lagen feinkiesiger Partien, untergeordnet auch fein- bis mittelkörnig, vielfach bindemittelarm, seltener schwach quarzitisches gebunden, im unteren Drittel vor allem mittel- bis grobkörniger bankiger Sandstein, überwiegend quarzitisches, öfter tonig-kaolinig gebunden bis bindemittelarm, typisch für die Folge ist eine schlechte Sortierung, Tonsteinlagen treten vor allem im unteren und oberen Abschnitt in dm-dicken Lagen auf.	$k_f \approx 10^{-4} - 10^{-5} \text{ m/s}$
	H,st	20—25	Sehr sandsteinreiche Wechselfolge, Tonsteinanteil ca. 20%, Sandstein meist bankig bis dünnbankig, oft auch dickbankig, fein- bis mittelkörnig, tonig-ferritisch bis schwach quarzitisches gebunden und mäßig fest bis fest; vor allem im unteren und oberen Abschnitt bindemittelarmer, wenig fester bis mürber Sandstein. Die vielfach sandigen Tonsteine sind in Abständen $\leq 1 \text{ m}$ bis 10 m eingeschaltet, ihre Mächtigkeit liegt im dm-Bereich, gehäuftes Auftreten der Tonsteine vor allem im unteren und oberen Teil der Abfolge.	$k_f \approx 10^{-5} - 10^{-7} \text{ m/s}$
	H,s	10—12	Bankiger bis dickbankiger Fein- bis Mittelsandstein, bereichsweise auch grobkörnig, Tonsteinlagen im dm-Bereich sind mit ca. 10—15% am Gesamtaufbau beteiligt, die Sandsteinbänke sind oft quarzitisches und entsprechend hart bis fest, feinsandige Partien dagegen oftmals bindemittelarm und wenig fest.	$k_f \approx 10^{-5} - 10^{-6} \text{ m/s}$
	D,st	35—40	Unterer Abschnitt: plattige bis bankige Feinsandstein-Tonstein-Wechselfolge, dm-dicke Lagen von Mittel- bis Grobsandstein sind in unregelmäßigen Abständen von 1—4 m eingeschaltet. Dieser Sandstein ist unterschiedlich stark tonig-ferritisch bis schwach quarzitisches gebunden und mäßig fest bis fest, oft auch bindemittelarm und mürbe bis wenig fest. Oberer Abschnitt: bankiger Fein- bis Mittelsandstein, wechsellagernd mit Grobsandstein, dm-dicke Tonsteinlagen im Abstand von 1—5 m, Sandstein wie im unteren Abschnitt, einzelne Bänke quarzitisches, sehr fest bis hart.	$k_f \approx 10^{-4} - 10^{-6} \text{ m/s}$
	D,s	18—20	Plattiger bis bankiger Fein- bis Mittelsandstein, im unteren Teil der Abfolge schlecht sortiert, Einschaltungen von Grobsandsteinbänken, absandend; im oberen Teil der Abfolge besser sortiert, mittel- bis grobkörnig, mürbe; im unteren und mittleren Abschnitt vereinzelt 1—2 cm mächtige Tonsteinlagen; Sandstein oft tonig-ferritisch bis bindemittelarm, daher mäßig fest bis mürbe, im Wechsel mit mehr feinkörnigen, kieselig bis schwach quarzitisches gebundenen festen Lagen.	$k_f \approx 10^{-4} - 10^{-5} \text{ m/s}$

Im Bereich des Dietershan-Tunnels liegt die Oberfläche des Hauptgrundwasserstockwerkes (Abb. 3) nur abschnittsweise über **Schienenoberkante (SO)**. Werden diese Abschnitte durch den Tunnel angefahren, so wird das Hauptgrundwasserstockwerk in diesen Bereichen i. a. in relativ kurzer Zeit auf das Niveau von SO abgesenkt. Über dem Dränniveau liegende Grundwasserstockwerke können langfristig, sofern durch den Vortrieb des Tunnels eine hydraulische Verbindung zu dem Hauptgrundwasserstockwerk geschaffen wurde, ebenfalls auf das Niveau von SO abgesenkt werden.

In der Zeit vom 17. 05. 82 (bergmännischer Anschlag) bis 11. 11. 1982 wurde vom Südportal des Dietershan-Tunnels ein 324 m langer Probestollen aufgeföhren. Der Ausbruchquerschnitt betrug 20 m², im Aufweitungsbereich etwa 70 m².

3. Das Niederschlagsdargebot

Zur Darstellung des Niederschlagsgeschehens im Beurteilungszeitraum dienten die Meßwerte des Niederschlags, gemessen an den Stationen Fulda und Hünfeld-Michelsrombach des Deutschen Wetterdienstes.

Die täglichen Niederschlagssummen ab 1983 sind Abb. 4 u. 5 zu entnehmen. Die Monatssummen ab 1979 sind in Abb. 6 dargestellt. In Tab. 2 sind die Jahreswerte des Niederschlags für beide Stationen den langjährigen Mittelwerten gegenübergestellt.

Tab. 2. Jahresniederschläge 1980—1985 der Stationen Hünfeld-Michelsrombach (H) und Fulda (F) des Deutschen Wetterdienstes

Jahr	Station	Niederschlag	
		mm	% des langjährigen Mittels (1931/1960)
1980	H	689	105
	F	670	107
1981	H	832	127
	F	901	144
1982	H	552	84
	F	540	86
1983	H	683	104
	F	593	95
1984	H	826	126
	F	927	148
1985	H	627	96
	F	657	105

Danach fallen generell an beiden Stationen im Mittel die gleichen Niederschlagsmengen, was sicherlich auf die morphologisch vergleichbare Lage beider Stationen zurückzuführen ist. Langfristig fallen in den Sommermonaten um 50 % höhere Niederschlagsmengen als in den Wintermonaten. Dies wirkt sich, da in diesen Monaten die Verdunstung ihre höchsten Werte erreicht, ungünstig auf die Grundwasserneubildung aus.

4. Die hydrogeologischen Verhältnisse

In der in Osthessen vorliegenden Ausbildung ist der Buntsandstein überwiegend ein Kluftgrundwasserleiter mit Trennfugendurchlässigkeit (vgl. DÜRBAUM et al. 1969). Vorwiegend grundwasserleitend sind mittelgroße bis Großklüfte (Großkluftscharen) sowie Zerrüttungszonen in der Nachbarschaft von Störungen. Tektonisch gering oder nicht beanspruchte Bereiche sowie die mehr oder weniger horizontalen Schichtfugen, die aufgrund des Auflastdruckes meist geschlossen sind, ermöglichen nur eine sehr geringe Wasserbewegung. Die vielfach vorhandenen unregelmäßigen und richtungsmäßig stark streuenden Klein- und Kleinstklüfte sind in der Regel für die Wasserbewegung ebenfalls unerheblich, da sie zumeist nur geringe Öffnungsweiten aufweisen und zudem oftmals nicht ausreichend miteinander vernetzt sind.

Die Klüftigkeit ist insbesondere bei den Basissandsteinen für die Gebirgsdurchlässigkeit von Bedeutung. Obwohl die dickbankigen Sandsteine nur weitständig geklüftet (Kluftabstand ≥ 1 m) sind, sind sie es, die die Gebirgsdurchlässigkeit entscheidend beeinflussen. Klüfte in solchen Sandsteinen sind oftmals über einige 10er Meter zu verfolgen, oftmals sind sie weit geöffnet, unverfüllt und stehen miteinander in hydraulischem Kontakt. In Störungsnähe können sie mit Kluftletten gefüllt oder mit Eisen- und Manganhydroxid belegt sein. Die Intensität der Füllung mit Letten nimmt meist mit der Tiefe ab. Der Gesteinsverband ist durch die tektonische Beanspruchung vielfach zerbrochen und durchtrennt, die Klüfte weisen selbst in Tiefen von über 100 m erkennbare Öffnungsweiten auf.

Demgegenüber sind die relativ zahlreichen Klüfte in den dünnbankigen Sandsteinen der Wechselfolgen nur im Bankbereich zu beobachten (engständige Klüftung im dm-Bereich), meist nur wenig geöffnet, weisen Toneinspülungen von den hangenden Wechselfolgen auf und verspringen an den Schichtflächen von einer Bank zur anderen, so daß hydraulische Verbindungswege oftmals nur über kurze Strecken bestehen und somit unbedeutend für die Wasserführung des Gebirges sind. Oftmals treten in der Detfurter und Hardegseiner Wechselfolge aber auch dickbankige, weitgeklüftete Sandsteine mit relativ guter Wasserführung auf.

Die Klüftung der Tonsteine ist für die Wasserbewegung im Gestein unbedeutend. Bei Wasserzutritt zu den Tonen nehmen die quellfähigen Tonminerale Kristallwasser auf, vergrößern ihr Volumen und unterbinden somit jede Art der Wasserbewegung.

Von untergeordneter Bedeutung, aber nicht vernachlässigbar sind die Schichtfugen. Ihr Abstand und somit die Durchlässigkeit des Gebirges hängt ab von dem mehr oder weniger engen oder weiten Wechsel von Sandstein und Tonstein, der Einlagerung von Glimmer, dem Grad der tektonischen Beanspruchung und dem Entfestigungsgrad. Der Abstand der wirksamen Schichtfugen, die allein durch Verwitterungsvorgänge entstehen, nimmt daher in der Regel zur Tiefe hin sowie gleichfalls bei abnehmender tektonischer Beanspruchung zu.

Es überwiegt generell ein enger bis mittlerer Abstand der Schichtfugen zwischen ca. 6–10 cm und max. 40–60 cm, d. h. die Schichten sondern plattig bis bankig ab. Geohydraulisch von Bedeutung sind auch bei den Schichtfugen neben ihrem Abstand ihre Ausbildung und ihre Beläge.

Ebenso wie die Kluftflächen stehen auch die Störungen meist in etwa vertikal. Die Füllung der meist dm- bis max. 1–2 m mächtigen Störungen besteht aus mehr oder weniger kleinstückig zerbrochenem Sandstein sowie schluffig-sandig zerriebenen Feinanteilen. Es

handelt sich zumeist um ein gut konsolidiertes abgestuftes Lockergestein wechselnder Zusammensetzung und Korngröße. Innerhalb reiner Sandsteinpartien ist die Störungsfüllung in der Regel sandig-kiesig bis steinig, im Bereich von Tonstein-Einlagerungen tonig-schluffig bis sandig-kiesig, seltener steinig ausgebildet: beide Ausbildungsarten, d. h. überwiegend rollige und mehr bindige Lockergesteine können innerhalb einer Störung nebeneinander vorkommen. Weitgehend zerriebene Feinsandsteine mit wenig tonig-ferritischem Bindemittel können aber auch unter dem Grundwasserspiegel wassergesättigt sein und daher beim Freilegen (z. B. nach dem Abschlag) zum Ausfließen neigen. Das gleiche gilt für gelegentlich vorkommende weiche, bindige Störungsfüllungen.

Störzonen in Sandstein-Folgen sind oftmals stärker wasserführend und können im ungünstigsten Fall beim Anfahren einer solchen Zone verstärkte Wasserzuflüsse in den Tunnel bewirken. Dagegen wurden in den Wechselfolgen oftmals weitgehend wasserundurchlässige Störzonen beobachtet.

Die ausgeprägte Anisotropie und Inhomogenität der Gebirgsdurchlässigkeiten im Mittleren Buntsandstein dokumentiert sich auch in dem weiten Spektrum der aufgenommenen Wassermengen bei den durchgeführten Bohrlochversuchen (SCHRAFT & RAMBOW 1984). So schwanken die Gebirgsdurchlässigkeiten der Detfurth-Folge je nach Durchtrennungsgrad und Tonsteinanteil im Bereich des Dietershan-Tunnels zwischen 10^{-3} m/s und $< 10^{-8}$ m/s. Bei einigen WD-Versuchen war selbst bei Drücken bis 5 bar keine Wasseraufnahme des Gebirges zu beobachten, in benachbarten Bohrungen wiederum traten in derselben Schichtenfolge Spülungsverluste und sehr uneinheitliche Bohrlochwasserstände auf.

Das Hauptgrundwasserstockwerk liegt i. a. in den Gesteinen der Detfurth-Folge, nur im Bereich des Südportals zwischen Bau-km 6.215,155 und 6.215,270 befinden sich tektonisch abgesenkte Gesteine der Hardeggen- bzw. der Solling-Folge im Niveau des Hauptgrundwasserleiters. Die Grundwasseroberfläche des Hauptgrundwasserstockwerkes lag vor Baubeginn teilweise (über 3 765 m) unterhalb Tunnelfirste. Über eine Strecke von 3 580 m (Abschn. 5.1) betrug die Höhenlage der Grundwasseroberfläche vor Baubeginn etwa bis 7 m bzw. bis 16 m über Tunnelfirste. Durch die Vortriebsarbeiten bedingt, steht die Grundwasseroberfläche des Hauptgrundwasserstockwerkes heute praktisch an keiner Stelle mehr über der Tunnelfirste.

Im Hardeggener Sandstein sowie in der Detfurter Wechselfolge wurden lokal je ein schwebendes Grundwasserstockwerk erkannt. Der Grundwasserleiter der Detfurter Wechselfolge scheint darüber hinaus aus einem Wechsel von grundwasserleitenden und grundwasserhemmenden Abschnitten zu bestehen, die trotz Verbindungen über Klüfte und seitlicher Verzahnung eine Grundwasserbewegung in vertikaler Richtung unterbinden oder zumindest stark hemmen.

Das nutzbare Kluftvolumen kann erfahrungsgemäß in der Auflockerungszone auf max. 5 %, sonst auf 0,1–0,6 % geschätzt werden.

5. Das Grundwasser im Bereich des Dietershan-Tunnels

Zur Erkundung der Höhenlage der Grundwasseroberfläche im Bereich des Dietershan-Tunnels dienten 48 Grundwassermeßstellen.

5.1. Grundwasserstand im Gebirge vor Beginn des Tunnelvortriebs

Die Grundwasseroberfläche des Hauptgrundwasserstockwerks wurde vor Baubeginn durch Erkundungsbohrungen über weite Strecken des Tunnels unter bzw. im Niveau von SO angetroffen (Bau-km 6.208,780 (= Nordportal) – Bau-km 6.209,200, 6.210,730–6.213,430 und 6.215,480–6.216,125 (= Südportal). Lediglich zwischen Bau-km 6.209,200 und 6.210,730 sowie zwischen Bau-km 6.213,430 und 6.215,480 betrug die Höhenlage der Grundwasseroberfläche bis etwa 16 m bzw. bis 25 m über SO. Des weiteren wurden etwa zwischen Bau-km 6.209,500 und 6.210,800 zwei schwebende Grundwasserstockwerke festgestellt (Abb. 3).

Im Zeitraum vor Beginn der Bauarbeiten, d. h. bevor eine Grundwasserableitung vorgenommen wurde, waren oft niederschlagsbedingte Schwankungen der Grundwasserstände in den Meßstellen zu erkennen. In Abhängigkeit von Niederschlagshöhe und Gebirgsdurchlässigkeit allerdings variierten jedoch die Amplituden der Schwankungen. So zeigten tiefere Meßstellen in Sandsteinhorizonten nur mäßige Schwankungen (1–2 m), während solche in Wechselfolgen, besonders bei oberflächennaher Lage, deutlich höhere Schwankungen aufwiesen.

5.2. Wasserableitung aus den einzelnen Vortrieben

5.2.1. Prognose

5.2.1.1. Modellfälle zur Abschätzung der anfallenden Wassermenge beim Vortrieb

In den folgenden Modellfällen wird versucht, aufbauend auf SCHRAFT & RAMBOW (1984), die einem Tunnel zufließende Wassermenge abzuschätzen und dabei darzustellen, wie sich die einzelnen Einflußgrößen auswirken können.

Es liegt in der Natur der Sache, daß die hier dargestellten Modellfälle von vielen unbestätigten Annahmen ausgehen. Insbesondere berücksichtigen sie nicht die Inhomogenität des Gebirges.

Modellfall A: k_f -Wert und Neigung der Grundwasseroberfläche (Abb. 7a)

Annahmen:

- Grundwassergefälle 1:25 ($I = 0,04$)
- 100 m Tunnellänge und 10 m Höhe des Tunnels ($F = 1000 \text{ m}^2$)
- Gebirgsdurchlässigkeit (k_f -Wert) $1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$
- $Q = 2 \cdot k_f \cdot I \cdot F$ (DARCYSches Gesetz; der Faktor 2 berücksichtigt den zweiseitigen Zulauf zum Tunnel)

$$Q = 0,8 \text{ l/s} \cdot 100 \text{ m}$$

Bei $k_f = 10^{-4} \text{ m/s}$ ist das Ergebnis entsprechend um eine Zehnerpotenz größer; bei einer Neigung der Grundwasseroberfläche von 1:50 ($I = 0,02$) halbieren sich die Werte.

Modellfall B: Leerlaufverhalten (Abb. 7b)

Annahmen:

- 30 m Grundwasserüberlagerung über der Tunnelsohle (s)
- k_f -Wert = $1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$
- Reichweite der Absenkung läßt sich nach SICHARDT über die modifizierte Formel $R = 4000 \cdot s \cdot \sqrt{k_f}$ mit 380 m bestimmen

- nutzbares Hohlraumvolumen 0,5 %
- Leerlaufzeit 100 Tage
- Vortriebsleistung 5 m/d

Pro Meter Tunnel werden $2 \cdot \frac{30 \cdot 380}{2} = 11\,400 \text{ m}^3$ Gestein entwässert (der Faktor 2 berücksichtigt den beidseitigen Zulauf). Wird das nutzbare Hohlraumvolumen mit 0,5 % angenommen, können somit pro Tunnelmeter 57 m^3 Wasser ausfließen.

Bei einer Ausbruchsleistung von 5 m/d und einer Leerlaufzeit von 100 Tagen wären in dieser Zeit 500 m Tunnel aufgeföhren. Die Grundwassermenge von $500 \cdot 57 \text{ m}^3 = 28\,500 \text{ m}^3$ wäre auf 100 Tage zu verteilen. Dies entspricht einer Menge von $285 \text{ m}^3/\text{d} \cdot 500 \text{ m}$ oder **0,7 l/s · 100 m**. Der genannte Wert ist als Mittelwert über die betrachtete Strecke anzusehen. An der Kalottenortsbrust wird dieser Wert sicherlich höher sein, mit fortschreitendem Vortrieb wird er asymptotisch auf weniger als die Hälfte bis ein Viertel abnehmen.

Eine Berechnung der anfallenden Grundwassermenge im Tunnel nach differenzierteren Brunnenformeln ist in den vorliegenden Festgesteinsgrundwasserleitern infolge der nur teilweise erfüllten Randbedingungen nicht sinnvoll.

5.2.1.2. Rechnerische Abschätzung der beim Tunnelvortrieb anfallenden Wassermengen

In Tunnelstrecken, die über der Oberfläche des Hauptgrundwasserstockwerkes liegen, treten auf unterschiedlich weit geöffneten Klüften und Schichtfugen, z. T. linear tropfend bis rinnend, z. T. flächig austretend, in Abhängigkeit von der Grundwasserneubildung, d. h. vom Niederschlag, dem Tunnel unterschiedliche Mengen an Sickerwasser zu. In Tunnelabschnitten unterhalb der Grundwasseroberfläche fließen zusätzlich, in Abhängigkeit von der Gebirgsdurchlässigkeit, unterschiedliche Mengen an Grundwasser in den Tunnel. Mit einem verstärkten Zufluß von Grundwasser in den Tunnel muß jeweils so lange gerechnet werden, bis sich das hydraulische Gefälle auf das Niveau der Bergwasserdräne eingestellt hat, d. h. die Grundwasseroberfläche des Hauptgrundwasserstockwerkes zumindest in der unmittelbaren Umgebung der Tunnelwandung bis auf dieses Niveau abgesenkt ist. Danach ist die anfallende Grundwassermenge von der Grundwasserneubildung und eventuell sich neu einstellenden Wasserscheiden und geänderten Gefällsverhältnissen abhängig. Verstärkte Wasserzutritte sind auf Großklüften und Störungen vor allem an Kreuzungspunkten von Trennflächen anzusetzen. Ankerbohrungen insbesondere im Kämpfer- und Firstbereich erfassen lokal schwebende Grundwasserstockwerke und entwässern sie in den Tunnel. Wassermengen über 0,5 l/s an einer Austrittsstelle wurden nicht angenommen.

Für die unterhalb des Hauptgrundwasserstockwerkes liegenden Tunnelstrecken (3 580 m, Kap. 5.1) ließ sich aufgrund eines rechnerisch abgeschätzten Mittelwertes für die Gebirgsdurchlässigkeit von $k_f \approx 1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ und einem mittleren hydraulischen Gefälle von 0,04 (1:25) sowie bei Berücksichtigung der Lage des Tunnels in der Nähe der Wasserscheide eine mittlere Grund- und Sickerwasserzuflußrate von $0,4 \text{ l/s} \cdot 100 \text{ m}$ abschätzen. Dies entspräche einer mittleren Grund- und Sickerwassermenge von $14,3 \text{ l/s}$ bei und kurz nach Aufföhren des Tunnelabschnitts unterhalb der Oberfläche des Hauptgrundwasserstockwerkes. Nach dem Verlassen dieses Bereichs, bzw. nach erfolgtem Durchschlag des Tunnels, wurde diese

Menge als exponentiell abnehmend angesetzt, sie wird sich bei dem Wert für die mittlere Grundwasserneubildung einpendeln.

Bei der rechnerischen Abschätzung der anfallenden Sickerwassermenge während des Tunnelvortriebs in Strecken über dem Hauptgrundwasserstockwerk – sie hängt von der Grundwasserneubildungsrate ab – wurde von einer Neubildungsrate von $5 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ ausgegangen. Bei Annahme eines zu entwässernden Streifens über dem Tunnel von 50 m Breite errechnete sich für die über dem Hauptgrundwasserstockwerk liegende Tunnelstrecke (3 765 m, Kap. 5.1) eine Gesamtsickerwassermenge von etwa 1 l/s.

Für Starkregen wurde eine Infiltrationsrate bis $40 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ ($\triangleq 3,5 \text{ mm/d}$) angesetzt, dies entspricht bei Annahme eines 50 m breiten Streifens über der Tunneltrasse rund $1300 \text{ m}^3/\text{d}$ für die gesamte Tunnelstrecke. Für den Einzugsbereich des Dietershan-Tunnels mußten somit Sickerwassermengen bis zu 15 l/s eingerechnet werden. Als rechnerisch abgeschätzte Gesamtwassermenge an den Tunnelportalen ergab sich somit ein Spitzenabfluß während des Baus für den gesamten Tunnel bis zu 14,3 l/s an Grundwasser und 1–15 l/s an Sickerwasser, dies entspricht 15–30 l/s an Grund- und Sickerwasser.

5.2.2. Gemessene Wassermengen beim Tunnelvortrieb

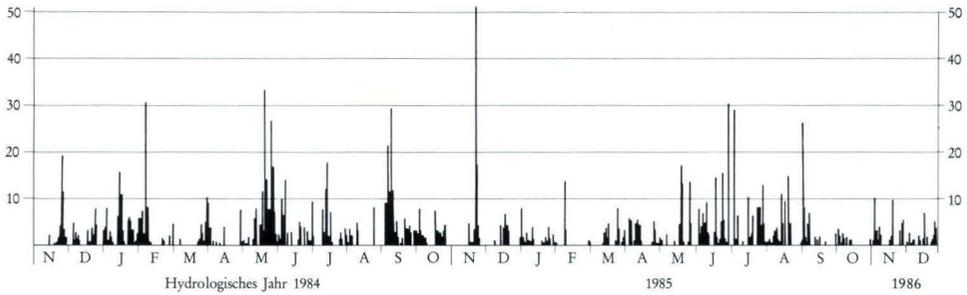
Bei oberflächennaher Lage des Tunnels, vor allem bei Tunnelstrecken oberhalb des Hauptgrundwasserstockwerks, war ein deutlicher Zusammenhang zwischen Niederschlagsgeschehen und Sickerwasseranfall im Tunnel festzustellen. Das Wasser trat hier sowohl flächig in Form von Naßstellen als auch (seltener) tropfend bis rinnend zu.

Bei den Tunnelstrecken unterhalb der Oberfläche des Hauptgrundwasserstockwerks ging der Grundwasseranfall mit dem Vortrieb einher. Solange die Kalotte in Richtung einer steigenden Grundwasseroberfläche aufgefahren wurde, war eine Zunahme der anfallenden Grundwassermengen feststellbar. Nach Überschreiten des Kulminationspunktes der Grundwasseroberfläche stieg der Grundwasserabfluß im allgemeinen nicht mehr merklich an.

In den aufgefahrenen Tunnelstrecken unter dem Hauptgrundwasserstockwerk trat mit der Zeit ein natürliches Auslaufen ein. Der Wasseranfall war kurz hinter der Kalottenortsbrust am höchsten und ging dann mit zunehmender Entfernung des Vortriebes von der jeweiligen Stelle langsam zurück. Die weiter von der Ortsbrust entfernten Bereiche brachten i. a. vergleichsweise weniger Wasser. Naßstellen verschwanden, Tropfstellen liefen aus und waren nur noch als Naßstellen erkennbar. Die Hauptgrundwasserzutritte in solchen Abschnitten beschränkten sich bis zum Abbau der Grundwasseroberfläche auf SO auf größere Klüfte, Schichtfugen und Ankerbohrungen. Bei Tunnelstrecken unter der Hauptgrundwasseroberfläche und einer Buntsandsteinüberdeckung von mehr als 40 m waren witterungsbedingt anfallende Grund- und Sickerwassermengen i. a. nicht mehr nachweisbar. Lagen schwebende Grundwasserstockwerke nur unwesentlich über der Tunnelfirste, so zogen hier die Ankerbohrungen auch Grundwasser aus diesen Stockwerken in den Tunnel.

Beim Vortrieb des Tunnels wurde zum Bohren der Spreng- und Ankerlöcher sowie zum Betonieren Wasser benötigt, das über eine Versorgungsleitung in den Tunnel geführt worden ist. Dieses Wasser wurde teilweise, insbesondere bei verstärkter Bohrtätigkeit während zusätzlicher Injektions- und Verpreßarbeiten, in der Messung der abgeleiteten Wassermenge mit erfaßt. Dieser Betriebswasserverbrauch lag bei insgesamt rd. $25\text{--}50 \text{ m}^3$ je Tag und Vortrieb, umgerechnet ca. $0,3\text{--}0,6 \text{ l/s}$, bestimmt als Mittel über mehrere Tage.

Station Hünfeld-Michelsrombach, tägliche Niederschlagshöhen [mm]



Wasserleitung Los 1: Stollen Dietershan-Nord [l/s]

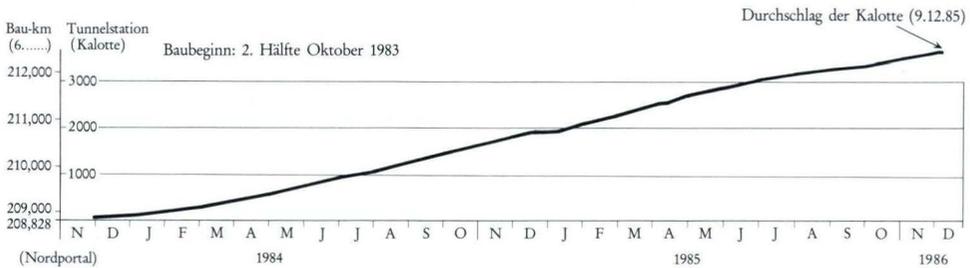
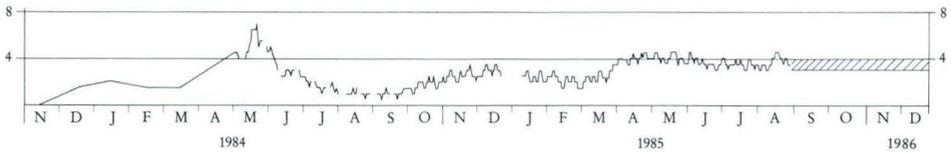


Abb. 4. Grund- und Sickerwasserableitung aus dem Nordvortrieb (Los 1).

Hiervon verblieben etwa 30–50 % im Tunnel (Spritzbeton) oder wurden beim Schuttern abtransportiert, ohne in die Messung des Gesamtabflusses einzugehen. Im Gesamtabfluß dürften somit insgesamt etwa 0,2–0,3 l/s Betriebswasser enthalten gewesen sein. Diese Menge ist im Verhältnis zum Gesamtabfluß klein und konnte daher vernachlässigt werden.

Los 1, Vortrieb vom Nordportal nach Süden (Abb. 4)

Der Grund- und Sickerwasseranfall aus dem Nordvortrieb des Dietershan-Tunnels zeigte deutliche jahreszeitliche Schwankungen sowie klare Abhängigkeiten vom Niederschlagsgeschehen.

Die anfallende Grund- und Sickerwassermenge war hier, infolge der geringeren Grundwasserüberlagerung des Tunnels und dem somit kleineren Einzugsgebiet, deutlich geringer als im Südvortrieb (Los 4).

Tab. 3. Vortrieb vom Nordportal nach Süden (Los 1; Tm 0—Tm 3596 von Nord)

Tunnelmeter (Tm)	Bau-km (Tm 0 $\hat{=}$ 6.208,828)	Vortrieb Kalotte	Beobachtungen zum Wasseranfall
— 60	—6.208,888	—Mitte Nov. 1983	Vortrieb war bergfeucht bis stellenweise leicht tropfend, örtlich auch rinnend (<1l/s), vorwiegend aus Ankerbohrungen im Kämpfer- und Firstbereich.
— 435	—6.209,263	—Ende März 1984	Die aus dem Tunnel abgeleitete Wassermenge betrug im Mittel <1,5l/s.
— 903	—6.209,731	—Juni 1984	Die im Mittel bis 6l/s (Mai) am Tunnelportal anfallenden Grund- und Sickerwassermengen waren eine Folge der erhöhten Niederschläge von Ende Dez. 1983—Anfang Febr. 1984 bei noch relativ geringer Überdeckung (bis 45 m) sowie anhaltender Niederschläge im Mai 1984.
—1 271	—6.210,099	—Ende Aug./ Anfang Sept. 1984	Nachlassende Niederschläge und ein jahreszeitlich bedingtes Auslaufen des Gebirges bewirkten das herbstliche Niedrigwasserminimum (1l/s).
—2 485	—6.211,313	—Ende März 1985	Die Anfang Sept. 1984 gefallenen Niederschläge erhöhten ab Ende Sept. 1984 den Grundwasserabfluß aus dem Tunnel auf im Mittel 2—4l/s. Bedingt durch die Länge der inzwischen aufgefahrenen Tunnelstrecke, unterschiedlicher baubetrieblicher Zustände im Tunnel und wechselnder Buntsandsteinüberlagerungen machten sich die jahreszeitlich auftretenden Schwankungen im Grund- und Sickerwasserabfluß am Portal nur noch schwach bemerkbar.
—2 850	—6.211,678	—Ende Mai 1985	Auswirkungen der Schneeschmelze und neu einsetzende Niederschläge ab Mai 1985 erhöhten den Grundwasserabfluß aus dem Tunnel auf im Mittel 3—4,5l/s.
—3 596	—6.212,424	—9.12.1985 (Durchschlag der Kalotte)	Da ab etwa Anfang Januar 1985 (Tm 1900 $\hat{=}$ Bau-km 6.210,728) die Oberfläche des Hauptgrundwasserstockwerks im bzw. unter dem Niveau von Schienenoberkante lag, nahm der Grundwasserabfluß aus dem Tunnel seit Mitte Juni 1985 auf im Mittel 2—4l/s trotz fortschreitendem Vortrieb ab (nur noch lokal flächig nässende Bereiche, vereinzelte Tropfstellen bzw. leichtes Rinnen aus einzelnen Anker).

Das Hauptgrundwasserstockwerk wurde nach etwa 400 Vortriebsmetern angefahren und nach etwa 1900 Vortriebsmetern (Tm 1900 $\hat{=}$ Bau-km 6.210,728) wieder verlassen. Zur Zeit des herbstlichen Niedrigwasserminimums (Ende August/Anfang September 1984) waren etwa 1300 m Tunnel aufgefahren. Die im Mittel über diese Strecke anfallende Grund- und Sickerwassermenge unterschritt 0,1 l/s · 100 m.

Der mittlere Wasseranfall aus dem gesamten Nordvortrieb des Dietershan-Tunnels (3 596 m) betrug zur Zeit des Durchschlags (Mitte Dezember 1985) im Mittel $0,3 \text{ l/s} \cdot 100 \text{ m}$. Detailbeobachtungen zum Wasseranfall in einzelnen Vortriebsabschnitten sind Tab. 3 zu entnehmen.

Los 4, Vortrieb vom Südportal nach Norden (Abb. 5)

Das im Südvortrieb anfallende Grund- und Sickerwasser ließ keinen Zusammenhang zum Niederschlagsgeschehen erkennen.

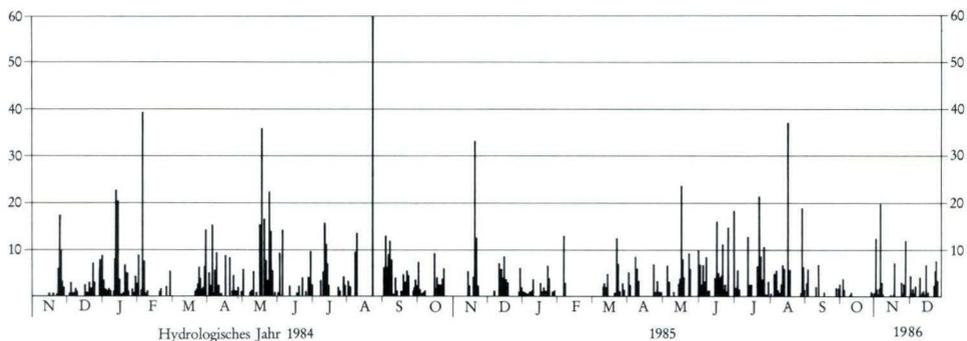
Das Hauptgrundwasserstockwerk wurde nach ca. 600 Vortriebsmetern (Anfang März 1984) angefahren, bis Mitte Februar 1985 wurde der Tunnel unter einer (nach Norden) ansteigenden Grundwasseroberfläche aufgefahren. Legt man für diese Strecke (ca. 1150 m) eine Zunahme der anfallenden Grund- und Sickerwassermenge von 12 l/s zugrunde, so betrug die in diesem Abschnitt zugetretene Wassermenge etwa $1 \text{ l/s} \cdot 100 \text{ m}$. Nach etwa 2700 Vortriebsmetern (Tm 2700 $\hat{=}$ Bau-km 6.213,410) war der Tunnel durch das Hauptgrundwasserstockwerk vorgetrieben.

Ohne Berücksichtigung der Abflußspitze im August 1985 ergab sich für den gesamten Südvortrieb des Dietershan-Tunnels (3686 m) zur Zeit des Durchschlags (Mitte Dezember 1985) ein mittlerer Grund- und Sickerwasseranfall von etwa $0,5 \text{ l/s} \cdot 100 \text{ m}$. Detailbeobachtungen zum Wasseranfall in einzelnen Vortriebsabschnitten sind Tab. 4 zu entnehmen.

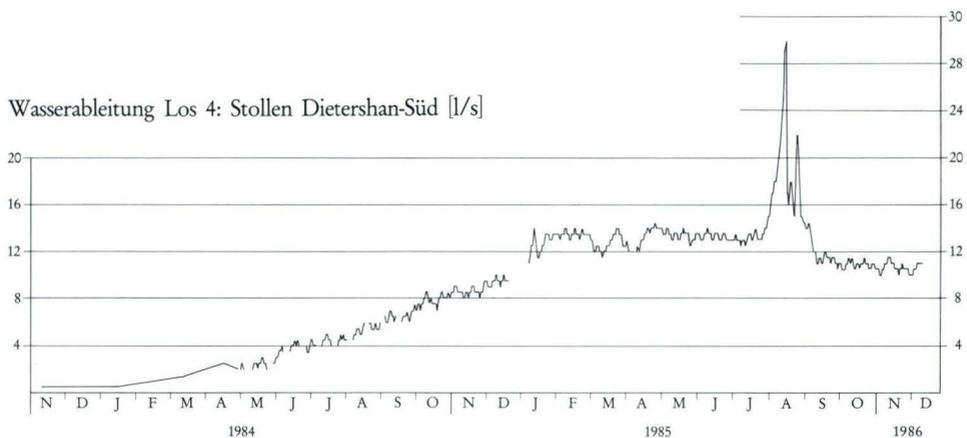
Tab. 4. Vortrieb vom Südportal nach Norden (Los 4; Tm 0—Tm 3 686 von Süd)

Tunnelmeter (Tm)	Bau-km (Tm 0 $\hat{=}$ 6.216,110)	Vortrieb Kalotte	Beobachtungen zum Wasseranfall
— 324 (Probestollen)	—6.215,786	17.5.1982—11.11.1982	Bis auf vereinzelte Tropfstellen trocken.
— 478	—6.215,632	—Ende Januar 1984	$<0,5 \text{ l/s}$ Gesamtabfluß an Grund- und Sickerwasser.
— 761	—6.215,349	—Ende März 1984	Im Mittel $1,5 \text{ l/s}$ an Grund- und Sickerwasser.
—2000	—6.214,110	—Mitte Februar 1985	Auffahren des Tunnels unter einer nach Norden ansteigenden Grundwasseroberfläche; kontinuierliche, in etwa lineare Zunahme der anfallenden Menge an Grund- und Sickerwasser (von $1,5 \text{ l/s}$ auf $13,5 \text{ l/s} \hat{=}$ $11 \text{ l/s} \cdot 100 \text{ m}$).
—3080	—6.213,030	—Ende August 1985	Abgesehen von niederschlagsbedingten Abflußerhöhungen im August, nahm die im Tunnel anfallende Grund- und Sickerwassermenge nicht mehr merklich zu, obwohl die Kalotte des Tunnels noch bis Ende Juni/Anfang Juli (\sim Tm 2700 $\hat{=}$ Bau-km 6.213,410) in das Hauptgrundwasserstockwerk einschneit.
—3686	—6.212,424	—9.12.1985 (Durchschlag der Kalotte)	Eine geringfügige Abnahme der dem Tunnel zutretenden Wassermengen nach Durchfahren des Hauptgrundwasserstockwerks deutete sich an, eine Leerlaufendenz war jedoch nicht feststellbar.

Station Fulda, tägliche Niederschlagshöhen [mm]



Wasserableitung Los 4: Stollen Dietershan-Süd [l/s]



Bau-km Tunnelstation (6.....) (Kalotte)

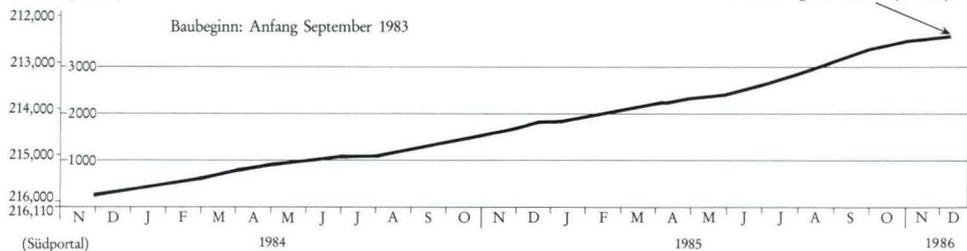


Abb. 5. Grund- und Sickerwasserableitung aus dem Südortrieb (Los 4).

5.3. Bewegungen des Grundwasserspiegels in den Grundwassermeßstellen

In den 48 Grundwassermeßstellen im Bereich des Dietershan-Tunnels lassen sich sowohl jahreszeitlich bedingte Grundwasserspiegelschwankungen (in 21 Grundwassermeßstellen) als auch eine durch den Vortrieb verursachte Grundwasserabsenkung (in 20 Grundwassermeßstellen) erkennen. Der Jahresgang einiger Meßstellen wurde teilweise durch die bedeutsamere vortriebsbedingte Grundwasserabsenkung überlagert, so daß er in vielen Grundwassermeßstellen nicht mehr zu erkennen ist. Abb. 6 zeigt ausgewählte, durch den Vortrieb beeinflusste Grundwasserganglinien.

In den beiden Streckenabschnitten, in denen der Tunnel durch das Hauptgrundwasserstockwerk vorgetrieben werden mußte (Abschn. 5.1), waren bis Dezember 1985 in drei Grundwassermeßstellen vortriebsbedingte Grundwasserabsenkungen von etwa 20 m eingetreten. An 15 weiteren Grundwassermeßstellen stellte sich eine Absenkung des Wasserspiegels in geringerem Umfang ein, das bisher leichte Absinken des Grundwasserspiegels in fünf weiteren Grundwassermeßstellen war im Dezember 1985 noch nicht eindeutig interpretierbar. Die Grundwassermeßstellen, die die Oberfläche des zweiten (schwebenden) Grundwasserstockwerkes erfassen, zeigten zu diesem Zeitpunkt ebenfalls nur die jahreszeitlich bedingten Grundwasserstandsschwankungen.

Die anhand der Beobachtung der Grundwasserspiegel in den genannten Meßstellen erkannte, dem Tunnelvortrieb vorlaufende Dränung des Gebirges erreichte im Mittel 50–200 Meter, in Ausnahmefällen bis 300 m. Überwiegend ist die Grundwasserabsenkung dem Tunnelvortrieb vorausgeilt. Nur bei drei Meßstellen war eine Grundwasserabsenkung erst festzustellen, nachdem der Tunnel schon über die Position der Meßstelle hinaus vorgetrieben war. Die Grundwasseroberfläche liegt heute an keiner Stelle mehr über der Tunnelfirste, meist liegt sie im Niveau von SO oder darunter.

Aus dem Grundwasserdifferenzenplan (Abb. 8) können die Bereiche entnommen werden, die durch den Tunnelbau hydrogeologisch beeinflusst wurden. Dargestellt sind Absenkungen der Grundwasseroberfläche des Hauptgrundwasserstockwerkes von mehr als 2,5 m. Bei kleineren Absenkhöhen konnte nicht immer zwischen jahreszeitlichen Grundwasserstandsschwankungen und künstlicher Grundwasserabsenkung unterschieden werden.

Eine vortriebsbedingte Absenkung des Hauptgrundwasserstockwerkes ist zwischen Bau-km 6.209,2 und 6.215,5 zu erkennen. Zwischen Bau-km 6.209,2 und 6.210,7 wurde die ursprünglich über SO liegende Grundwasseroberfläche bis Dez. 1985 um etwa 16 m bis auf das Niveau von SO abgesenkt, zwischen Bau-km 6.213,4 und 6.215,5 von etwa 25 m über SO bis in das Niveau des Tunnels (meist bis etwa auf SO, stellenweise aber auch noch bis etwa 5 m darüber; Stand Dez. 1985). Im Tunnelabschnitt zwischen Bau-km 6.211 und 6.213 wurde die Oberfläche des Hauptgrundwasserstockwerkes nachlaufend im Mittel um 10 m abgesenkt, obwohl sie vor Auffahrung des Tunnels schon unter SO lag. Bei Betrachtung der Grundwasserhöhengleichen (Abb. 9) ist zu erkennen, daß die ursprüngliche Grundwasserfließrichtung des Hauptgrundwasserstroms von NW nach SE zur Haune gerichtet war. Durch die Auffahrung des Dietershan-Tunnels wurde ein zusätzliches künstliches Abflußsystem auf geodätisch tieferem Niveau geschaffen. Grundwasser, das früher nach SE zur Haune abfloß, fließt heute dem Tunnel zu. Bei Betrachtung typischer Grundwasserganglinien (Abb. 6, GWM 2) aus Tunnelabschnitten mit ursprünglicher Höhenlage der Grund-

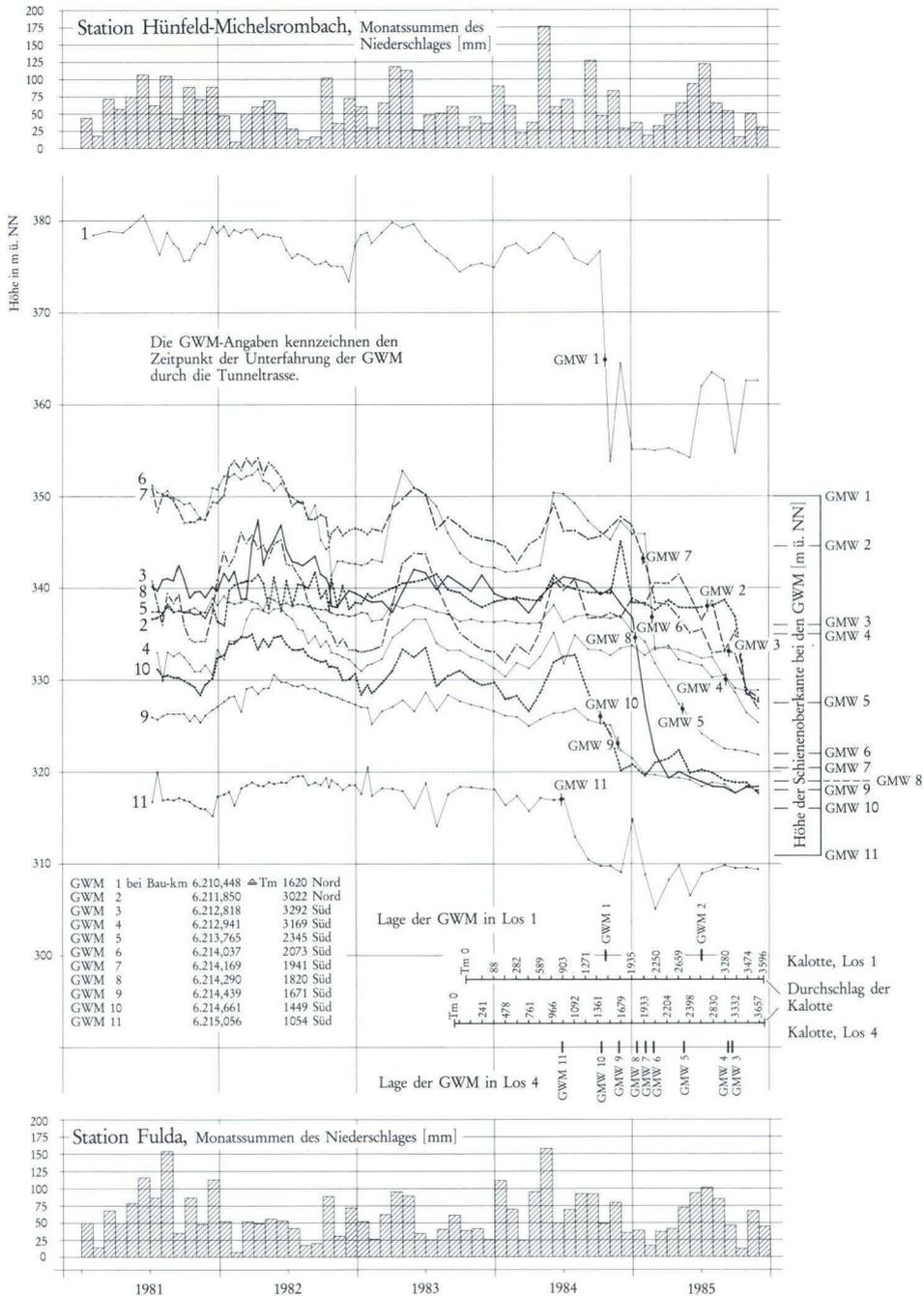
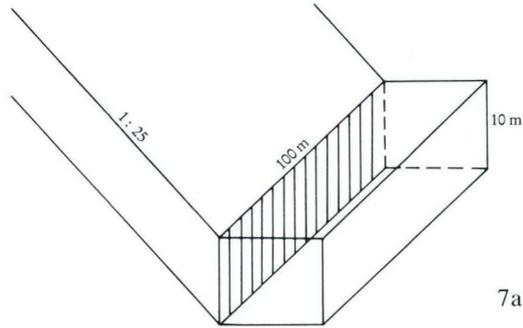


Abb. 6. Ausgewählte, durch den Vortrieb beeinflusste Ganglinien von Grundwassermeßstellen im Bereich des Dietershan-Tunnels.

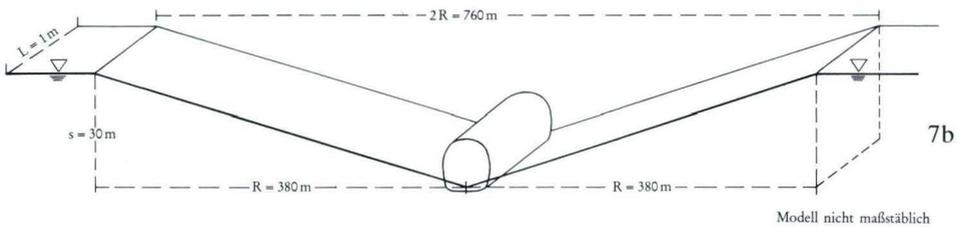


GW-Gefälle 1: 25 ($I = 0,04$) k_f -Wert = $1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$

betrachtete Tunnellänge 100 m }
Tunnelhöhe 10 m } Ulmenfläche 1000 m^2

$$Q = k_f \cdot I \cdot F = 1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s} \cdot 0,04 \cdot 100 \text{ m} \cdot 10 \text{ m} = 0,41 / \text{s} \cdot 100 \text{ m}$$

für den beidseitigen Zulauf $2Q = 0,81 / \text{s} \cdot 100 \text{ m}$



pro m Tunnel $2 \cdot \frac{30 \cdot 380}{2} \text{ m}^3 = 11400 \text{ m}^3$ Gestein bei angenommen 0,5% nutzbarem Hohlraumvolumen 57 m^3 Wasser/m

Ausbruchsleistung (angenommen): 500 m in 100 Tagen

$$\rightarrow \text{Wasseranfall} \frac{57 \text{ m}^3 / \text{m} \cdot 500 \text{ m}}{100 \text{ Tage}} = 285 \text{ m}^3 / \text{d} \cdot 500 \text{ m} = 0,71 / \text{s} \cdot 100 \text{ m}$$

Abb. 7. Modellvorstellung zur Abschätzung der anfallenden Wassermenge beim Vortrieb. a. k_f -Wert; b. Leerlaufverhalten.

wasseroberfläche unter SO (Bau-km 6.211–6.213) fällt auf, daß die Einstellung auf das neue Dränniveau (= Südportal) sich langsam rückschreitend nach N ausdehnt.

Der Absenkungsbereich umfaßt bei der Grundwasserabsenkung im Nordabschnitt des Tunnels (Bau-km 6.209,2–6.210,7) etwa $0,6 \text{ km}^2$, im Südabschnitt (Bau-km 6.213,4–6.215,5) etwa $1,1 \text{ km}^2$. Zwischen Bau-km 6.211 und 6.213 wurde ein etwa 100 m breiter Streifen durch die Grundwasserabsenkung beeinflusst ($0,2 \text{ km}^2$). Somit ergibt sich als insgesamt durch den Vortrieb beeinflusste Fläche bei Annahme eines 50 m breiten Streifens bei Streckenabschnitten oberhalb der Oberfläche des Hauptgrundwasserstockwerks ($\cong 0,1 \text{ km}^2$) ein Absenkungsbereich von insgesamt etwa 2 km^2 .

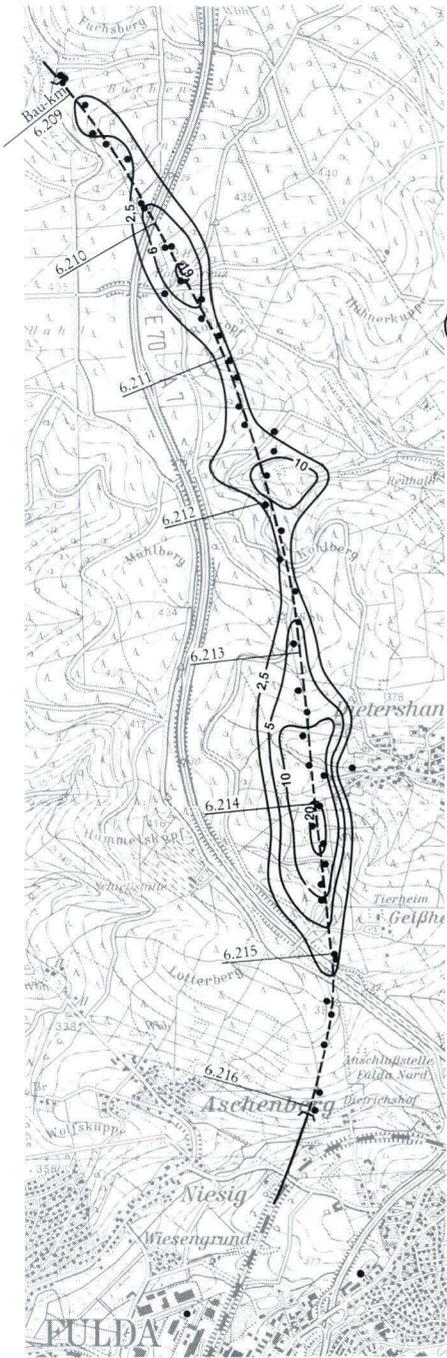


Abb. 8. Grundwasserdifferenzen.

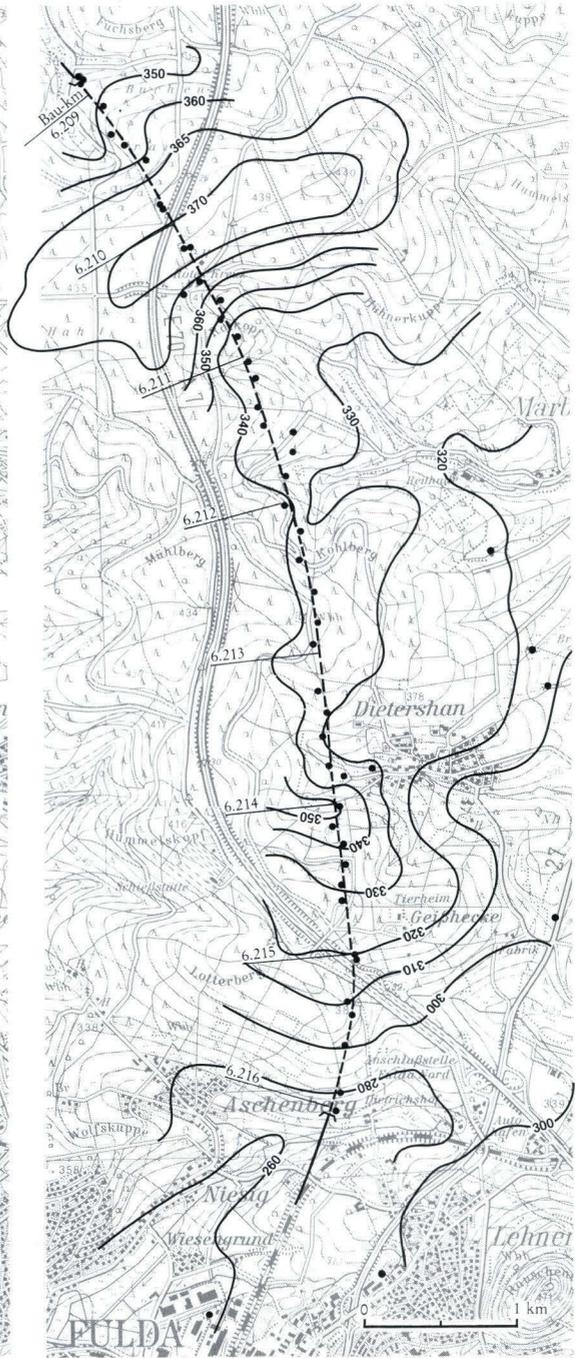


Abb. 9. Grundwassergleichen.

6. Deutung der Beobachtungsergebnisse

Aus dem Dietershan-Tunnel wurden im Dez. 85 rd. 14 l/s an Grund- und Sickerwasser abgeleitet. Die größten Zuflüsse erfolgten dabei in den Bereichen, in denen die Grundwasseroberfläche vor Baubeginn deutlich über SO lag (Abschn. 5.1). Im Nordvortrieb (Los 1) wurden im Mittel etwa $0,3 \text{ l/s} \cdot 100 \text{ m}$ an Grund- und Sickerwasser abgepumpt. Der mittlere Wasseranfall aus dem Südvortrieb (Los 4) gegen die ansteigende Grundwasseroberfläche betrug bis etwa $1 \text{ l/s} \cdot 100 \text{ m}$, gemittelt über das gesamte Los etwa $0,5 \text{ l/s} \cdot 100 \text{ m}$. Die abgeleitete Wassermenge läßt im Los 1, im Gegensatz zum Los 4, einen deutlichen Zusammenhang zum Niederschlagsgeschehen erkennen. Die hydrologisch bedingten Schwankungen der abgeleiteten Wassermengen wurden durch unterschiedlich starkes Auslaufen des Gebirges infolge verschieden großer Gebirgsdurchlässigkeiten sowie unterschiedlicher baubetrieblicher Zustände überlagert.

Die Grundwassermeßstellen im Bereich des Dietershan-Tunnels zeigten in Abhängigkeit von der ursprünglichen Höhenlage der Hauptgrundwasseroberfläche über SO unterschiedlich starke Reaktionen. Die Wasserspiegel über Tunnelfirste stehen alle schon im Tunnelniveau, ein weiteres Abfallen der Wasserstände bis etwa in Höhe der SO wird erwartet. Die dem Vortrieb vorausseilende und in den Grundwassermeßstellen erkennbare Dränung des Gebirges betrug dabei im Mittel ca. 50–200 m.

Die ökologischen und wasserwirtschaftlichen Schäden durch den Bau des Dietershan-Tunnels sind gering. Die Bereiche, in denen sich vor Baubeginn die Grundwasseroberfläche über SO befand, stellen i. w. keine Einzugsgebiete von Wasserwerken dar. Ferner war der Flurabstand zum Hauptgrundwasserstockwerk, abgesehen von den Portalbereichen, größer als 10 m. Somit war das Grundwasser nicht mehr von den Pflanzen verwertbar, und ökologische Schädigungen können weitgehend ausgeschlossen werden.

Eine Umleitung von Grundwasser aus dem Einzugsgebiet der Fulda zu dem der Haune erfolgt in nur unbedeutendem Umfang: Das Grundwasser, das im Bereich der nördlichen 1 200 m des Dietershan-Tunnels neu gebildet wird (ca. 0,5–1 l/s) und früher direkt zur Fulda abfloß, wird nun zur Haune abgeleitet.

Insgesamt gesehen stellt der Tunnel jedoch einen Eingriff in den Wasserhaushalt dar. Er wird auf Dauer dem Grundwasserdargebot eine mittlere Menge von 6–10 l/s entziehen.

7. Schriftenverzeichnis

- DÜRBAUM, H.-J., MATTHESS, G., & RAMBOW, D. (1969): Untersuchungen der Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit des Buntsandsteins in Nordhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 258–274, 10 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- MOTZKA, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25 000, Bl. 5324 Hünfeld, 2. Aufl., 156 S., 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- SCHAFT, A., & RAMBOW, D. (1984): Vergleichende Untersuchungen zur Gebirgsdurchlässigkeit im Buntsandstein Osthessens. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 235–261, 18 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 15. 1. 1986

Methodik und Ergebnisse eines Soleeinleitungsversuches im Niestetal (Nordhessen)

Von

HANS-JÜRGEN PICKEL und KARL-WALTER SCHUBOTZ*

Kurzfassung: Durch Einleitung von Sole in den Vorfluter Niestebach (Nordhessen) sollte die Frage geklärt werden, ob und in welchem Umfang Bachwasser über das Grundwasser in eine Quellsammelleitung eindringt. Mit Hilfe der Ergebnisse war weiterhin die Frage zu beantworten, ob die Quellsammelleitung ursächlich mit zum Trockenfallen des Niestebaches beiträgt. Der methodische Ansatz und die ermittelten Ergebnisse werden beschrieben.

Abstract: By discharge of brine into the receiving watercourse Niestebach (Nordhessen) the question should be clarified, whether and to which extent water from the brooklet penetrates into a spring collecting pipe. By means of the results furthermore the question had to be answered, whether the spring collecting pipe contributes originally to falling dry of the Niestebach. The methodical assumption as well as the results are described.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung		277
2. Markierungs- und Nachweismethode		279
3. Vorversuch.		279
4. Hauptversuch		280
5. Zusammenfassung		284

1. Einleitung

Einen wesentlichen Bestandteil der Wasserversorgung der Stadt Kassel bildet die Wassergewinnung aus dem Oberen Niestetal, das etwa 15 km nordöstlich von Kassel am Rande des Naturparkes „Kaufunger Wald“ liegt (Bl. 4624 Hedemünden, 4724 Großalmerode).

Die Wassergewinnung für und durch die Stadt Kassel erfolgt dort seit etwa 120 Jahren mittels einer über 7 km langen Quellsammelleitung, die das Grundwasser aus Quellen und Sickerleitungen aufnimmt und ab der Ortschaft Nieste in einer geschlossenen Leitung nach Kassel ableitet. Die Quellsammelleitung verläuft ca. 1,5–2,5 m u. Gel., meist parallel zum

* Dr. H.-J. PICKEL, K.-W. SCHUBOTZ, Geologisches und Ingenieurbüro Dr. Pickel, Postfach 120, 3501 Fuldata 1.

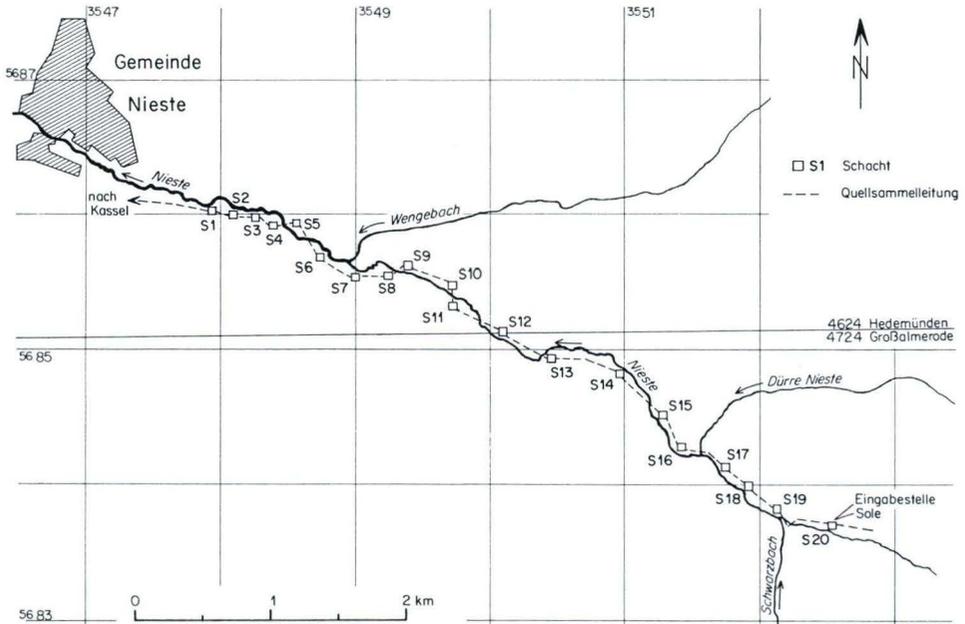


Abb. 1. Lageskizze des oberen Niestetales.

Bach. Der Abstand zum Bachbett der Nieste beträgt etwa 20–40 m, wobei der Bachlauf selber mehrmals gekreuzt wird. Im Verlauf der Quellsammelleitung liegen in Abständen zwischen 100 und 400 m 20 Kontrollschächte, z. T. mit Überläufen. Die Schächte sind im folgenden talaufwärts von 1–20 nummeriert (Abb. 1).

Auch nach längeren Trockenperioden führt die Quellsammelleitung noch eine Wassermenge bis etwa $3\,500\text{ m}^3/\text{d}$ (ca. 40 l/s) aus dem Oberen Niestetal ab. Gleichzeitig ist aber ein langsames Trockenfallen des Niestebaches im oberen Talbereich auf einer Länge bis etwa 2,5 km zu beobachten.

Zur Erkundung der Ursachen des Trockenfallens wurde von Oktober bis Dezember 1983 ein Soleeinleitungsversuch durchgeführt, der folgende Zielsetzungen umfaßte:

- Bestimmung der Grundwasserzuläufe in niederschlagsarmen Zeiten in die Quellsammelleitung zwischen jeweils 2 benachbarten Schächten.
- Klärung der Frage, ob Bachwasser in die Quellsammelleitung gelangt und dadurch ein Trockenfallen des Baches hervorgerufen wird.
- Bestimmung der evtl. Anteile an Bachwasser und Lokalisierung der Eintrittsbereiche.

Im Versuchszeitraum blieben die Witterungsverhältnisse stabil (keine Niederschläge bis zum 30. 11. 1983). Die Wasserführung des Niestebaches betrug im obersten Talabschnitt in Höhe der Schächte 20–19 mit dem Wasser des hier mündenden Vorfluters Schwarzbach $13,8\text{ l/s}$.

Bereits im Bereich der Schächte 19 – 14 fiel der Niestewasserspiegel unter die Bachbettsohle ab, der Niestebach fiel anschließend auf einer Strecke von etwa 2,5 km völlig trocken. In Höhe von Schacht 7 setzte, bedingt durch den Zufluß des Wengebaches, wieder eine sichtbare Wasserführung im Bachbett ein.

Bei Versuchsbeginn betrug der Abfluß in der Quellsammelleitung, gemessen im Schacht 19, 5,8 l/s. Im Schacht 2 am unteren Ende der Quellsammelleitung lag der Abfluß bei etwa 40 l/s.

2. Markierungs- und Nachweismethode

Die Markierung des Bachwassers erfolgte durch Zugabe von Sole, die aus der Thermalsolebohrung Kassel-Wilhelmshöhe gewonnen wurde.

Der Nachweis des Tracers (Chlorid) wurde durch Messung der temperaturkompensierten Leitfähigkeit vorgenommen. Die Messungen wurden in allen Schächten der Quellsammelleitung sowie – im unteren Talbereich – im Niestebach selber, soweit wasserführend, jeweils in Höhe der Schächte durchgeführt. Weiterhin wurden an allen Meßstellen mehrfach Wasserproben zur Korrelation entnommen.

Im Rahmen der Meßgenauigkeit konnte bei gegebenen Versuchsbedingungen jede Änderung der Tracer-Konzentration als Äquivalent zur Änderung der Leitfähigkeit gesetzt werden. Die Konzentrationsbestimmung erfolgte mittels eines versuchsspezifischen, empirisch ermittelten Umrechnungsfaktors für alle Messungen nach folgender Formel:

$$C_T = (LF - LF_0) \cdot 0,306 \text{ (mg} \cdot \text{cm)} / (1 \cdot \mu\text{S})$$

mit C_T = Tracerkonzentration (mg/l) bei der jeweiligen Meßstelle
 LF = Leitfähigkeit ($\mu\text{S/cm}$)
 LF_0 = Leitfähigkeit ($\mu\text{S/cm}$), Nullwert der Meßstelle

Diese Betrachtungen galten neben dem Hauptversuch auch für einen zuerst durchgeführten und im folgenden beschriebenen Vorversuch.

3. Vorversuch

Der Vorversuch diente der Bestimmung der Grundwasserzuläufe in die Quellsammelleitung. Im Schacht 20 wurde das dort ankommende Quellwasser durch Zugabe von Sole angereichert. Die Zugabe betrug konstant 1,8 m³/h (0,5 l/s) bei einer Chloridkonzentration der Sole von 13 900 mg/l.

Nach anfänglich schnellem Anstieg der Leitfähigkeit in allen Schächten der Leitung stellte sich nach ca. 4 Stunden ein stabiler Zustand, das „Fließgleichgewicht“ ein. Die Werte erreichten in jedem Schacht ein Maximum und blieben auch bei anhaltender Solezugabe konstant. Die bei dem jeweils talwärts gelegenen Schacht erreichte Konzentration war dabei stets geringer als die beim nächst höher gelegenen Schacht. Diese talwärts kontinuierliche Abnahme der Cl-Konzentration entsprach jeweils im Bereich zwischen 2 Schächten einer Vermischung („Verdünnung“) des aufgesalzenen Wassers in der Quellsammelleitung mit einer definierten Menge „Frischwasser“, entsprechend dem Grundwasserzulauf in die Quellsammelleitung.

Die Berechnung der Abflußmenge in den einzelnen Schächten erfolgte mit

$$Q = \frac{F}{C_T}$$

- mit F = Menge der konstant zugegebenen Chloridfracht (mg/s)
 C_T = Die nach 4 Stunden gleichbleibende Konzentration (Grad der Verdünnung) im Schacht (mg/l)
 Q = Abfluß im Schacht (l/s)

Die Ermittlung der Zulaufmenge ergab sich als Differenz der Abflußmengen ΔQ . Die Berechnungen erfolgten unter der Voraussetzung, daß ein vollständiger Transport des eingegebenen Chlorids stattfand. Ein nachgewiesener Verlust an Chlorid-Ionen im obersten Leitungsabschnitt (Schacht 20–Schacht 19) wurde entsprechend berücksichtigt. Nach Beendigung der Zugabe erreichten die Konzentrationen nach 4 Stunden wieder ihre Ursprungswerte (Null-Messung).

4. Hauptversuch

Einen Tag nach Durchführung des Vorversuches wurde in Höhe von Schacht 20 mit der Zugabe von konstant 1,9 m³/h (0,53 l/s) Sole in den Niestebach begonnen. Die Chloridkonzentration der Sole betrug 13 900 mg/l. Die Bachwasserführung der Nieste (13,8 l/s) leitete somit während des Zugabezeitraumes ab Beginn der Trockenfallstrecke dem quartären Grundwasserleiter eine Chloridmenge von 532 mg/l zu.

Nach 2 Stunden stiegen die Gehalte in der Quellsammelleitung ab Schacht 18 zunächst schnell, dann langsamer an, bis nach etwa 76 Stunden wiederum annähernd ein „Fließgleichgewicht“ erreicht wurde (kein weiterer Anstieg der Konzentration in der Quellsammelleitung). Im Niestebach des unteren Talbereiches konnte kein Anstieg der Cl-Konzentration nachgewiesen werden. Nach etwa 80 Stunden Dauer wurde die Zugabe beendet. Mit Erreichen des Fließgleichgewichtes war bewiesen, daß ein ständiger Anteil Bachwasser in die Leitung gelangte.

Mit den aus dem Vorversuch ermittelten Abflußwerten konnte die Menge des Bachwassers in der Leitung bei allen Schächten mit Hilfe der Mischungsformel bestimmt werden:

$$Q = \frac{C_T}{C_N} \cdot q$$

- mit C_T = Die nach 76 Stunden gleichbleibende Konzentration des Wassers der Quellsammelleitung im jeweiligen Schacht (mg/l)
 C_N = Konzentration des mit Sole angereicherten, versickerten Bachwassers (mg/l)
 q = Die im Vorversuch ermittelte Abflußmenge im jeweiligen Schacht (l/s)
 Q = Menge Bachwasser in der Quellsammelleitung im jeweiligen Schacht (l/s)

Die Zulaufmenge an Bachwasser in die Quellsammelleitung zwischen 2 Schächten ergab sich wiederum aus der Differenz der entsprechenden Mengen = ΔQ .

Insgesamt traten 5,1 l/s Bachwasser in die Quellsammelleitung ein. Dies entspricht 12,8% des Gesamtzulaufs in die Leitung. Von den o. g. 5,1 l/s wiederum traten 3,49 l/s = 68,3% im Bereich Schacht 18 und Schacht 19 in die Quellsammelleitung ein. Ab Bereich Schacht 14–Schacht 2 erfolgten keine Zuläufe.

Der Zulauf des Bachwassers in die Quellsammelleitung erfolgte also im Bereich zwischen den Schächten 19 und 14, also genau dort, wo parallel dazu im Bachbett der Nieste das Trockenfallen einsetzte und auch die größten Grundwasserzutritte in die Leitung ermittelt wurden. Bei dem Anteil von 5,1 l/s Bachwasser in der Quellsammelleitung zum Zeitpunkt des erreichten Fließgleichgewichtes mußte die Fließzeit eines definierten Wasserteilchens vom Bach bis in die Leitung zwischen 2 und 76 Stunden betragen. Es blieb zu erwarten, daß auch zu späteren Zeitpunkten noch ein weiterer Anteil an Bachwasser über das Grundwasser in die Leitung gelangte.

Die Bestimmung der Gesamtmenge an Bachwasser in der Quellsammelleitung erfolgte mittels einer Bilanz der während des Beobachtungszeitraumes in der Leitung in Schacht 2 nachgewiesenen Chloridfracht.

Mit den Meßwerten aus dem Bereich der Schächte 19–14 wurde zunächst die Summe der Zuläufe von Bachwasser in die Leitung zu jedem Zeitpunkt T nach Beginn der Solezugabe graphisch dargestellt. Der Verlauf der Kurve ist etwa gleich der Konzentrationsänderung im Schacht 2 zum Zeitpunkt T, aber zeitversetzt um etwa 2 Stunden, da das im oberen Leitungsbereich eintretende Bachwasser erst nach 2 Stunden die Meßstelle Schacht 2 erreichte. Die Kurve kann deshalb auch als Durchgangskurve bezeichnet werden (Abb. 2).

Weiterhin wurde die prozentuale Verteilung des momentanen Zulaufs im selben Diagramm dargestellt, wobei die Zeitachse der Durchgangskurve identisch mit den Verteilungskurven gewählt wurde. Somit lassen sich der Zulauf des chloridbeladenen Niestebachwassers zum Zeitpunkt T und die zugehörige Verteilung im Diagramm direkt ablesen (Abb. 2).

Die Form der Durchgangskurve ist nicht ungewöhnlich, da im Prinzip ein Tracer- bzw. Markierungsversuch durchgeführt wurde. Beim klassischen Tracerversuch wird eine Substanz (Tracer) zu einem bestimmten Zeitpunkt in den Aquifer eingegeben und die Ankunft des Tracers an ausgewählten Meßstellen registriert. Die an den Meßstellen zeitabhängig gemessenen Gehalte des jeweiligen Markierungsmittels bilden eine Durchgangskurve, deren Grundform durch einen relativ schnellen Anstieg der Gehalte, einen Gipfelpunkt und einen langsamen Abfall gekennzeichnet ist.

Die Soleeinleitung wirkte sich nicht nur in der Quellsammelleitung und dem Niestebach, sondern zwischenzeitlich im quartären Lockergestein des Grundwasserleiters, wie die Meßergebnisse zeigen, aus. Die Soleeinleitung ist daher mit einem normalen Tracerversuch durchaus vergleichbar, allerdings mit dem Unterschied, daß in der Durchgangskurve der Maximalwert zu einer der Zeitmessung parallelen Strecke ΔT auseinandergezogen wird. Dieses ΔT beträgt im Versuch ca. 4 Stunden und stellt den Zustand des „Fließgleichgewichtes“ dar.

Aus dem Vorversuch war bekannt, daß die Fließzeit eines definierten Wasserteilchens innerhalb der Quellsammelleitung zwischen den Schächten 20 und 2 ca. 2 Stunden betrug. Die Nachlaufmessungen Mitte Dezember 1983 haben am Schacht 2 für den gesamten Beobachtungszeitraum erhöhte und nur langsam abnehmende Chloridkonzentrationen ergeben.

In der Berechnungstabelle (Tab. 1) wurden die mittleren Zulaufmengen $\bar{Q} \cdot \Delta T$ gebildet und aufaddiert. Diese Werte entsprechen dem Integral der Durchgangskurve im Diagramm. Die Summen geben den Anteil der eingeleiteten Gesamtsalzmenge an, der bis zum jeweiligen Zeitpunkt T in Schacht 2 nachgewiesen wurde.

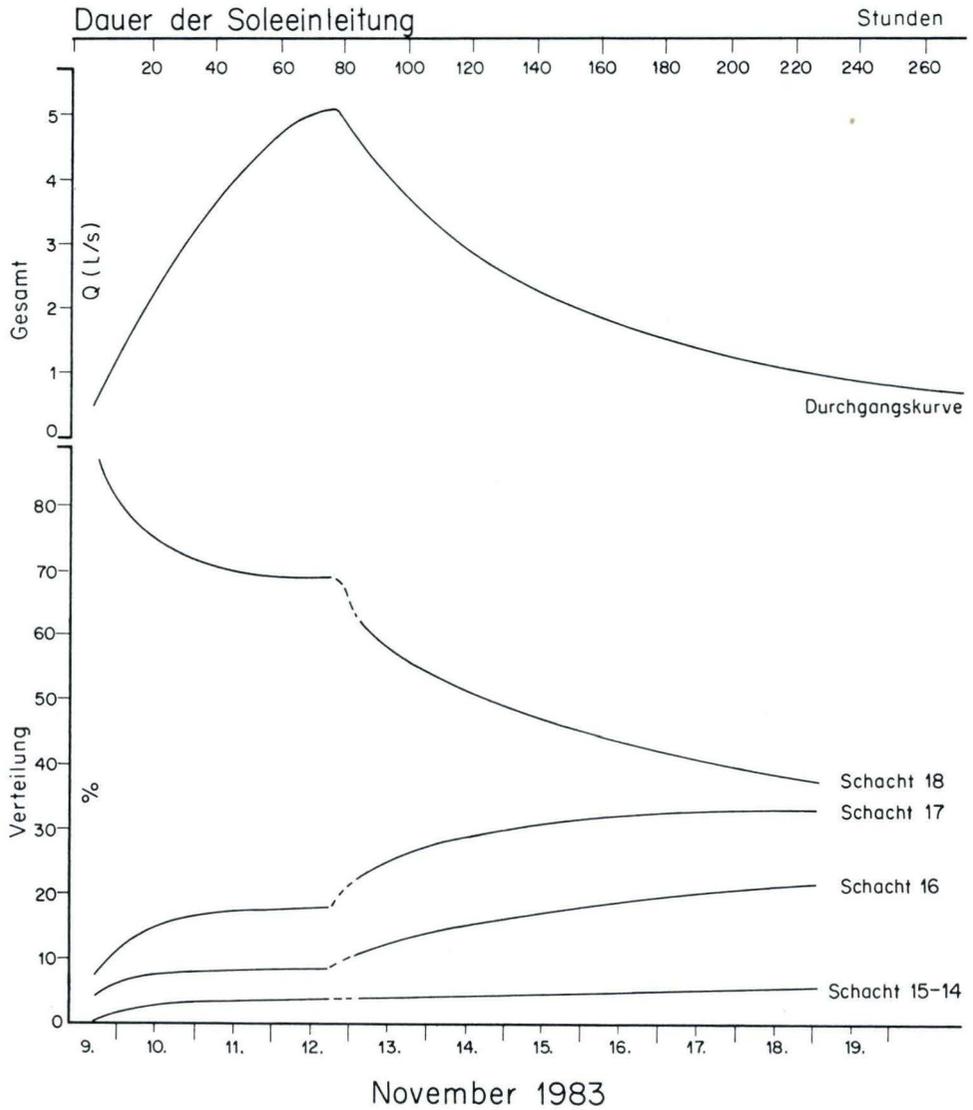


Abb. 2. Durchgangs- und Verteilungskurven während des Versuchszeitraumes (Einleitungs- und Nachlaufphase).

Tab. 1. Berechnungstabelle zum Einleitungsversuch (Einleitungs- und Nachlaufphase)

Schacht-Nr.		2												18		17		16		15—14	
Nov. 1983	Uhrzeit	Lf	ΔT	T	$\bar{L}f$	$\bar{L}f - Lf_0$	\bar{c}_t	\bar{F}	\bar{Q}	$\bar{Q} \cdot \Delta T$	$\Sigma \bar{Q} \cdot \Delta T$	$\bar{Q} \cdot \Delta T$	$\Sigma \bar{Q} \cdot \Delta T$	Q/T		Q/T		Q/T		Q/T	
		$\mu S/cm$	Std.	Std.	$\mu S/cm$	$\mu S/cm$	mg/l	mg/s	l/s	l	l	%	%	%	l	%	l	%	l	%	l
9.	16	135	22	22	185	50	15,3	611	1,15	25,3	25,3	2,41	2,41	81,6	20,64	10,6	2,68	6	1,52	1,8	0,46
10.	14	236	25	47	276	141	43,1	1723	3,24	81,0	106,3	7,772	10,13	71,3	57,75	16,8	13,61	8,3	6,72	3,6	2,92
11.	15	315	29	76	338	203	62,1	2480	4,66	135,5	241,5	12,90	23,03	69,9	94,10	18	24,33	8,8	11,90	3,6	4,87
12.	20	361	12	12	343	208	63,7	2542	4,78	57,4	87,4	5,47	5,47	65	37,31	21,7	12,46	9,7	5,57	3,6	2,07
13.	8	324	8	20	315	180	55,1	2199	4,13	33	90,4	3,15	8,62	59	19,47	8,88	24,80	12,7	4,19	3,5	1,16
	16	306	15	35	292	157	48,0	1918	3,61	54,2	144,6	5,17	13,79	55,8	30,24	27,1	19,69	13,6	7,37	3,5	1,90
14.	7	278	12	47	267	132	40,4	1613	3,03	36,4	181	3,47	17,26	32,2	19,00	28,8	20,48	14,9	5,42	4,1	1,49
	19	259	12	59	252	117	35,8	1429	2,69	32,3	213,3	3,08	20,34	50,1	16,18	29,9	9,66	15,7	5,07	4,3	1,39
15.	7	244	11	70	238	103	31,5	1259	2,37	26,1	239,4	2,49	22,83	48,2	12,58	30,8	8,04	16,5	4,31	4,5	1,17
	18	232	14	84	226	91	27,9	1112	2,09	29,3	268,7	2,79	25,62	46,5	13,62	31,6	9,26	17,1	5,01	5,8	1,41
16.	8	220	10	94	217	82	27,9	996	1,87	18,7	287,4	1,78	27,40	45,1	8,43	32,2	6,04	17,6	3,30	5,0	0,94
	18	213	13	107	209	74	22,6	904	1,70	22,1	309,5	2,11	29,51	44,0	9,72	32,8	7,25	18,0	3,98	5,2	1,15
17.	7	205	11	118	202	67	20,5	819	1,54	16,9	326,4	1,61	31,12	43	7,27	33	5,56	18,4	3,11	5,6	0,95
	18	198	13	131	195	60	18,4	733	1,38	17,9	344,3	1,71	32,83	42	7,52	33,5	6,0	18,5	3,11	6,0	1,07
18.	7	192	11	142	190	55	16,8	672	1,26	13,9	358,2	1,33	34,15	42	5,84	33,5	4,66	18,5	2,57	6,0	0,83
	18	187	231	373	168	33	10,1	403,2	0,76	175,1	533,3	16,70	50,85	40,5	70,91	34,0	59,53	19,0	33,27	6,5	11,38
28.	9	149																			
Summe:										774,8		73,9		430,58		202,42		106,66		35,16	
Anteil:											73,9%	=	41,1%	+	19,3%	+	10,2%	+	3,3%		

Sole-Einleitung i. d. Niesebach

Nachlaufphase

5. Zusammenfassung

Die Ergebnisse des Soleeinleitungsversuches lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Während des Versuchszeitraumes (einschl. der Vorlauf- und Nachlaufmessungen bis 28. Nov. 1983) waren die Witterungsverhältnisse stabil. Bei allen Überlegungen und Berechnungen wird ein konstantes Abfluß- und Grundwasserverhalten zugrunde gelegt.
2. Beim Vorversuch wurde Sole in Schacht 20 eingegeben. Der Versuch diente zur theoretisch-rechnerischen Ermittlung der Durchflußmengen in den einzelnen Schächten und damit zur Zuflußbestimmung in den Streckenbereichen der Quellsammelleitung zwischen den jeweiligen Schächten.

Folgende Wassermengen treten in die Quellsammelleitung ein:

von Schacht 19 – Schacht 18	8,8 l/s = 22,0 %
von Schacht 18 – Schacht 17	4,0 l/s = 10,0 %
von Schacht 17 – Schacht 16	3,4 l/s = 8,5 %
von Schacht 16 – Schacht 15	3,5 l/s = 8,8 %
von Schacht 15 – Schacht 14	1,1 l/s = 2,8 %

Dies bedeutet, daß 52,1% des Gesamtzulaufes in die Quellsammelleitung im Bereich zwischen den Schächten 19 und 14 zulaufen.

3. Der Hauptversuch (Eingabe von Sole in den Niestebach) diente zur Berechnung des Anteiles an Niestebachwasser, der direkt in die Quellsammelleitung eintritt.

Zum Zeitpunkt des Fließgleichgewichtes betrug der Anteil des Niestebachwassers in der Quellsammelleitung an Schacht 2 12,8% = 5,1 l/s. Von der Gesamtmenge von 5,1 l/s = 100 % traten ein:

von Schacht 19 – Schacht 18	3,49 l/s = 68,3 %
von Schacht 18 – Schacht 17	0,96 l/s = 18,9 %
von Schacht 17 – Schacht 16	0,47 l/s = 9,3 %
von Schacht 16 – Schacht 14	0,18 l/s = 3,5 %

4. Die Wasserführung des Niestebaches einschl. der eingeleiteten Sole betrug 13,8 l/s. Eine quantitative Auswertung über die Ionenfracht ergibt, daß während des Beobachtungszeitraumes insgesamt 10,2 l/s = 73,9 % des Niestebachwassers innerhalb von etwa 16 Tagen in die Quellsammelleitung gelangen, davon

5,1 l/s = 50 % kurzfristig und
5,1 l/s = 50 % längerfristig als Grundwasseranteil.

3,6 l/s des Niestebachwassers gelangen in den Grundwasserleiter, evtl. später auch (anteilig) in die Quellsammelleitung. Dieser Anteil wurde während des Versuches nicht erfaßt.

Von 5,1 l/s = 100 % des verzögert und über das Grundwasser in die Quellsammelleitung gelangenden Niestebachwassers traten ein:

von Schacht 19 – Schacht 18	2,07 l/s = 40,5 %
von Schacht 18 – Schacht 17	1,73 l/s = 34,0 %
von Schacht 17 – Schacht 16	0,97 l/s = 19,0 %
von Schacht 16 – Schacht 14	0,33 l/s = 6,5 %

Bei längerer Beobachtungsdauer wird sich der über das Grundwasser in die Quellsammelleitung fließende Anteil von 5,1 l/s vermutlich noch erhöhen und somit den gesamt erfaßten prozentualen Anteil von 73,9 % ebenfalls vergrößern.

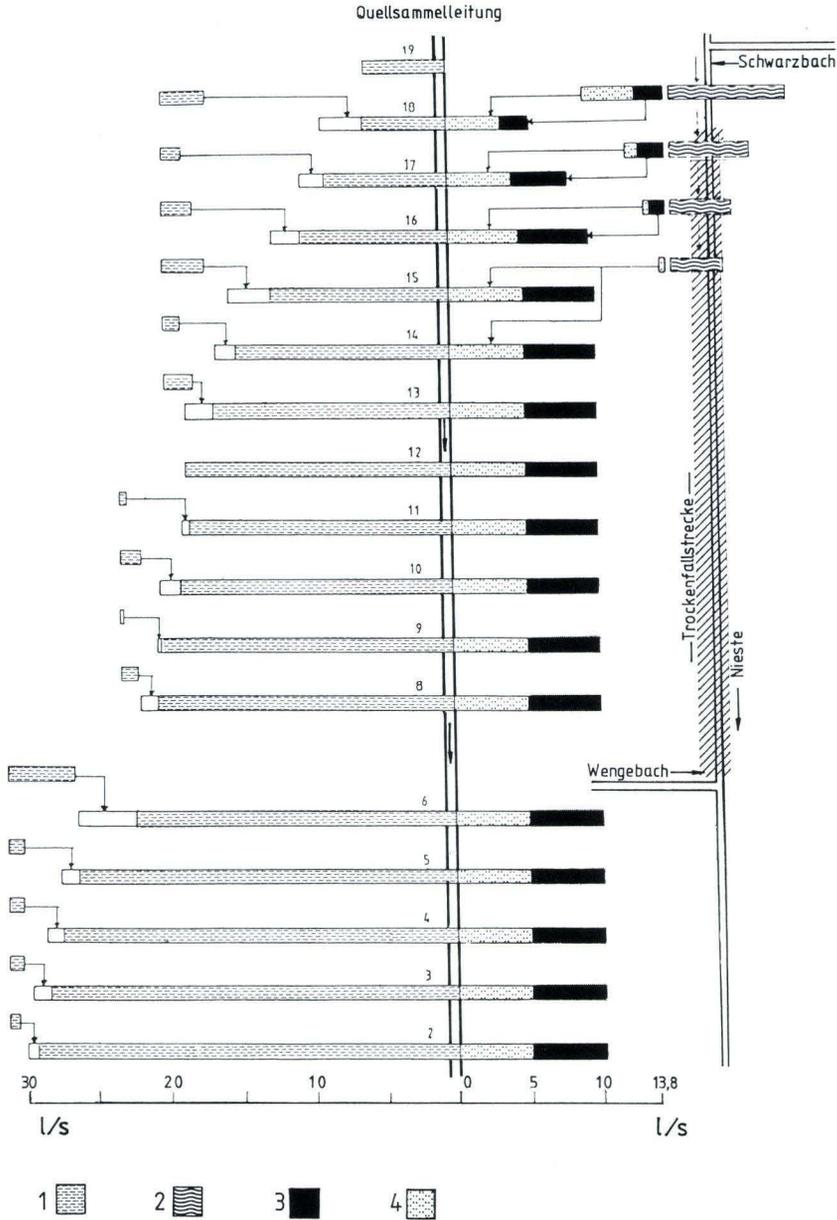


Abb. 3. Balkendiagramm Abflussschema.

1 = Anteil der nicht durch die Chloridfracht beeinflussten Grundwasserzuflüsse zwischen jeweils zwei Schächten

2 = Anteil des Niestebachwassers, das nicht in die Quellsammelleitung gelangt

3 = Anteil des kurzfristig in die Quellsammelleitung gelangenden Niestebachwassers innerhalb von 2–76 Stunden entsprechend dem Zustand beim Fließgleichgewicht

4 = Anteil des längerfristig in die Quellsammelleitung gelangenden Niestebachwassers

Eine zusammenfassende Darstellung der Zulaufverhältnisse in der Quellsammelleitung während des Beobachtungszeitraumes ist in Abb. 3 gegeben.

Die Verfasser danken den beteiligten Behörden, insbesondere den Herren Geologieoberrat Dr. D. RAMBOW (HLfB, Wiesbaden) und Oberamtsrat A. NITSCHKE (WWA Kassel) für anregende Diskussionen sowie den Herren Direktoren KOCH und BANSCHBACH (Städtische Werke AG, Kassel) für die Genehmigung zur Veröffentlichung der gewonnenen Ergebnisse.

Manuskript eingegangen am 6. 12. 1985

Eine refraktionsseismische Interpretation der Ersteinsatzzeiten des DEKORP-2-Profiles in der Wetterau

Von

RAINER BLUM*

Kurzfassung: Ersteinsatzdaten des Profils DEKORP-2-S sind für den Bereich zwischen Taunus und Spessart in der südlichen Hessischen Senke refraktionsseismisch ausgewertet worden. Auf mehreren Teilprofilen sind die Tertiär- und die Permabasis erfaßt worden. Die Tertiärbasis sinkt bis auf 300 m, die Permabasis bis auf 1000 m unter Geländeoberkante ab. Im Perm ist ein weiterer Horizont seismisch erkennbar.

Deutlich zeigt die seismische Interpretation eine Zweiteilung der Senke in „Wetterau-Senke“ und „Hanauer Becken“, wie von GOLWER (1968) angegeben.

Abstract: Refraction seismic methods have been used for interpreting first arrivals of the deep-reflection profile „DEKORP-2-S“ for the region between the Taunus and Spessart mountains, the southern part of the Hessian Depression. The Tertiary and the Permian bases have been recognized on various profile segments. The thickness of the Tertiary sediments reaches up to 300 m. The Permian base dives down to about 1000 m below ground surface. There is a further seismic horizon within the Permian sediments.

Seismically, the whole depression zone is clearly divided into two parts, the „Wetterau-Depression“ and the „Hanau Basin“, as described by GOLWER (1968).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	287
2. Die Meßdaten und ihre Aufbereitung	289
3. Auswertung und seismische Interpretation	290
4. Ergebnisse	293
5. Schriftenverzeichnis	294

1. Einleitung

Im Frühjahr 1984 wurde das erste, vom Ries bis in den Taunus reichende Profil des „Deutschen Kontinentalen Reflexionsprogramms“ (DEKORP) vermessen. Der Verlauf seines N-Teils ist in Abb. 1 gezeigt. Der Zweck der Untersuchungen ist es, die Struktur der oberen und unteren Kruste im Bereich der geologischen Einheiten Moldanubikum,

* Dr. R. BLUM, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

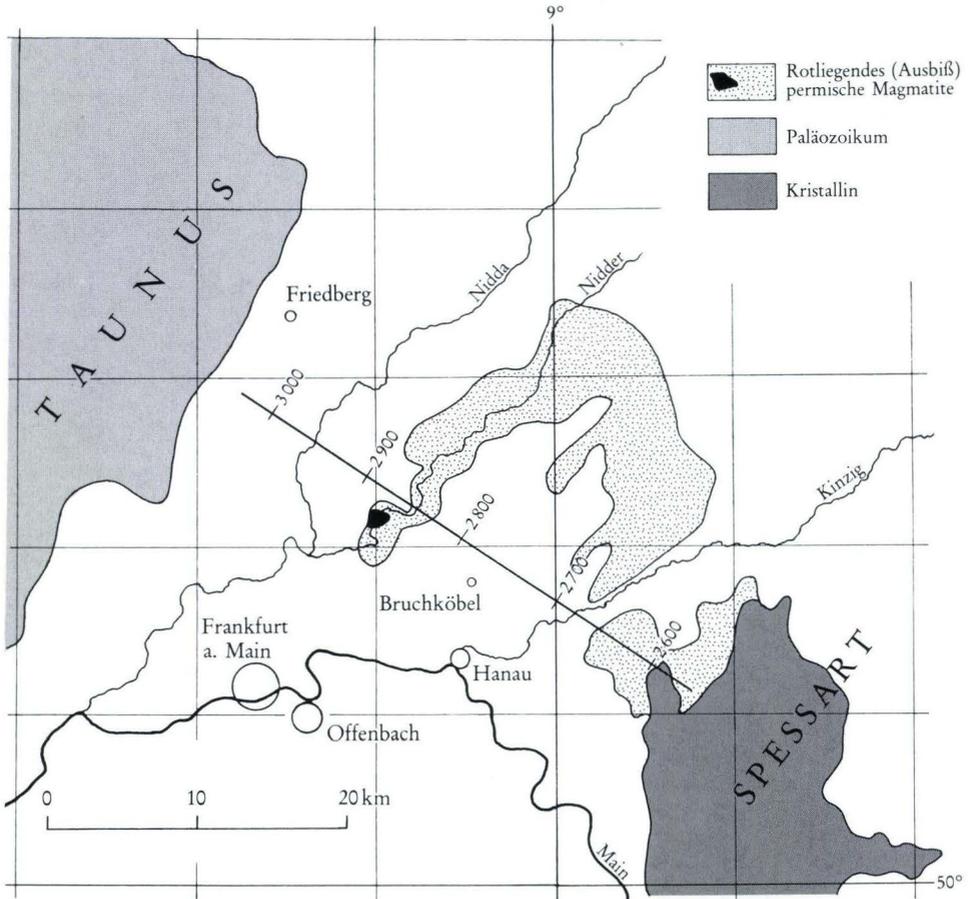


Abb. 1. Lageplan, N-Teil des Profils DEKORP-2-S mit Geophonpunkten 2600–3000.

Saxothuringikum und Rhenohherzynikum sowie deren Übergangszonen aufzuklären. Versuchsanlage und erste Ergebnisse sind bei BORTFELD et al. (1985) beschrieben. Ein Nebenaspekt der tiefeismischen Erkundung war die Beobachtung von bis zu 16 km langen Nahlinien für jeden Schußpunkt, um die nötigen statischen Korrekturen zu bestimmen. Dazu wurden die Ersteinträge von Geophongruppen mit Mittelpunktabstand 80 m beobachtet. Diese Daten lieferte der Kontraktor. Für das Gebiet der Rotliegenden Senke zwischen Spessart und Taunus, dem Wetterau genannten S-Teil der Hessischen Senke, wurden sie dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung von der Projektleitung DEKORP überlassen. Eine refraktionsseismische Auswertung für dieses Gebiet wird vorgestellt.

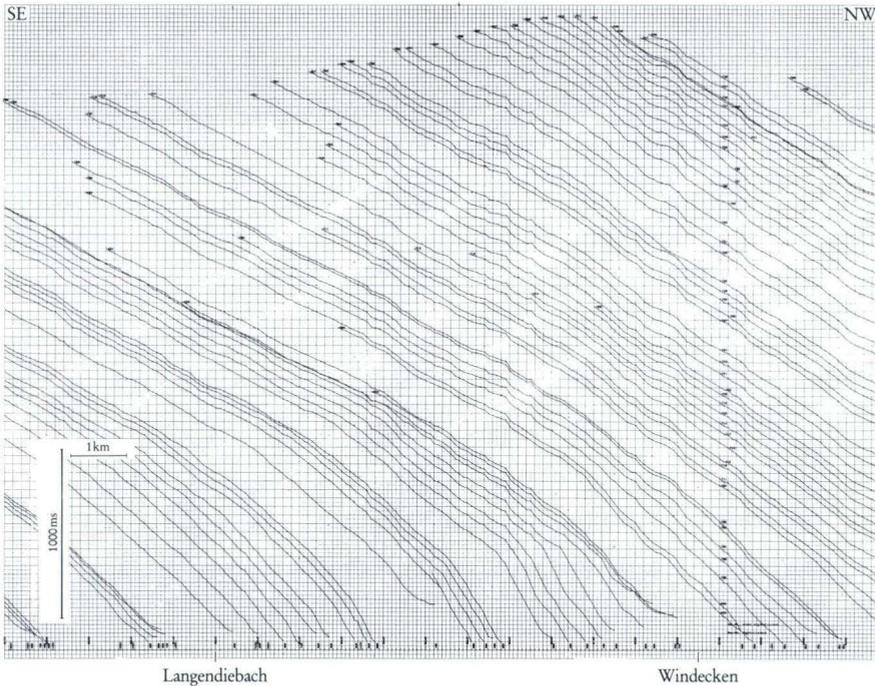


Abb. 2. Ausschnitt aus dem Originalplot der Ersteinsatzdaten.

2. Die Meßdaten und ihre Aufbereitung

Abb. 2 zeigt einen Ausschnitt aus der graphischen Darstellung der in dieser Arbeit untersuchten Ausgangsdaten in der vom Kontraktor gelieferten Form. Die beobachteten Ersteinsatzzeiten sind hier als Funktion der Entfernung von den jeweiligen Schußpunkten aufgetragen. Da sie von Geophongruppen, also der Überlagerung von Einzelsignalen mit leicht unterschiedlicher Laufzeit, stammen, sind sie mit einer gewissen Unschärfe belastet. Auf Geländekorrekturen konnte in dem hier bearbeiteten flachen Gebiet deshalb verzichtet werden.

Qualitativ lassen sich aus dieser Darstellung grobe Rückschlüsse auf die Struktur des Untergrunds ziehen. So weist der Versatz der Laufzeitkurven am SE-Ende auf einen starken vertikalen Versatz (Abb. 2). Die Längen der steilen Anteile zu Beginn der Laufzeitkurven sind ein Maß für die Mächtigkeit der jungen Überdeckungen mit niedrigen seismischen Geschwindigkeiten, ein Beispiel hierfür ist in Abb. 2 SE Windecken deutlich zu sehen. Ein weiteres Kriterium ist die Parallelität der verschiedenen Laufzeitäste an einem bestimmten Geophonpunkt: Sind die Kurven nicht parallel, so zeigt dies, daß verschiedene Refraktoren erfaßt worden sind.

Die dichte Mehrfachüberdeckung im Untersuchungsgebiet erlaubt eine detailliertere Interpretation. Dazu werden aus den Grunddaten in Abb. 2 scheinbare Gegenschußprofile

erzeugt, indem man die Umkehrbarkeit der seismischen Wellenwege ausnützt. Da die Laufzeit der seismischen Signale von einem Schußpunkt zu einem Geophon genauso lang ist wie die über den umgekehrten Weg, lassen sich die Geophonpunkte auch als scheinbare Schußpunkte auffassen. Man nimmt an einem Geophonpunkt die Einsätze von allen beobachteten Schüssen, trägt die jeweilige Einsatzzeit am Ort des entsprechenden Schußpunkts auf und erhält somit eine Gegenschußlaufzeitkurve. Der ausgewählte Geophonpunkt ist nun der scheinbare Schußpunkt. Dieses Verfahren ist für einige Profile im Untersuchungsgebiet durchgeführt worden. In Abb. 3 ist das resultierende Entfernungs-Laufzeitdiagramm dargestellt.

3. Auswertung und seismische Interpretation

Die so erzeugten gegengeschossenen Profile wurden refraktionsseismisch ausgewertet. Weitgehend ließen sich die Laufzeitkurven durch gerade Äste annähern. Dies entspricht einer Struktur mit ebenen Grenzflächen zwischen Schichten mit jeweils homogener Geschwindigkeit.

Die durch die gewählten Interpretationen definierten Scheingeschwindigkeiten sind in Abb. 3 an den einzelnen Laufzeitästen angegeben. Für jedes Paar von Ästen ist dabei sichergestellt, daß die über das jeweilige Profil extrapolierte Gesamtlaufzeit für Hin- und Gegenschuß gleich ist (Reziprozität), damit beide Äste auch wirklich dem gleichen Refraktor entsprechen.

Bei Profilen, bei denen eine Annäherung der Ersteinsatzzeiten durch stückweise gerade Laufzeitkurven nicht möglich war, erfolgte die Interpretation mit einem „Delay-Time-Verfahren“ (TELFORD et al. 1980). Die seismischen Auswertungen aller bearbeiteten Profile sind in Abb. 4 zusammengefaßt. Die Profilrichtung ist gegenüber der in Abb. 2 und 3 umgekehrt, so daß der Taunus nun links ist. Die schraffierten Zonen geben die Unsicherheiten bei der Tiefenbestimmung einiger Horizonte wieder, die sich aus Unstimmigkeiten bei der Auswertung von überlappenden Profilen ergeben haben. Zusätzlich zur seismischen Interpretation enthält die Abb. 4 als geologische Information die von HEINRICHS (1985) angegebenen Unterkanten von Oligozän und Perm. HEINRICHS stützt sich bei seiner Arbeit auf KOWALCZYK (1983), ANDERLE (1974) und GOLWER (1968).

Allgemein ist die eindeutige Zuordnung von geologischen Strukturen zu seismischen Geschwindigkeiten nicht möglich. Gewisse Rückschlüsse auf den geologischen Aufbau lassen sich aber aus dem seismischen Bild ziehen, besonders unter Berücksichtigung von seismischen Ergebnissen aus der nördlichen Hessischen Senke (BLUM et al. 1984).

Tertiärbasis

Geschwindigkeiten unter 2000 m/s sind eindeutig dem Tertiär und seiner Überdeckung zuzuordnen. Dabei weisen Werte um 1000 m/s auf eine mehr sandige Ausbildung hin. Die im Miozän möglichen Kalk- und Mergeleinlagerungen, aber auch Tone, können Geschwindigkeiten bis 2000 m/s erklären.

Im SE-Teil des Profils folgt die Untergrenze der Niedriggeschwindigkeitszone in etwa dem Verlauf der von HEINRICHS (1985) geschätzten Oligozänbasis. Nach NW fortschreitend, reichen die niedrigen Geschwindigkeiten tiefer in den Untergrund. Besonders ausgeprägt ist

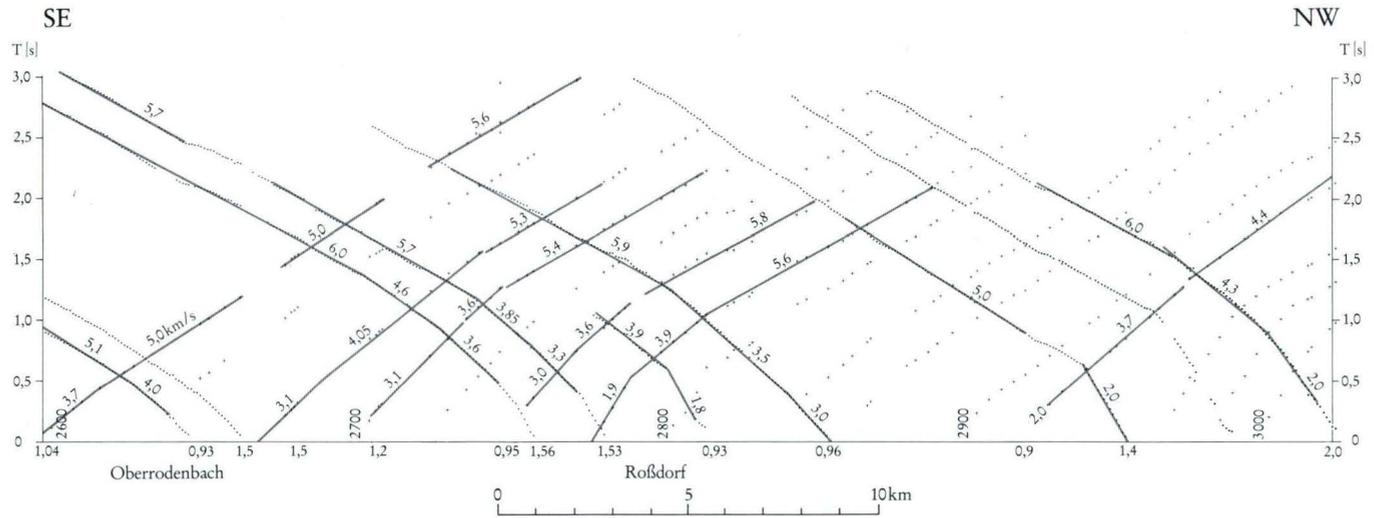


Abb. 3. Benützte Laufzeitkurven (Punkte) mit abgeleiteten Gegenschußlaufzeitkurven (Kreuze). Scheingeschwindigkeiten sind an den Laufzeitästen in km/s angegeben, Geophonpunkte 2600–3000 und Überdeckungsgeschwindigkeiten an der Entfernungsschse.

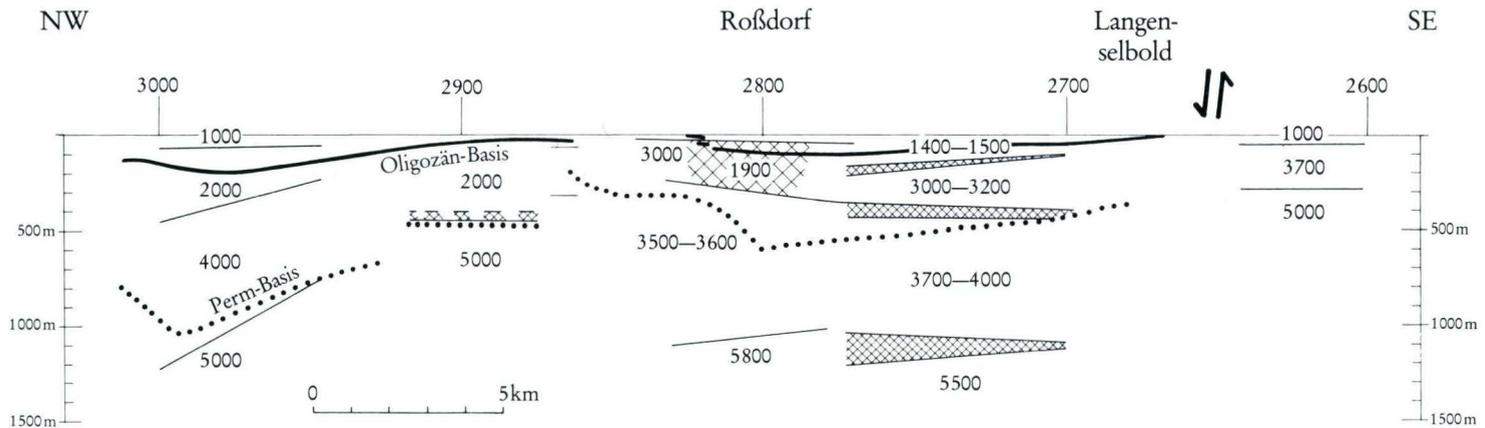


Abb. 4. Refraktionsseismische Interpretation mit seismischen Geschwindigkeiten in m/s, Oligozän- und Perm-Basis nach HEINRICHS (1985).

dies zwischen den Beobachtungspunkten 2800 und 2900, wo bis in rund 300 m Tiefe unter der mittleren Geländeoberkante 2000 m/s nicht überschritten werden. Die von HEINRICHS (1985) angegebene Tertiärbasis erreicht ebenfalls in diesem Gebiet ihre größte Tiefe mit ca. 100 m, während GOLWER (1968) in Übereinstimmung mit dem seismischen Befund eine maximale Tertiärmächtigkeit von 300 m angibt.

In der NW-Fortsetzung läßt sich auf einem kurzen Profil der Übergang von 1000 auf 2000 m/s der geologisch vermuteten Tertiärbasis zuordnen. Die Geschwindigkeit von 2000 m/s im Liegenden scheint für Perm sehr niedrig zu sein. Denkbar wären derart niedrige Geschwindigkeiten im Buntsandstein, für den in der nördlichen Hessischen Senke oberflächennah Werte zwischen 2000 und 2600 m/s beobachtet worden sind (BLUM et al. 1984). Im Zechstein und Rotliegenden würden solch niedrige Geschwindigkeiten auf eine extreme Entfestigung des Materials schließen lassen. Als niedrigste Geschwindigkeit für das Rotliegende können wohl die 3000 m/s gelten, die NW von Roßdorf unter 30 m Überdeckung angetroffen werden. Hier weist die geologische Karte Rotliegendes aus.

Sicher muß daher auf dem fraglichen Kurzprofil eine Übergangsschicht mit höherer Geschwindigkeit oberhalb des 5000-m/s-Refraktors angenommen werden. Diese Schicht wäre in den Ersteinsätzen bei zu geringer Mächtigkeit (<100 m bei 3000 m/s) nicht erkennbar („überschossene Schicht“). Der 5000-m/s-Refraktor sänke bei Annahme einer solchen für das Perm erforderlichen Schicht auf maximal 410 m Tiefe und fügte sich damit nahtlos an den in der NW-Fortsetzung berechneten Refraktor mit ebenfalls 5000 m/s an.

Bei diesem anschließenden Profil um Beobachtungspunkt 2900 ist die Zone über dem 5000-m/s-Refraktor bei der Auswertung nach dem „Delay-Time-Verfahren“ zu einer einzigen Durchschnittsgeschwindigkeit von 2000 m/s zusammengefaßt worden, so daß hier keine einzelnen Schichten ausgewiesen sind.

Zum Profilende wird ein 4000-m/s-Refraktor unter einer Schicht mit 2000 m/s festgestellt. Er fällt mit gleicher Neigung ein wie die vermutete Tertiärbasis, liegt aber ca. 100 m tiefer. Er läßt sich somit zwanglos einem Horizont im oberen Perm, eventuell dem Plattendolomit, zuordnen. Unteres Tertiär und oberes Perm sind somit seismisch hier nicht unterschieden.

Im allgemeinen stimmt die seismisch ermittelte Unterkante des Tertiärs mit der Vorstellung von HEINRICHS (1985) überein. Lokale Abweichungen zeigen, daß das Liegende hier extrem gestört und entfestigt ist und sich seismisch vom Hangenden nicht unterscheidet.

Permbasis

Zur Festlegung der Permbasis soll zunächst wieder von der in Abb. 4 gezeigten Vorstellung ausgegangen werden.

Im NW-Teil fällt die angegebene Grenze bezüglich Tiefe und Neigung exakt mit dem Geschwindigkeitsanstieg von 4000 m/s auf 5000 m/s zusammen. Der Wiederanstieg der Permbasis am Profilende konnte in der seismischen Interpretation nicht mehr erfaßt werden. Die letzten Punkte des Refraktors mit der Scheingeschwindigkeit 4400 m/s (Abb. 2) deuten zwar eine erhöhte Scheingeschwindigkeit und damit ein Auftauchen des Refraktors nach NW an, wegen einer technisch bedingten Profillücke reichen die Daten in diesem Bereich nicht zu einer exakten Festlegung der Grenzfläche aus. Qualitativ ist die muldenförmige Ausbildung des Präperms aber mit den seismischen Daten kompatibel.

Bei den beiden SE anschließenden Profilstücken stimmen die geologische Vermutung und das seismische Ergebnis wiederum gut überein. Die Permbasis entspricht jeweils dem Anstieg der Geschwindigkeit auf 5000 m/s. Der Versatz zwischen den beiden Profilen wird durch Annahme einer überschossenen Schicht (s. o.) beseitigt.

Im SE-Teil des Horsts der Hohen Straße ist dann kein Horizont erkennbar, der dem Präperm zuzuordnen wäre. Die am NW-Rand des Horsts bestimmte Tiefe von gut 300 m paßt jedoch zu der geologischen Vorstellung.

Eine deutliche Diskrepanz zwischen den seismischen Ergebnissen und der in Abb. 4 dargestellten geologischen Vorstellung ergibt sich bei der Fortsetzung nach SE mit dem Übergang zum Hanauer Becken: Hier fällt der Anstieg der Geschwindigkeit von 3000–3200 m/s auf 3500–4000 m/s mit der in der Abbildung definierten Permbasis zusammen. Geschwindigkeiten unter 4000 m/s sind jedoch sicher zu niedrig für das präpermische Kristallin. Eine wahrscheinlichere Deutung für diesen Geschwindigkeitsanstieg ist eine Grenze im oberen Zechstein, eventuell der Plattendolomit. Ein solcher Refraktor ist unter anderem auch in der nördlichen Hessischen Senke (BLUM et al. 1984) beobachtet worden.

Die Geschwindigkeiten zwischen 3000 und 3200 m/s sind zwar selbst für Zechstein noch sehr niedrig, können aber durch Entfestigung bei geringer Überdeckung erklärt werden. So weist ja auch das Rotliegende NW Roßdorf nur 3000 m/s auf (s. o.), FAUST (1951) gibt z. B. an, daß für permische Sand- und Tonsteine die Geschwindigkeiten von 2700 m/s in 300 m auf 3600 m/s in 1300 m Tiefe ansteigen. Die Schicht mit 3500–4000 m/s umfaßt dann sicher den unteren Zechstein und das Rotliegende.

Die Geschwindigkeiten über 5000 m/s markieren eindeutig präpermisches Kristallin. Die mit 5500 und 5800 m/s gegenüber dem NW-Teil merklich höheren Werte werden durch zunehmenden Plutonitgehalt und höheren Metamorphosegrad in Richtung Spessart erklärt. Mit ca. 1000 m entspricht die somit seismisch ermittelte Mächtigkeit des Perms im Zentrum der Wetterau der Vorstellung von KOWALCZYK (1983), der sich unter anderem auf eine für den oberen Krustenbereich gröbere seismische Interpretation von MEISSNER et al. (1970) stützt.

SE Langenselbold zeigt sich eine schon in den Rohdaten (Abb. 2) an Versetzungen in den Laufzeitkurven deutlich sichtbare Verwerfung. Auf ihrer höheren SE-Flanke bietet sich seismisch ein klares Bild dar: Unter einer Auflockerungszone steigt die Geschwindigkeit auf 3700 m/s und erreicht somit einen für das Rotliegende, das hier am Rand des kristallinen Spessarts ausgewiesen ist, normalen Wert. Das Liegende mit 5000 m/s entspricht dem Kristallin.

4. Ergebnisse

Der von KOWALCZYK (1983) „Wetterau-Trog“ genannte Teil der Hessischen Senke zeigt seismisch eine deutliche Zweiteilung. Das seismische Bild bestätigt eine Aufteilung in „Wetterau-Senke“ und „Hanauer Becken“, wie sie GOLWER (1968) angibt.

Die Wetterau-Senke, der NW-Teil des in dieser Arbeit behandelten Gebiets, stellt sich seismisch als Sedimentationsraum mit gleichförmiger Ablagerung im Perm und im Tertiär dar. Durch eine Schwelle mit einer Hochlage des Kristallins davon abgetrennt ist das „Hanauer Becken“. Seismisch zeigt es folgende Merkmale:

1. Die tertiäre Füllung wird bis zu 300 m mächtig.

2. Ein nach SE einfallender Horizont im Perm weist auf eine Kippung während des Perms.
3. Die Permbasis erreicht eine Tiefe von maximal 1000 m unter der Geländeoberkante. Möglicherweise ist sie in Teilschollen gegliedert, die präpermisch angelegt sind.

Insgesamt bestätigt die vorliegende Untersuchung somit weitgehend die existierenden geologischen Vorstellungen über Bau und Entwicklung der südlichen Hessischen Senke. Sie präzisiert Tiefenangaben über die kristalline Basis in den beiden Teilsenken und dem dazwischenliegenden Horst der Hohen Straße.

Anregung zu einer weitergehenden Diskussion könnten eventuell die im Perm beobachteten lateralen Geschwindigkeitsänderungen geben.

5. Schriftenverzeichnis

- ANDERLE, H.-J. (1974): Block tectonic interrelations between northern Upper Rhine graben and southern Taunus mountains. – *Approaches to Taphrogenesis* (Ed. J. H. ILLIES & K. FUCHS): 243–253, 1 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BLUM, R., HORN, M., & KOSCHYK, K. (1984): Seismische Untersuchungen in der nördlichen Hessischen Senke. – *Geol. Jb. Hessen*, **112**: 219–233, 7 Abb.; Wiesbaden.
- BORTFELD, R. K., GOWIN, J., STILLER, M., BAIER, B., BEHR, H. J., DÜRBAUM, H. J., HAHN, A., REICHERT, C., SCHMOLL, J., DOHR, G., MEISSNER, R., BITTNER, R., MILKEREIT, B., & GEBRANDE, H. (1985): First results and preliminary interpretation of deep-reflection seismic recordings along profile DEKORP 2-SOUTH. – *J. Geophys.*, **57**: 137–163, 48 Abb.; Berlin (Springer).
- FAUST, L. Y. (1951): Seismic Velocity as a Function of Depth and Geologic Time. – *Geophysics*, **16**: 192–206; Tulsa.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**: 157–184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- HEINRICH, T. (1985): Interner Bericht für DEKORP-2 S. - Inst. Geol. Univ. Göttingen.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – *Geol. Abh. Hessen*, **84**, 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- MEISSNER, R., BERCKHEMER, H., WILDE, R., & POURSADEG, M. (1970): Interpretation of seismic refraction measurements in the northern part of the Rhinegraben. – In: ILLIES, J. H., & MUELLER, S.: *Graben Problems*. – Intern. Upper Mantle Project, sci. rep. no. 27: 184–190, 8 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERRIF, R. E., & KEYS, D. A. (1976): *Applied Geophysics*, 860 S.; Cambridge (Cambridge University Press).

Manuskript eingegangen am 1. 10. 1985

Geol. Jb. Hessen	114	S. 295–310	4 Abb.	1 Tab.	1 Kt.	Wiesbaden 1986
------------------	-----	------------	--------	--------	-------	----------------

Subrosionsformen im Bereich des Meißners in Nordhessen

Von

GERHARD STÄBLEIN und KLAUS MÖLLER*

Kurzfassung: Aufgrund einer geomorphologischen Detailkartierung im Maßstab 1:25 000 werden Subrosionsformen in unterschiedlicher stratigraphischer und geomorphologischer Position beschrieben. Die unterschiedlichen Formen, Dolinen, Erdfälle und Auslaugungssenken, entstehen durch Lösung an der Oberfläche und im Untergrund, durch Einsturz, Sackung und Einspülung. Aus der Verbreitung der Formen und ihrem Verhältnis zu den verschiedenen Reliefgenerationen ergeben sich neue Ansichten zur Reliefentwicklung. Lokale Gipslagen steuern aktuelle Prozesse in Positionen mit Zechstein, Buntsandstein oder Muschelkalk im Untergrund. Das Plateau des Meißners kann als von Basalt erfüllter tertiärer Auslaugungsbereich gedeutet werden, und die mächtigen Rutschungen an den Meißnerhängen sind durch Subrosion ausgelöste alte Formen, die lediglich durch klimagenetisch gesteuerte Geomorphodynamik, speziell cryogene periglaziale Prozesse, überprägt wurden.

[Subrosion forms in the Meissner area (northern Hesse)]

Abstract: On the basis of a 1:25 000 geological map subrosion forms in various stratigraphic and geomorphologic positions are described. The various doline, earth-fall and leaching depression forms are due to surficial solution and subsurface collapse, subsidence and illuviation. The distribution of these forms and their relation to the different relief generations lead to a revised opinion of relief development.

Local gypsum layers control current processes in positions where the bedrock contains Zechstein, Bunter Sandstone or Muschelkalk rock. The Meissner plateau itself may be interpreted as a Tertiary basalt-filled leaching depression, and the thick earthfalls on the Meissner slopes are ancient forms, caused by subrosion and only modified by climate-genetically controlled geomorphodynamics, especially cryogenic periglacial processes.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Problemstellung	296
2. Arbeitsgebiet und geologischer Überblick	296
3. Arbeitsmethoden	300
4. Subrosionsformen	302
4.1. Auslaugung im östlichen Meißner-Vorland und in der Bergfußzone	303
4.2. Auslaugung an den Steilhängen des östlichen Meißners	305
4.3. Auslaugung an den Westhängen des Meißners	305
5. Interpretation der Prozeßspuren und Reliefgenese	307
6. Schriftenverzeichnis	309

* Prof. Dr. G. STÄBLEIN, Dipl.-Geogr. K. MÖLLER, Freie Universität Berlin, Fachbereich Geowissenschaften, Geomorphologisches Laboratorium, Altensteinstr. 19, 1000 Berlin 33.

1. Einleitung und Problemstellung

Die von den Autoren im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes „Geomorphologische Detailkartierung der Bundesrepublik Deutschland“ (BARSCH & STÄBLEIN 1982) durchgeführte geomorphologische Detailaufnahme des Blattes 4725 Bad Sooden-Allendorf der TK 1:25 000 in Nordhessen brachte eine erneute geowissenschaftliche Auseinandersetzung mit den Problemen des Meißners, der von POSER (1933) erstmalig eingehend geomorphologisch vor allem unter klimagenetischen Gesichtspunkten im Hinblick auf eine mögliche pleistozäne Vergletscherung bearbeitet worden war. Die geomorphologische Detailaufnahme führte zu neuen Erkenntnissen zur geomorphogenetischen Interpretation, die insbesondere in der diesem Beitrag beigegebenen Karte* dokumentiert sind.

Auffällig im Meißnergebiet sind die Bereiche mit Subrosionserscheinungen, die auf der Kartenbeilage in Blaugrün hervorgehoben sind. Auf solche Subrosionserscheinungen wurde in Nordhessen schon mehrfach hingewiesen (SOBOTH 1932, 1933, HÖLTING & LAEMMLEN & SEMMEL 1967, MOTZKA 1968, WENZENS 1969, RÖSING 1971, SEMMEL 1973 u. a.). Diese Phänomene werden z. Zt. im Rahmen von Geländearbeiten zu einer Dissertation (MÖLLER) eingehender untersucht. In diesem Beitrag wird versucht, die Reliefgenese des Meißners unter besonderer Berücksichtigung der Subrosion darzustellen.

2. Arbeitsgebiet und geologischer Überblick

Der Südwest-Quadrant des Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf besteht, bezogen auf den Meißner, geomorphologisch gesehen aus fünf Teilbereichen:

- das östliche Meißner-Vorland,
- die Bergfußzone,
- die östlichen Steilhänge des Meißners,
- das Meißner-Plateau,
- die weniger steilen Westhänge des Meißners.

Die Meißner-Hochfläche, ein Plateau, 4 km lang und bis 2 km breit, aus jungtertiären, miozänen Basalten, hebt sich als höchster Berg Kurhessens mit 745 m über NN deutlich aus dem umgebenden Mittelgebirgsrelief heraus und zeichnet sich durch orographisch bedingte höhere Niederschläge gegenüber dem östlichen Vorland aus. Aufgrund vorherrschender Westwinde tritt ein Leeseiteneffekt auf (Tab. 1). Der Gesamtbereich ist als humid zu bezeichnen. Damit sind die Voraussetzungen für Lösung von wasserlöslichen Substraten der Oberfläche und des Untergrundes gegeben.

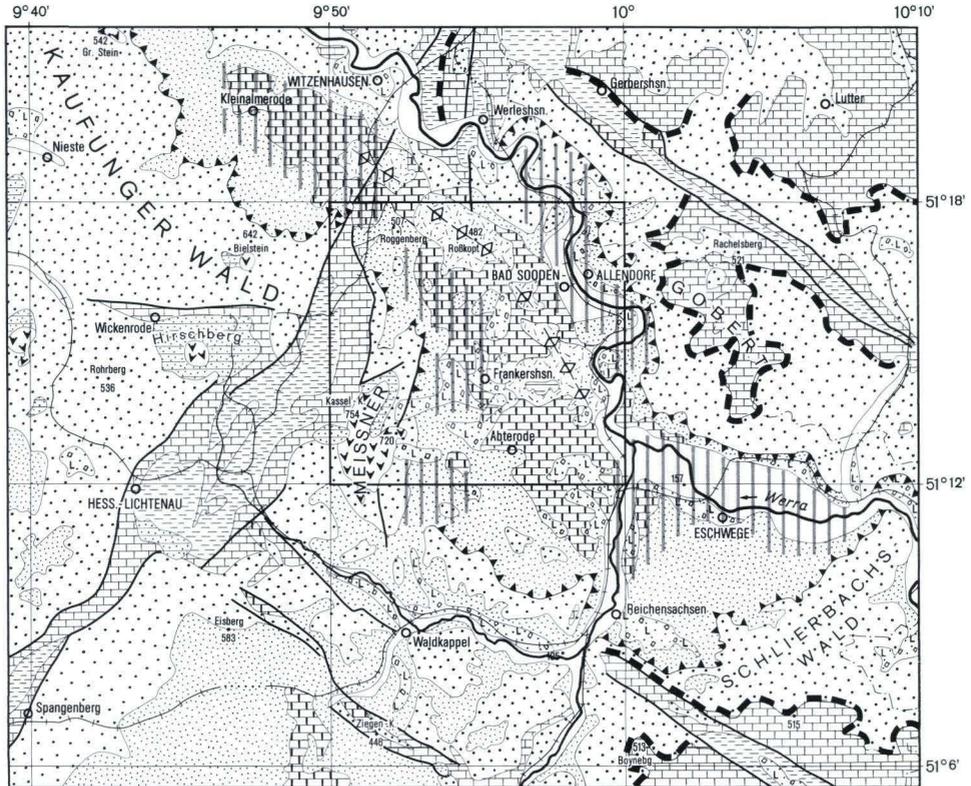
Geologisch-tektonisch gesehen sind für das Arbeitsgebiet drei großräumige Verwerfungslinien bestimmend (Abb. 1):

- der Altmorschen-Lichtenauer Graben, rheinisch verlaufend, im Westen;
- der Contra- bzw. Netra-Graben, herzynisch verlaufend, im Süden;
- der Eichenberg-Gothaer-Graben, herzynisch verlaufend, im Osten.

Hinzu tritt der im östlichen Meißner-Vorland formbestimmend auftretende Unterwerra-Sattel aus variskisch gefaltetem Albunger Paläozoikum mit einer Zechsteinummantelung in herzynischer Richtung (Abb. 1).

* Beilagekarte am Ende des Bandes.

GEOLOGISCH-GEOMORPHOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE GEOLOGICAL - GEOMORPHOLOGICAL RECONNAISSANCE MAP OF THE REGION



Maßstab 1:300 000



Devon
Devonian



Zechstein
Zechstein



Unterer Buntsandstein
Lower Bunter Sandstone



Mittlerer/Oberer Buntsandstein
Middle/Upper Bunter Sandstone



Muschelkalk
Muschelkalk



Keuper
Keuper



Tertiär, Ton, Sand, Braunkohle
Tertiary, clay, sand, lignite



Tertiär, Basalt
Tertiary, basalt



Quartär, Pleistozän: Hangschutt, Löß, Lößlehm, Flußterrassen
Holozän: Talbodensedimente
Quaternary, Pleistocene: slope debris, loess, loess loam, river terraces
Holocene: flood-plain sediments



Verwerfungen, Gräben
fault lines, fault troughs



Unter Werra - Sattel
Lower Werra anticline



Schichtstufe des Mittleren Buntsandsteins
cuesta scarp of Middle Bunter Sandstone



Schichtstufe des Unteren Muschelkalkes
cuesta scarp of Lower Muschelkalk



Auslaugungsbereiche
areas modified by subrosional processes



Eisenbahn
railway



Gewässer
hydrography

Abb. 1. Geologisch-geomorphologische Übersicht des Untersuchungsgebietes
(Geologie nach RÖSING 1976, RITZKOWSKI 1978).

Tab. 1. Klima des Meißners und seines östlichen Vorlandes

Klimadaten aus KELLER et al. (1978) und HESSISCHES FORSTAMT BAD SOODEN-ALLENDORF (1980)

	Meißner- hochfläche	Übergangsgebiet im Raum Vockerode	östliches Vorland
mittlere jährliche Niederschlagsmenge	850 - 1000 mm	700 - 800 mm	600 - 700 mm
mittlere jährliche Lufttemperatur	4,4 - 5° C	6,8 - 7,5° C	7 - 8,8° C

Das variskisch gefaltete Albunger Paläozoikum und Ablagerungen der Rotliegend-Zeit treten im engeren Arbeitsgebiet nicht auf. Die Folge der geologischen Schichten beginnt am Ostrand des Kartenausschnittes mit dem flachlagernden Zechstein (KUNZE 1914), der nach der Geologischen Karte des Meißners 1:25 000 (KUPFAHL, LAEMMLEN & PFLANZL 1979) durch nachgewiesene bzw. vermutete Verwerfungen gegen den Buntsandstein abgesetzt ist.

MOESTA (1886) hat am Ostrand des hier behandelten Ausschnittes in der von ihm aufgenommenen Geologischen Karte 1:25 000 den Hauptdolomit als Glied des Mittleren Zechsteins, der geomorphologisch bedeutsam ist, ausgewiesen. Er erreicht eine Mächtigkeit bis zu 70 m. Stark wechselnder Kalkgehalt der mittleren Zechsteinschichten läßt sie in unterschiedlichsten Formen herausgewittert erscheinen als Dolomitsandböschungen, isolierte Kuppen oder steile Wände.

Der sich anschließende Obere Zechstein tritt geomorphologisch mit dem Oberen Dolomit und Plattenkalk hervor. Er hat mergelige, dünn-schichtige, aschgraue Fazies und erreicht eine Mächtigkeit von bis zu 16 m. Der Plattenkalk wird von den Oberen Letten, die sich durch tonig plastische Beschaffenheit und graue Färbung sowie eine Mächtigkeit <2 m auszeichnen, als jüngstes Glied der Zechsteinfolge im Bereich des Unterwerra-Sattels überlagert (BEYSLAG 1886: 25, RITZKOWSKI 1978). Die Mächtigkeitsangaben der Glieder des Zechsteins schwanken je nach Lage der Aufschlüsse. Die hier angegebenen Werte gehen auf KUNZE (1914) und RITZKOWSKI (1978) zurück.

Der Buntsandstein beginnt mit der Bröckelschiefer-Folge des Unteren Buntsandsteins (KUPFAHL 1958). Sie tritt im Arbeitsgebiet südwestlich Vockerode, nordwestlich bzw. südwestlich Wolfterode und nördlich Frankenhain auf. Sie unterscheidet sich als braunroter Schieferton gut von den Oberen Letten und läßt sich mit dem Finger zerdrücken. Ihre Mächtigkeit beträgt bis zu 35 m.

Die Gelnhausen-Folge erscheint im Arbeitsgebiet nördlich Vockerode, westlich Wolfterode und südlich bzw. nördlich Frankenhain. Ihr oberer Teil, der durch hohen Tonanteil im Gestein gekennzeichnet ist, wird am Osthang des Meißners der Salmünster-Folge zugerechnet. Das Aussehen dieser Folge ist geprägt durch hellrote, weißgraue und weißgelbe, mittelkörnige Sandsteine, die im mittleren Teil dickbankige, grobkörnige Sandsteine aufweisen. Ihre Mächtigkeit beträgt 50–60 m.

Die Salmünster-Folge tritt im Arbeitsgebiet östlich Schwalbentaler-Stollen, nordwestlich Vockerode, im Höllenbachtal, nördlich und südlich Frankenhain sowie südlich Dudenrode auf. Sie besteht aus dünnplattigen bis dünnbankigen, in der Regel feinkörnigen, dunkelroten Sandsteinen, die mit Tonlagen wechseln. Sie erreicht eine Mächtigkeit zwischen 80 und 100 m.

Der Mittlere Buntsandstein, der sich geomorphologisch als Stufenbildner auszeichnet, tritt im Südwesten des Arbeitsgebietes und am Osthang des Meißners in Bereichen auf, die durch starke Versteilung gekennzeichnet sind. Vollständige Profile lassen sich an den Talflanken im oberen Bereich des Höllentales und am Nordhang des Meißners nachvollziehen. Die unterschiedliche Abtragungswiderständigkeit der einzelnen Folgen drückt sich geomorphologisch deutlich im Relief aus. Der Mittlere Buntsandstein gliedert sich hier in Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Folge.

Dem Mittleren Buntsandstein liegt der Obere Buntsandstein auf, der im Bereich des Meißners als Röt vorkommt und sich durch rotbraune bis rotviolette und graue bis grünliche, dünnplattige Tonsteine auszeichnet, die bis zu 70 m Mächtigkeit (PFLANZL 1953: 45) erreichen.

Der Muschelkalk tritt am Westhang des Meißners und unter dem Meißner-Basalt auf. Die Schichtenfolge ist von LAEMMLEN (1958) und BUSSE (1964) beschrieben worden. RITZKOWSKI (1978: 196) gibt, neben der Stratigraphie, die Mächtigkeiten der Muschelkalkschichten für das Meißner-Gebiet an mit:

- 90 m Oberer Muschelkalk,
- 25–50 m Mittlerer Muschelkalk,
- 115 m Unterer Muschelkalk.

Geomorphologisch wirksam ist im Meißner-Gebiet die Schaumkalkzone aus dem Unteren Muschelkalk, die im allgemeinen hellgrau, massig und fein- bis grobschaumig ausgebildet ist. Sie tritt als kleine Stufe am Bühlichen nördlich des Meißner-Plateaus formbildend auf (Beilagekarte, Gitterquadrat R 59, H 79).

Die Bereiche des Mittleren Muschelkalkes gelten geomorphologisch als Ausraumzonen, was durch die leicht erodierbaren Schichten und die Gebiete mit vielen Erdfällen und Dolinen angezeigt wird. Die Lösung der im Mittleren Muschelkalk enthaltenen Sulfate erklärt die Dolinenbildung und führt im Bereich der Erdfälle zum Einsturz der auflagernden Schichten.

Der Trochitenkalk des Oberen Muschelkalks tritt als ausgeprägter scharfkantiger Stufenbildner geomorphologisch in Erscheinung.

Eine Abfolge der beschriebenen Schichten ist in einem West–Ost-Profil Bühlichen – Dornberg – Uengsterode aufgeschlossen. Die Ceratitenschichten bilden hier die Hänge zwischen den Höhenrücken des Trochitenkalkes und der Niederung der Lettenkeuper-schichten (LAEMMLEN 1958: 236).

Der Keuper nimmt im Nordwesten des Kartenausschnittes ein kleines Gebiet ein. Geomorphologisch tritt dabei der Grenzdolomit durch einen versteilten Abfall Richtung Uengsterode in Erscheinung.

Das Tertiär streicht an den steilen Abhängen des Meißners ca. 650 m über NN aus, wird aber fast überall durch mächtigen Blockschutt verdeckt. Im Bereich des Weiberhemdes ziehen die tertiären Schichten bis auf die Hochfläche hinauf (PFLANZL 1953: 110). Die

tertiären Sedimente zeichnen sich durch vorwiegend tonigen und tonig-sandigen Charakter aus, sind wasserundurchlässig und ergeben einen die Vermoorung begünstigenden Untergrund.

Dem höchsten Teil der tertiären Sediment-Schichten ist ein Braunkohleflöz eingelagert, dessen durchschnittliche Mächtigkeit 12–15 m (PFLANZL 1953), in Ausnahmefällen aber – durch Flözdeformationen infolge des Basaltflusses (FINKENWIRTH 1978) – auch bis zu 50 m betragen kann (RITZKOWSKI 1978).

Das vor ca. 11,2 Mio. Jahren im Miozän durch den Kitzkammergang und die Kalbe aufgestiegene kali-olivinbasaltische Magma (RITZKOWSKI 1978: 197) verschleißt die tertiäre Landoberfläche und bildet heute das Basaltplateau. Die Basis des stellenweise bis 150 m mächtigen Basaltes zeigt eine Einmuldung in Nord-Süd-Richtung, die durch Queraufwölbung unterteilt ist, so daß sich 3 Mulden unterscheiden lassen:

- die Brandsröder Mulde,
- die Schwalbentaler Mulde,
- die Mulde unter dem Rebbes (Fürbacher Mulde).

Für das ausgehende Tertiär und das Quartär fällt auf, daß in der geologischen Literatur keine einheitlichen Vorstellungen über die Herauspräparierung des Meißners aus seinem Umland bestehen. Die bestehenden Kontrapolitionen über die Genese des Meißners lassen sich einerseits auf differenzierte Tektonik und andererseits auf differenzierte Abtragung zurückführen.

Umfangreiche Hebung des Gebietes wird seit dem ausgehenden Tertiär angenommen, da die jungtertiären Ablagerungen des Meißners, die sich nur wenig über Meeresspiegelniveau gebildet haben dürften, heute in Höhen von mehr als 700 m über NN liegen (RITZKOWSKI 1978: 200).

Die geomorphologische Widerständigkeit des mehr als 100 m mächtigen Basaltplateaus schützt die darunter liegenden mesozoischen und tertiären Schichten gegen postbasaltische jung- und nachtertiäre Abtragung. Die Abtragung des Umlandes modellierte das Bergmassiv als Härtling heraus (HENTSCHEL 1978: 208).

Der heute basaltverfüllte Bereich ehemaliger Senken wurde in Reliefumkehr durch Abtragung der Umgebung in den weicheren Schichten seit dem Mitteltertiär zum Plateau. Dabei könnten die Senken selbst als Sedimentationsbereich des Basaltes durch subkutane Auslaugung als Subrosionssenken oder Auslaugungstalfflächen (i. S. von CRAMER 1941: 339) entstanden sein.

3. Arbeitsmethoden

Die Subrosionsphänomene wurden im Rahmen der flächendeckenden geomorphologischen Kartierung systematisch erfaßt. – Ziel geomorphologischer Detailkartierung ist, das Relief der Erdoberfläche in seinen typischen Erscheinungen (Geomorphographie), mit seinem Material (Substrat und Gestein, Geomorphostruktur), nach seiner Entstehung (Geomorphogenese) und seiner Gestaltung (Geomorphodynamik) sowie seiner räumlichen Variation (Geomorphovarianz) und seinem regionalen Gefüge (Geomorphotextur) zu erfassen, zu analysieren und mit kartographischen Mitteln zur Darstellung zu bringen.

Gegenstand geomorphologischer Detailkarten ist die Erfassung:

- der habituellen Eigenschaften des Reliefs,
- der auftretenden dynamischen Prozesse,
- der Genese der Reliefelemente,
- der räumlichen Beziehung der Reliefelemente untereinander und
- der regionalen Verbreitung der Reliefelemente (vgl. GELLERT 1976).

Die Geländearbeiten wurden nach den im GMK-Schwerpunktprogramm vereinbarten Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten im Maßstab 1:25 000 (GMK 25, LESER & STÄBLEIN 1975, 1980) durchgeführt. Diese Kartieranleitung fordert die Anwendung eines thematisch und graphisch analytisch differenzierten Zeichensatzes aus einer

INFORMATIONSSCHICHTEN DER GMK 25

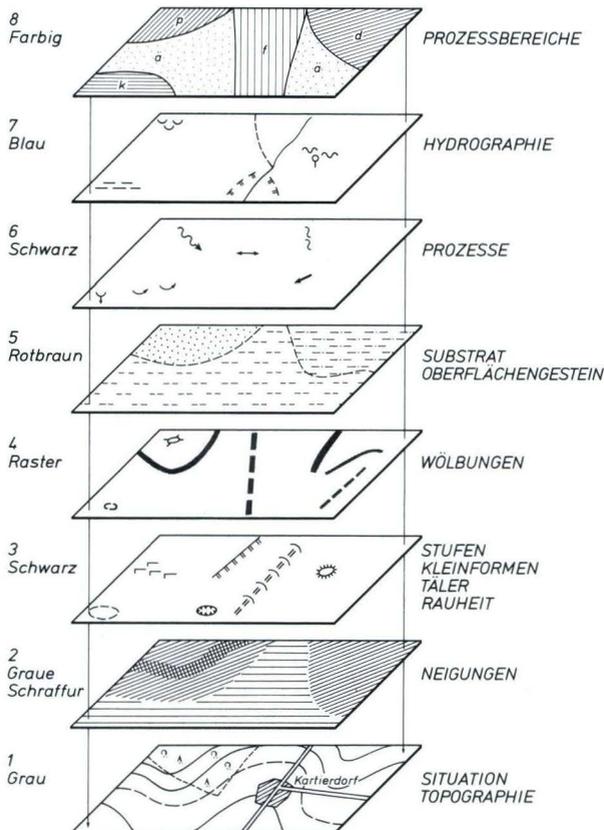


Abb. 2. Informationsschichten der vollständigen geomorphologischen Karte 1:25 000 (= GMK 25); ihnen werden grafische Ausdrucksmittel zugeordnet. Durch komplexe Überlagerung wird die Koinzidenz der Reliefeigenschaften und Reliefformen, die das lokal und regional wechselnde Georelief bilden, zur Darstellung gebracht.

Baukasten-Legende, um eine komplexe Karte zu erstellen, in der durch die Kombination von Einzelinformationsschichten ein komplexes Bild der Geomorphogenese eines Gebietes wiedergegeben wird, das aus den ablesbaren Einzelinformationen begründet nachvollzogen werden kann.

Die Einzelinformationsschichten stellen auf der Karte folgende Themenbereiche dar (Abb. 2):

- topographische Situation mit ergänzenden Angaben (z. B. Mülldeponien, Steinbrüche),
- Geomorphometrie mit Neigungen der Reliefareale >100 m,
- Geomorphographie mit Stufen, Kanten, Tälern, Tiefenlinien, Einzelformen, Kleinformen, Rauheit, Wölbungen,
- Substrat,
- Gestein, sobald es formbestimmend an die Oberfläche tritt,
- Prozeßspuren,
- geomorphologische Prozesse, insbesondere aktuelle Gefährdungen,
- Hydrographie,
- Geomorphogenese nach bis heute formbestimmenden, vorherrschenden, komplexen Formbildungsprozeßgruppen.

Die Beilagekarte zeigt davon nur eine Auswahl; Wölbungslinien, Neigungsschraffuren und Substrat der Oberfläche sind in dieser geomorphographisch-geomorphogenetischen Auszugskarte nicht wiedergegeben (dazu vgl. GMK 25, Bl. 17, 4725 Bad Sooden-Allendorf, MÖLLER & STÄBLEIN 1984). Die Kartierung erfolgte durch Begehung, Flachbohrungen mit dem Bohrstock zur Substrataufnahme und mit einfachen Meßmethoden zur Bestimmung der Größenverhältnisse. Dabei wurden die Körnungsgemische der feinen, oberflächennahen Lockersedimente mit der Fingerprobe bei naturfeuchtem Zustand im Gelände bestimmt.

Wölbungen sind die Reliefbereiche, wo sich konvex oder konkav die Hangneigung auf kurze Entfernung wesentlich ändert, ohne eine direkte Kante zu bilden. Auf der geomorphologischen Karte werden diese flächigen Reliefelemente als „Wölbungslinien“ dargestellt (Abb. 3).

4. Subrosionsformen

Zunächst ist es notwendig, die hier angewandte Terminologie zu erläutern. Unter Subrosion und Auslaugung verstehen wir weitläufige, flächenhafte Korrosion (PRIESNITZ 1969), also natürliche Auflösung und Zersetzungsprozesse von Gesteinen durch Wasser, unterstützt durch mechanische Vorgänge wie Korrasion und Versturz (REUTER & KOCKERT 1971: 344). Subrosionsformen sind demnach Formen einheitlicher Genese.

Eine terminologische Unterscheidung, wie sie WEBER (1930, 1958) vornimmt, indem er von Verkarstung im Kalkgestein und von Auslaugung im Gips und Salz spricht, wird in dem von uns bearbeiteten Gebiet, ebenso wie die Terminologie STEINBRECHERS (1959), der von Auslaugung im Gips und von Ablaugung im Salz spricht, als nicht sinnvoll angesehen, da nicht immer zu klären ist, ob im einzelnen Salz- oder Gipslösung stattgefunden hat (vgl. FINKENWIRTH 1970).

Die von uns auf der Kartenbeilage verwandten Begriffe für die unterschiedlichen geschlossenen Hohlformen (Caven im Sinne von GARLEFF 1968) gebrauchen wir u. a. in Anlehnung an die genetische Systematik von CRAMER (1941) in folgender Bedeutung:

- (1) Doline als Sammelbegriff für:
 - (1.1) Einsturzdolinen, die durch einmaliges Niederbrechen verkarstungsfähigen Gesteins entstehen;
 - (1.2) Schwunddolinen, die sich als abgeschlossene Senkungen mit allmählicher oder wiederholter, ruckweiser Nachsackung über Zonen fortschreitender, subkutaner Auslaugung bilden (CRAMER 1941: 336);
 - (1.3) Lösungsdolinen, deren Bildung durch chemische Denudation unter einer Humusdecke erfolgt und
 - (1.4) Einspüldolinen (Schwemmlanddolinen nach CRAMER 1941), die durch mechanische Abspülung der Lockersedimente in darunter befindliche Hohlräume entstehen;
- (2) Erdfall als Bezeichnung für Formen, deren Genese auf den Einbruch nicht verkarstungsfähigen Gesteins über darunter befindlichen Hohlräumen, die durch Korrosion entstanden sind, zurückzuführen ist;
- (3) Auslaugungssenke, bezeichnet kleinere Einsenkungen des Lockermaterials an Hängen und Talanfängen in unterschiedlichen Oberflächengesteinen, die auf Auslaugung im tieferen Untergrund zurückgehen und als Vorläufer von Erdfällen gesehen werden können.

Die so definierten Dolinen, Erfälle und Auslaugungssenken erreichen im Arbeitsgebiet nur im Einzelfall eine maximale Ausdehnung von 160 m und sind damit meist Relief-Kleinformen (= Basisbreite unter 100 m).

- (4) Auslaugungsbereich wird als Begriff für großräumige Formen verwendet, die wir im Sinne von LAEMMLEN & PRINZ & ROTH (1979) als mehr oder weniger große Subrosionserscheinungen verstehen, die durch irreguläre Auslaugungen entstanden sind, d. h. durch Auslaugung einer Lagerstätte innerhalb eines geschlossenen Vorkommens löslichen Materials (WEBER 1930, 1958). Ähnliche Formen wurden von GRADMANN auf der Schwäbischen Alb als „Gesenke“ bezeichnet (zit. nach GEYER 1956: 261).

4.1. Auslaugung im östlichen Meißner-Vorland und in der Bergfußzone

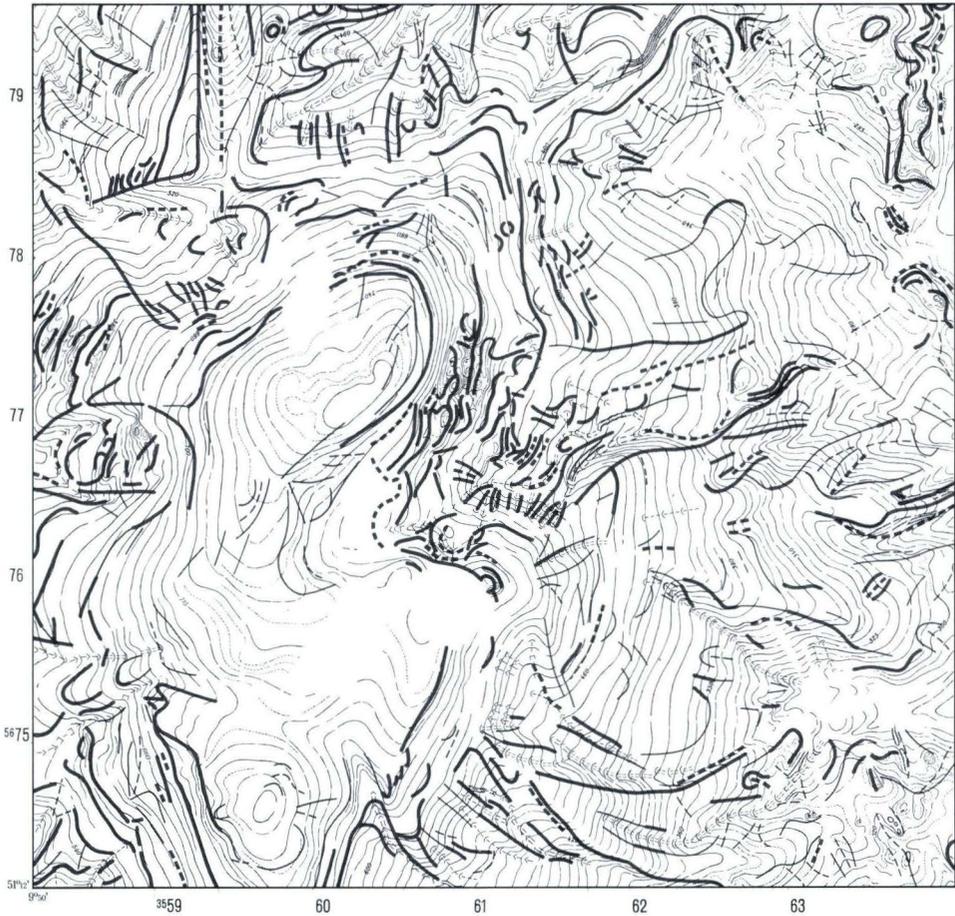
Im östlichen Meißner-Vorland und in der Bergfußzone, die durch den Zechstein und den Unteren Buntsandstein eingenommen werden, treten Dolinen, Erdfälle und großräumige Auslaugungsbereiche als Auslaugungsformen auf.

Erwähnenswert sind die Einsturzdolinen der Hielöcher (R 35 63 70, H 56 78 50–56 79 60), die bis zu 50 m Ø und 12 m Tiefe erreichen. In ihren steilwandigen Begrenzungen steht z. T. der Gips noch an. Auf der Beilagekarte ist dieser Reliefabschnitt nicht als subrosiv, sondern als strukturell ausgewiesen, da der Gesteinsuntergrund hier unmittelbar formbestimmend ist. Darüber hinaus finden sich Schwunddolinen und Lösungsdolinen in Bereichen, in denen der Zechstein noch oberflächenbildend ist.

Im Unteren Buntsandstein, in der Bröckelschiefer- und der Gelnhausen-Folge, die Salmünster-Folge wird nur randlich erreicht, sowie in den Arealen, die auf der Geologischen Karte des Meißners 1:25 000 durch Fließerden ausgewiesen sind, finden sich Erdfälle und Auslaugungssenken unterschiedlicher Ausbildung:

- flache, abflußlose Auslaugungssenken ab 5 m Ø mit einer Tiefe, die jeweils deutlich geringer ist als ihr Durchmesser (z. B. R 35 62 70, H 56 75 40),
- einseitig offene, trichterförmige Erdfälle bis 50 m Ø und 10 m Tiefe (z. B. R 35 63 40, H 56 75 50),
- geschlossene, trichterförmige Erdfälle bis 100 m Ø und bis zu 10 m Tiefe,
- rezente Erdfälle, Ø 2 m, Tiefe 3–5 m, die sich zur Tiefe hin glockenförmig erweitern.

Diese Phänomene lassen sich unmittelbar im Gelände als Einzelformen erkennen. Die darüber hinaus auf der Beilagekarte eingezeichneten großräumigen Auslaugungsbereiche



2 Wölbungen von Hängen und Rücken

500 0 500 1000 Meter

Wölbungsradius																			
2.1	<table border="0"> <tr> <td>konvex</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>6- < 300 m</td> </tr> <tr> <td>konkav</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>6- < 300 m</td> </tr> <tr> <td>2.2</td> <td></td> </tr> <tr> <td>konvex</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>300-600 m</td> </tr> <tr> <td>konkav</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>300-600 m</td> </tr> </table>	konvex			6- < 300 m	konkav			6- < 300 m	2.2		konvex			300-600 m	konkav			300-600 m
konvex																			
	6- < 300 m																		
konkav																			
	6- < 300 m																		
2.2																			
konvex																			
	300-600 m																		
konkav																			
	300-600 m																		

Grundlage: *Topographische Karte 1:25 000
Blatt 4725 Bad Sooden-Allendorf
Ausgabe 1980. Mit Genehmigung
des Landesvermessungsamtes Hessen*

Aufnahme: *K.Möller, G.Stäblein 1979-81*
Kartographie: *J.Schulz*

Abb. 3. Auszugskarte der Wölbungslinien der GMK 25. Mit Wölbungslinien werden die quer und längs zum Gefälle verlaufenden Reliefelemente dargestellt, die markante Wölbung aufweisen, d. h. der Wölbungsradius kleiner als 300 m (= starke Wölbung, dicke Linien) bzw. 600 m (= schwache Wölbung, dünne Linien) ist. Damit werden die konkaven (mit gerissenen Linien dargestellt) und die konvexen Geländebereiche auf der Karte hervorgehoben, auf denen sich kleinräumig die Oberflächenneigung ändert, was für die Abgrenzung von Einzugsgebieten und die Formcharakterisierung bedeutsam ist.

(bei Frankenhain und Vockerode) werden erkennbar aus der Anordnung folgender geomorphographischer und hydrographischer Elemente:

- Täler- und Tiefenlinien, die radial auf das Zentrum der Auslaugung zulaufen,
- Wölbungslinien (Abb. 3), die diese Areale deutlich umfahren,
- Streifen stärkerer Neigung, die die Areale umgeben,
- Gewässer, die in diesen Arealen versickern und unterhalb wieder austreten.

Ein weiterer großräumiger Auslaugungsbereich läßt sich in Richtung des Talverlaufes von Frankershausen zum Höllental vermuten, welches durch die Basaltrutschung des Bereiches um den Frau-Holle-Teich abgeschlossen wird. Die hier im Untergrund dieses im Oberlauf weiträumig asymmetrischen Tales wirkende Auslaugung tritt mit einzelnen Hohlformen in Erscheinung (bis R 35 62 65, H 56 77 30). Talaufwärts spricht dann nur noch die radiale Anordnung der Wölbungslinien (Abb. 3) unterhalb des Frau-Holle-Teiches (R 35 61 30, H 56 76 60) für die Annahme großräumiger Auslaugung. Diese beiden Beobachtungen allein sind aber nicht ausreichend, um den Bereich als entscheidend durch Subrosion geprägt auf der Karte auszuweisen, obwohl diese Auffassung die Basaltrutschung um den Frau-Holle-Teich in seiner Anlage erklären könnte.

Das Argument für eine Auslaugung in diesem Bereich kann durch folgende Überlegung verstärkt werden. Die aktive Lösungsfähigkeit des Sicker- bzw. Grundwassers wird durch die Aufnahme von Kohlendioxid und organischen Verwesungsstoffen gesteigert. Beide Bedingungen sind im Bereich des Meißners erfüllt. Zum einen produziert die Braunkohle in ausreichendem Maße organische Verwesungsstoffe, die dem den Aquifer verlassenden Wasser mit erhöhtem CO₂-Gehalt beigegeben sind, zum anderen nimmt das Wasser auf dem Wege durch die Schuttdecken nochmals beide Komponenten auf, um anschließend verstärkt im Untergrund lösungswirksam zu sein.

4.2. Auslaugung an den Steilhängen des östlichen Meißners

Auslaugung ist im Bereich der östlichen Steilhänge des Meißners nach der geomorphologischen Detailaufnahme nicht zweifelsfrei belegt. Arealmäßig könnten sich entsprechende Erwartungen auf das Gebiet des Röts beschränken, welches im Bereich des Meißners durch auslaugungsfähige Sulfateinschlaltungen (PRINZ 1982: 373) geprägt ist. Dolinen wären demnach im Bereich der Bergwiesen (R 61, H 79), auf den Verflachungen südlich davon sowie an den Altarsteinen (R 61, H 56 77 25) und in der östlichen Umgebung des Karlsstollens (R 35 60 60, H 56 74 80) zu erwarten. Die von PFLANZL (1953: 45) gemachte Beobachtung, daß zahlreiche Dolinen im Bereich des Röts auftreten, konnte bei der Kartierung in diesem Bereich nicht bestätigt werden. Lediglich drei rezente Erdfälle in den Schuttdecken östlich der Seesteine (R 35 60 10, H 56 73 35) wurden gefunden.

4.3. Auslaugung an den Westhängen des Meißners

Am Westhang des Meißners können aufgrund der Formen zwei Bereiche unterschieden werden: Die Rötareale, welche am Nordhang (R 35 59 50, H 56 78 30) und westlich Brandsrode auftreten, weisen hier eine Vielzahl von Dolinen aus. Sie unterscheiden sich größenmäßig mit Durchmessern bis 15 m und Tiefen bis 2 m deutlich von den Dolinen im

Muschelkalkbereich. Letztere, vorwiegend Schwunddolinen, erreichen im Bereich des „Heiligenberges“ Durchmesser bis 60 m und Tiefen bis 20 m (R 35 58 90, H 56 78 70). Lehrbuchreife Formen, perlschnurartig aufgereiht, finden sich im Mittleren Muschelkalk des Weißenbacher Tales sowie auf dem Stufenrückhang des Trochitenkalkes (Oberer Muschelkalk; R 59, H 78–79). Dolinen, der Ausprägung nach den Formen im Röt vergleichbar, finden sich im Unteren Muschelkalk westlich des Bühlehens (R 35 59 60, H 56 79 50).

Südlich des Heiligenberges im Bereich des Wilhelmstollens (R 59, H 77) und nördlich des Laubenbacher Hohls westlich Max-Bähr-Stollen (R 58, H 77–78) finden sich sowohl Reihen von Dolinen in einer abgerutschten Muschelkalkscholle als auch eine Zahl von Erdfällen in der auf der Rutschung liegenden Schuttdecke. Interessant scheint hier im oberen Teil der Rutschung die Bildung von auslaugungsbedingten Abrißspalten (Abb. 4) zu sein, die aktive Auslaugung bzw. Bewegung in der Rutschung belegen.

Die Aufreihung der Dolinen in dem Rutschkörper ließe unserer Ansicht nach eine stratigraphische Gliederung der Rutschungsscholle zu. Der Verlauf der die Rutschung begleitenden Wölbungslinien (Abb. 3) vermittelt einen Eindruck über den Schichtverlauf vor dem Rutschereignis. Inwieweit das Areal des Laubenbacher Hohls (R 58–59, H 35 76 50–35 77 00), das genetisch als gravitativ, cryogen überformt (vgl. Beilagekarte)



Abb. 4. Abrißspalte am Westhang des Meißners, die auf Bewegung in der abgerutschten Muschelkalkscholle westlich Max-Bähr-Stollen hinweist.

dargestellt ist, in seiner Anlage auf Auslaugung zurückgeht, welche dann die Muschelkalk-rutschung beschleunigt bzw. ermöglicht hat, vermag mit den angewandten Geländemethoden nicht nachgewiesen zu werden.

5. Interpretation der Prozeßspuren und Reliefgenese

Die aus dem heutigen Relief für die Genese heute noch nachvollziehbaren geomorphologischen Prozeßkomplexe sind in der Kartenbeilage flächenhaft farbig dargestellt. So lassen sich den im Abschn. 2 ausgewiesenen fünf räumlichen Teilbereichen des Arbeitsgebietes folgende bis heute formbestimmende Prozeßbereiche zuordnen.

Das östliche Meißner-Vorland ist geprägt durch:

- strukturelle Bereiche, d. h. hier ist die Untergrundstruktur des Hauptdolomits formkonservierend;
- fluviale Bereiche, d. h. hier ist die Wirkung des abfließenden Wassers geomorphologisch bestimmend;
- denudative Bereiche, d. h. dort bestimmt flächenhafte, hangiale (= hangformende) Abtragung den Formenschatz;
- subrosive Bereiche, hier wird das Relief mit Dolinen, Erdfällen, Auslaugungssenken und großräumigen Auslaugungsbereichen durch Subrosion geprägt.

Die Bergfußzone des Meißner-Ostabfalls ist geprägt durch denudative Bereiche, auffällig sind mit 2° nach Osten abfallende Fußflächen, mit Fangern im oberflächennahen Lockersubstrat, den typischen grob-kantengerundeten Fußflächensedimenten (STÄBLEIN 1968).

Die Steilhänge des Meißners sind cryogen geprägt, d. h. bis heute sind die periglazialen Hangschuttdecken aus den pleistozänen Kaltzeiten bestimmend für die Reliefoberfläche; eine gleichmäßige periglaziale Blockstreu aus Basalt, die z. T. zu Blockmeeren verdichtet ist, überzieht die Hänge. Daneben spielen gravitative Prozesse eine Rolle, deren Formenschatz jedoch cryogen überformt ist. Es handelt sich um Basaltrutschungen und Basaltstürze auf Röt bzw. Tertiär als gravitative Ereignisse, die z. T. durch mächtige Schuttdecken überlagert sind. Auch ein gravitativ, nival überprägter Bereich am Frau-Holle-Teich tritt auf, d. h. es handelt sich um eine Rutschung als gravitatives Ereignis mit nivaler Überprägung im Sinne einer Formkonservierung der Rutschungsoberfläche während der periglazialen cryogenen Solifluktionsphase mit anschließender Vermoorung (MÖLLER 1982).

Die Meißner-Plateaukanten sind in erster Linie strukturell bestimmt. Der widerständige Basalt bildet die Kante der Hochfläche. Die Auffassung der wesentlich denudativen Formung der Basalt-Hochfläche begründet sich daraus, daß sie als überprägte Vorzeitform des Tertiärs angesehen werden kann, wobei entweder eine alte Rumpffläche denudativ durch den Basalterguß nachgezeichnet und konserviert wurde oder sogar eine flächenhafte Abtragung noch nach dem Basalterguß weiterwirkte, worauf einige wenige bisher nicht ganz eindeutige Tertiärvorkommen auf dem Basalt als mögliche Verwitterungsrelikte der Rumpfflächenbildungen hinweisen könnten. Aber auch biogene Prägung durch Vermoorungsbereiche in den <2° abfallenden Abflußbahnen der Hochfläche ist stellenweise oberflächlich formbestimmend. Schließlich hat die anthropogene Überprägung der Bergbauareale mit Tagebaulöchern, Halden- und Betriebsanlagen erheblich formverändernd gewirkt und ist deshalb als eigener Prozeßbereich dargestellt.

Die flachen Westhänge des Meißners sind ähnlich den Osthängen vor allem cryogen geprägt durch periglaziale Hangschuttdecken mit gleichmäßiger Blockstreu aus Basalt, die auch hier z. T. zu Blockmeeren verdichtet ist. Aber auch strukturelle Formbestimmung läßt sich in den Arealen des stufenbildenden Muschelkalks im Norden sowie bei den Basaltgängen nördlich und südlich der Kitzkammer (R 35 58 50, H 56 75 20) feststellen. Anthropogene Überformung mit alten Schürfstellen und aufgelassenen Tongruben kommt hinzu. Die subrosiven Bereiche sind durch Dolinen und Erdfälle insbesondere im nördlichen Bereich mit Röt und Muschelkalk im Untergrund bestimmt. Als gravitativer Bereich, cryogen überformt, läßt sich die Rutschung im Laubenbacher Hohl erklären.

Der eingangs angesprochene Widerspruch in den bisherigen Interpretationen der Meißner-Genese, die zum einen durch umfangreiche Hebung (RITZKOWSKI 1978), zum anderen durch die Erosionskräfte (HENTSCHEL 1978) erklärt wird, kann aufgelöst werden.

Aus den Betrachtungen zur strukturellen und klimagenetischen Geomorphogenese sowie zu Phänomenen der Subrosion erscheint folgende Reliefentwicklung wahrscheinlich:

Die Meißner-Hochfläche stellt sich als modifiziertes tertiäres Relikt dar. Der Basalt ist dabei in eine der oligozänen Landoberfläche entsprechende Senke eingeflossen. Das Austreten des Basalts in dieser Position erfolgt vergleichbar den Basaltvorkommen im Geiseltalbecken in Thüringen in ein durch Auslaugung im tieferen Untergrund muldenförmig gestaltetes Relief, in dem sich vorher infolge des Absinkens die Braunkohleschichten sukzessive gebildet haben (vgl. HERRMANN 1930: Abb. 3). Das Absinken des Untergrundes ist an ein allmähliches Zurückweichen des Salzhanges in den Zechsteinschichten angelehnt, der dann infolge Plombierung der Oberfläche durch abdichtende Tertiärschichten, die durch den Auflagedruck des Basaltes weiterverdichtet wurden, nicht weiter ausgelaugt werden konnte.

Die steilen, östlichen Hänge des Meißners wären demzufolge als Salzhang anzusprechen, der seit dem Jungtertiär nicht mehr in Weiterbildung begriffen ist. Die periglazialen Schuttdecken aus den pleistozänen Kaltzeiten verschleiern die Schichtenfolge des Untergrundes. Die Mächtigkeiten der Schichten des Buntsandsteins verhindern ein Einbiegen in den von WEBER (1930, 1958) beschriebenen klassischen Schichtenverlauf (vgl. WEBER 1958: 146, Abb. 127). Diese Anschauung kann durch den Vergleich mit den geomorphographischen Betrachtungen FINKENWIRTHS (1970) zu Salzhängen in anderen hessischen Gebieten unterstützt werden. Die Bergfußzone, zunächst als eine Senke im Streichen der Schichten angelegt, wurde von den Fangern der Fußflächen als pliozäne Reliefgeneration überfahren, wobei die großräumigen Auslaugungsbereiche bereits angelegt gewesen sein müssen.

Das weitere östliche Meißner-Vorland, im Pliozän noch in ein einheitliches Niveau der Bergfußzone einbezogen, bildete sich im Pleistozän weiter. Periglazialer, fluvialer und denudativer Abtrag begünstigen die Ausgestaltung des zertalten Reliefs in seiner heutigen Form, wobei Subrosion partiell dominiert.

Die Auslaugung im Oligozän stellt die Phase 1 (entsprechend der Gliederung nach WEBER 1958: 145), d. h. schnelle Mächtigkeitsabnahme von hohem Vertikalausmaß durch Auflösung der Steinsalzgruppe im Zechstein, daneben Hydratation des Anhydrids und Gipsauflösung. Diese Phase 1 geht über die Phase 2 mit weiterer Hydratation des Anhydrids und Gipsauflösung ohne nennenswerte Mächtigkeitsänderung und führt im Übergang bis zur Jetztzeit zur Phase 3 mit langsamerer Mächtigkeitsabnahme von geringem

Vertikalausmaß durch vorherrschende Gipsauflösung, deren Formen wir heute im östlichen Meißner-Vorland aktiv finden.

Die hier vorgetragenen Beobachtungen und Interpretationen lassen sich mit der weiter südöstlich gelegenen Salzhangkonstruktion FINKENWIRTHS (1970) vergleichen und stimmen damit überein. Indizien für die Annahme eines Salzhanges werden von den geomorphographischen Verhältnissen geliefert, so z. B. die kurzen steilen Talschlüsse. Auch die geologische Situation im Gefolge der Aufwölbung des Unterwerra-Sattels macht die Salzhangausbildung verständlich.

6. Schriftenverzeichnis

- BARSCHE, D., & STÄBLEIN, G. (Hrsg.) (1982): Erträge und Fortschritte der geomorphologischen Detailkartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm III. – Berliner geogr. Abh., **35**: 134 S., 24 Abb., 5 Tab., 5 Beil.; Berlin.
- BEYSCHLAG, F. (1886): Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Allendorf. – 66 S., 4 Bohrprof., 2 Prof.; Berlin.
- BUSSE, E. (1964): Stratigraphie des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk) im westlichen Meißnervorland. – Ver. Naturkde. Kassel, Abh., **62**: 1–35, 3 Abb., 2 Tab.; Kassel.
- CRAMER, H. (1941): Die Systematik der Karstdolinen unter Berücksichtigung der Erdfälle, Erzsclotten und verwandter Erscheinungen. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Abt. B, **85**: 293–382, 4 Abb., 1 Beil.; Stuttgart.
- FINKENWIRTH, A. (1970): Hydrogeologische Neuerkenntnisse in Nordhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 212–233, 1 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1978): Die Braunkohle am Meißner. – Aufschluß, S.-Bd. 28: 229–236, 3 Abb.; Heidelberg.
- GARLEFF, K. (1968): Geomorphologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen („Kaven“) des Niedersächsischen Tieflandes. – Göttinger geogr. Abh., **44**: 142 S., 12 Abb., 1 Kt.-Beil.; Göttingen.
- GELLERT, J. F. (1976): Gegenstand und Aufgabe der geomorphologischen Detailkartierung. – In: DEMEK, J. (Hrsg.) 1976: Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung: 1–4; Wien.
- GEYER, O. F. (1956): Über die Morphogenetik der Dolinen mit besonderer Berücksichtigung von Südwestdeutschland. – Z. dt. geol. Ges., **108**: 160–161; Hannover.
- HENTSCHEL, H. (1978): Der Basalt des Meißner. – Aufschluß, S.-Bd. 28: 208–228, 4 Abb., 2 Tab.; Heidelberg.
- HERRMANN, R. (1930): Salzauslaugung und Braunkohlebildung im Geiseltalgebiet bei Merseburg. – Z. dt. geol. Ges., **82**: 467–479, 3 Abb.; Berlin.
- Hessisches Forstamt Bad Sooden-Allendorf (1980): Exkursionsführer für den Meißner: 1–18; Bad Sooden-Allendorf.
- HOLTING, B., LAEMMLEN, M., & SEMMEL, A. (1967): Quartär. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5224 Eiterfeld: 78–89; Wiesbaden.
- KELLER, R. (Hrsg.) (1978): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. – 67 S.; Dortmund.
- KUNZE, W. (1914): Geologische Streifzüge in die Werralandchaften. – 119 S., 17 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 8 Prof.; Eschwege.
- KUPFAHL, H. G. (1958): Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner-Gebirge. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 202–214, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M., & PFLANZL, G. (1979): Geologische Karte des Meißner 1:25 000. – Hess. L.-Amt Bodenforsch.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1958): Ein Buntsandstein-Muschelkalk-Profil bei Hausen am Südwestabhang des Hohen Meißners in Nordhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 215–240, 3 Abb.; Wiesbaden.
- PRINZ, H., & ROTH, H. (1979): Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes zwischen Fulda und der Spessart-Rhön-Schwelle. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 207–250, 29 Abb.; Wiesbaden.

- LESER, H., & STÄBLEIN, G. (Hrsg.) (1975): Geomorphologische Kartierung. Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25 000. – Berliner geogr. Abh., S.-H., 39 S.; Berlin.
- (1980): Legende der Geomorphologischen Karte 1:25 000 (GMK 25) – 3. Fassung im GMK-Schwerpunktprogramm. – Berliner geogr. Abh., **31**: 91–100; Berlin.
- MÖLLER, K. (1982): Geomorphologische Detailaufnahme und Interpretation des Meißners und seines östlichen Vorlandes. – Unveröff. Dipl.-Arb., 104 S., 24 Abb., 1 Tab., 3 Diapos.; Berlin.
- & STÄBLEIN, G. (1984): GMK 25 Blatt 17, 4725 Bad Sooden-Allendorf. – Geomorph. Kt. BRD 1:25 000: 17; Berlin.
- MOESTA, F. (1886): Geologische Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Gr.-Abt. 55, No 46, Blatt Allendorf; Kassel.
- MOTZKA, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5324 Hünfeld: 156 S., 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- PFLANZL, G. (1953): Die Geologie des Meißners in Hessen. – Diss. Uni. Marburg, U 53, 6771: 283 S., 49 Abb.; Marburg.
- POSER, H. (1933): Die Oberflächengestaltung des Meißnergebietes. – Jb. geogr. Ges. Hannover, 1932/1933: 121–176, 5 Abb., 4 Fot., 1 Taf.; Hannover.
- PRIESNITZ, K. (1969): Über die Vergleichbarkeit von Lösungsformen auf Chlorid-, Sulfat- und Karbonatgestein. Überlegungen zu Fragen der Nomenklatur und Methodik der Karstmorphologie. – Geol. Rdsch., **58**: 427–438, 3 Abb.; Stuttgart.
- PRINZ, H. (1982): Abriß der Ingenieurgeologie. – 419 S.; Stuttgart.
- REUTER, F., & KOCKERT, W. (1971): Zu einigen Fragen des Karstproblems. – Z. angew. Geol., **17**: 343–346, 1 Abb.; Berlin.
- RITZKOWSKI, S. (1978): Geologie des Unterwerra-Sattels und seiner Randstrukturen zwischen Eschwege und Witzenhausen (Nordhessen). – Aufschluß, S.-Bd. 28: 187–204, 5 Tab., 1 Kt.; Heidelberg.
- RÖSING, F. (1971): Zur Geologie der Langen Berge und ihrer Randgebiete südwestlich Kassel. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 240–245; Wiesbaden.
- (1976): Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300 000, 3. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- SEMMEL, A. (1973): Geomorphologische Fragen im Kasseler Raum. – Marburger geogr. Schr., **60**: 23–36, 5 Abb.; Marburg.
- SOBOTH, E. (1932): Talgeschichte des oberen Fuldagebietes. – Z. Hessenland, **43**: 169–173; Marburg.
- (1933): Über Salzauslaugung, Tektonik und Oberflächenformen zwischen Westharz und Vogelsberg-Rhön. – Z. dt. geol. Ges., **84**: 725–732, 3 Abb.; Berlin.
- STÄBLEIN, G. (1968): Reliefgenerationen der Vorderpfalz. – Würzburger geogr. Arb., **23**: 191 S., 58 Abb.; Würzburg.
- STEINBRECHER, B. (1959): Die Subrosion des Zechsteingebirges im östlichen und nordöstlichen Harzvorland unter besonderer Berücksichtigung der Edderitzer Mulde. – Geologie, **8**(5): 489–522; Berlin.
- WEBER, H. (1930): Zur Systematik der Auslaugung. – Z. dt. geol. Ges., **82**: 179–186, 5 Abb.; Berlin.
- (1958): Die Oberflächenformen des festen Landes. – 350 S.; Leipzig.
- WENZENS, G. (1969): Morphologie des Sontraer Beckens. – Rhein-Main. Forsch., **68**: 100 S., 20 Abb., 6 Tab., 2 Kt.; Frankfurt a. M.

Zur Entwicklung der luftbildgeologischen Arbeiten im Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Von

KONRAD REUL*

Inhaltsverzeichnis

1.	Geologische Luftbildinterpretation	311
2.	Analyse des tektonischen Trennflächengefüges	313
2.1.	Übersicht	313
2.2.	Geräte und elektronische Datenverarbeitung.	314
2.3.	Anwendungen	315
3.	Fernerkundung anhand von Satellitenbildern	316
4.	Luftbildgeologie und Umweltschutz	318
5.	Schriftenverzeichnis	318

1. Geologische Luftbildinterpretation

Wie in allen anderen Bundesländern begann auch in Hessen der Einsatz von Luftbilddauswertungen für die Geologische Landesaufnahme nach dem Zweiten Weltkrieg verhältnismäßig spät¹. Erst in den Jahren 1958, 1959 und 1960 setzte die systematische Landesbefliegung für panchromatische Schwarzweiß-Luftbilder im ungefähren Bildmaßstab 1:12 500 unter der Regie des Hessischen Landesvermessungsamtes ein. Seit 1956 standen allerdings Luftbilder der amerikanischen Streitkräfte (1951/52 aufgenommen) mit ungefährem Maßstab 1:21 000–1:24 000 im Hessischen Landesvermessungsamt zur Verfügung. Vorher war im Jahre 1953 eine Vogelsberg-Befliegung (Luftbilder i. M. 1:8 000) durch die niederländische Fluggesellschaft KLM ausgeführt worden. Aus dem Jahre 1930 liegt eine Odenwald-Befliegung (i. M. 1:30 000) vor. Außerdem sind aus den Jahren 1934–1936 Luftbildkarten

* Dr. K. REUL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

¹ Wiewohl die Anfänge der Luftbildgeologie noch in den Ausgang des 19. Jahrhunderts zurückgehen: der Pionier ALBERT HEIM veröffentlichte 1899 Luftbilder, die er anlässlich seiner Alpenüberquerung im Ballon „Wega“ machte und beschrieb. Die ersten ergiebigen Mitteilungen zu luftbildgeologischen Kartierungen machte 1938 R. HELBLING, während J. KREBS 1941 von der Anwendung bei Erdölprospektionen berichtet. Das Standardwerk von H. T. U. SMITH von 1943 blieb für die Nachkriegsjahre die wichtigste Darstellung des Wissensstandes. Ausführliche Anleitungen zur geologischen Luftbildinterpretation erschienen erst in den Jahren 1960–1962 von H. F. von BANDAT, V. C. MILLER und R. G. RAY.

i. M. 1:25 000 (Blattschnitt der TK 25) aus einigen südhessischen Gebieten vorhanden², die sich aber für stereoskopische Bearbeitung nicht eignen.

Die Befliegungen wurden nach 1962 in vorbildlicher Weise intensiviert – seit 1975 auch durch simultane „Hessen-Flüge“ (Abschn. 4) –, so daß heute eine mehrfache Bildüberdeckung des Landes vorliegt, was – gemessen an anderen Bundesländern – als fortschrittlich bezeichnet werden kann. Auf dieser Grundlage konnten zu Beginn der 60er Jahre die Vorbereitungen für die Nutzung des Luftbildes zur Geologischen Landesaufnahme getroffen werden. Für Trainingszwecke bei Geländevergleich sind zunächst Zeiss-Taschenstereoskope sowie 3 Spiegelstereoskope (Old Delft und Wild ST 4) beschafft worden und in den Jahren 1964/65 wurden alle kartierenden Geologen mit Spiegelstereoskopen (9 Geräte von Tokyo Ltd.) ausgerüstet.

Die klassische geologische Interpretation von Luftbildern (Kartierung von Gesteinsgrenzen) trifft in der mitteleuropäischen Kulturlandschaft häufig auf Schwierigkeiten (Lockeresteinsbedeckung der Festgesteins-Ausbisse, Bodenbildung, Kulturflächen) – anders als z. B. in ariden und teilweise auch in semiariden Gebieten. Insofern spielt die klassische Luftbildgeologie also bei der Blattkartierung i. M. 1:25 000 der Geologischen Landesaufnahme in Mitteleuropa generell keine so dominierende Rolle. Die klassische, bodengebundene Kartenaufnahme kann dadurch nicht ersetzt, sondern nur ergänzt werden. Freilich sind auch hier die Erleichterungen und Kartierungspräzisierungen durch das Luftbild nicht zu unterschätzen. Das Stereomodell bietet schließlich den besten Eindruck über das Relief sowohl größerer Gebietsausschnitte als auch feinsten Reliefgestaltung. Nicht nur die Arbeitsvorbereitung (Feststellung von Kartier Routen, Aufschlußverhältnisse und geeignete Geländeprofile), sondern auch die reliefbezogenen Kartierentscheidungen können durch die Benutzung des Luftbildes optimiert werden.

Spezielle größermaßstäbige Objektkartierungen und Übersichtskartierungen für hydrogeologische Zwecke waren bei hierfür günstigen Geländebeziehungen nur durch maßgeblichen Einsatz der Auswertung von Luftbildstereomodellen bei vertretbarem Zeitaufwand zu erledigen. Ähnliches gilt auch für die Abwicklung von Sondererkundungen, so z. B. zur Feststellung möglicher Einsturztrichter über Gebirgshohlräumen (Solutionssenken und -Schlote, Dolinen) in einigen Buntsandsteingebieten des mittleren und nördlichen Hessischen Berglandes.

Eine interessante Variante luftbildgeologischer Kartierung ergibt sich bei quartärgeologischen Arbeiten. Beispielhaft wurde bei der Kartierung des Bl. 6316 Worms (Hess. Ried) gezeigt, wie durch akribische Vergleiche zwischen gezielt angesetzten Sondierungen und Luftbildbearbeitung über das Mikrorelief und Durchfeuchtung der Sedimente in den alten Flußmäandern die Feinheiten der lithologischen Zusammenhänge erkannt und mit großer Genauigkeit in der Karte dargestellt werden konnten. Eine direkte Verbindung führt von dieser Arbeitsweise bei quartärgeologischen Kartierungen zu bodenkundlichen Luftbildinterpretationen. Letztere haben einen hohen Stellenwert und nehmen in der Logistik der geologischen Interpretation eine besondere Stellung ein, denn die unterschiedlichen Bodenbildungen schlagen die Brücke zwischen dem Muttergestein des Untergrundes und der im Luftbild erkennbaren Abbildung, soweit landwirtschaftlich genutztes Gelände

² Für diese Angabe danke ich Herrn Vermessungsdirektor Dipl.-Ing. HELMUT KANTELHARDT, Wiesbaden, recht herzlich.

vorliegt. Wie die Erfahrungen bei der bodenkundlichen Kartierung im Hessischen Ried erkennen lassen, werden durch die Verwendung bodenkundlicher Luftbildinterpretationen von Fall zu Fall Geländeaufnahmen verfeinert. Insbesondere können Grenzziehungen zwischen Kartierungseinheiten präzisiert und z. T. beschleunigt werden.

2. Analyse des tektonischen Trennflächengefüges

2.1. Übersicht

Anfang der 60er Jahre wurde damit begonnen, die klassische Luftbildauswertung durch eine neue Interpretationsmethode zu ergänzen, mit deren Hilfe die Bruchstrukturen der Erdkruste erkundet werden. Die Schnittlinien der wichtigsten Bruchflächen, wie große und kleine Verwerfungen, Klüfte, Spalten und Gangbildungen, mit der Gesteinsoberfläche werden als Spuren dieser Gefügefläche – als sogenannte „Gefügespuren“³ – im Luftbild nachgezeichnet und analytisch ausgewertet.

Die Spuren des Trennflächengefüges aus dem Luftbild sind im allgemeinen reproduzierbar und geben nach bisher gemachten Erfahrungen pauschalisierend die Verteilung der tatsächlichen Trennflächen im Gestein wieder, häufig aber nicht oder nur annähernd die statistische Richtungsverteilung. Für viele Fragestellungen ist die bloße Kenntnis über die örtliche Verteilung und Lage der wichtigsten Gesteinstrennflächen (z. B. auch der Klüftung) von großem Nutzen. Oft aber möchte der Anwender eine weitere Unterscheidung von Trennflächenarten, so z. B. die Aussage über die Verteilung von Bewegungsbrüchen und deren Wertigkeit. Von Bewegungsbrüchen sind in erster Annäherung nur die horizontalen Komponenten erkennbar. Hinsichtlich der gegenseitigen Wichtung von Verwerfungen, der graduellen Unterscheidung der geologisch bedeutenden von unbedeutenden Verwerfungen, treten trotz der bisher erkannten Kriterien oft noch Schwierigkeiten auf⁴. Hier werden die Auswertungsgrenzen deutlich durch den Wissensstand der tektonischen Geologie allgemein gesetzt. Die Beziehungen zwischen Klüftflächen, Verwerfungsflächen vorwiegend horizontaler Komponente mit unterschiedlicher Wichtung und solchen mit vorwiegend vertikalen Versätzen müssen noch besser erforscht werden.

Dies gilt ebenso für die in der Angewandten Geologie wichtigen Interpretationsversuche, aus der Verteilung von Klüft- und Verwerfungsflächen den örtlichen tektonischen Beanspru-

³ Engl. „fracture traces“ (= Bruchflächen-Spuren), so bereits im älteren US-amerikanischen Schrifttum genannt. Später unverständlicherweise als „Lineare“, „Lineationen“, auch „Lineamente“ bezeichnet (worunter in der deutschen Literatur allerdings zusätzlich auch die Zeichnungen morphologischer und hydrographischer Merkmale verstanden werden), obwohl diese Ausdrücke in der erdwissenschaftlichen Literatur lange vorher für andere Begriffe definiert worden waren (z. B. Linear = Schnittlinie von 2 Gefügeflächen; oder Lineament = weitreichende Strukturlinie, die in der Erdgeschichte über längere Zeit eine besondere Bedeutung hatte). Übrigens verlaufen Gefügespuren nur teilweise – oder auf kurze Distanz – geradlinig.

⁴ Wichtigste Kriterien sind bisher das Adventivprinzip, wonach Seitennäste gegenüber der Stammverwerfung unwichtiger sind – oder die Größe von bruchtektonischen Homogenitätsbereichen, die durch Verwerfungen getrennt werden –, schließlich auch (mit Einschränkung) der bloße Längenvergleich. Unsicher sind Wichtungen, wenn keines der genannten Kriterien herangezogen werden kann.

chungsgrad⁵ abzuleiten. Ursprünglich wurden Auswertungen des Trennflächengefüges nur zur Unterstützung hydrogeologischer Arbeiten (Festlegung von Ansatzpunkten für Brunnenbohrungen, Festlegung von Grundwassereinzugsgebieten) vorgenommen, denn im Felsgestein bewegt sich das Grundwasser fast ausschließlich auf Klüften und anderen Bruchflächen. Darüber hinaus sind aber auch alle anderen flüssigen und festen Materialtransporte in der Erdkruste an das offene Bruchgefüge gebunden. Die Ermittlung wichtiger Gesteinstrennflächen des Gebirges aus dem Luftbild werden deshalb auch für andere Disziplinen der Angewandten Geologie interessant, so für einige Aufgaben der Ingenieurgeologie und für bruchstrukturabhängige Lagerstätten mineralischer Rohstoffe, daneben aber auch als Unterstützung bei der Lösung tektonischer Probleme in der Geologischen Landesaufnahme.

2.2. Geräte und elektronische Datenverarbeitung

Mit der allmählichen Erweiterung des Aufgabenbereiches mußten die erforderlichen Geräte beschafft werden, so im Jahre 1975 ein Zeiss-Spiegelstereoskop N 2, im Jahre 1977 ein Tischgerät Zeiss-Stereopret und schließlich zur optischen Bildkorrektur ein Bausch- und Lomb-Transferskop.

Einen starken Impuls erhielt die Luftbildgeologie, als der Hessische Minister für Wirtschaft und Technik mit Erlaß vom 28. 09. 1979 im HLB ein Dezernat „Luftbildgeologie und Geophysik“ einrichtete. Der neue Fachbereich Luftbild wurde mit einer seit Jahren konzipierten elektronischen Anlage ausgestattet, die dank der im HLB entwickelten Software-Konzeption und der darauf zugeschnittenen Programmabläufe auf dem Gebiet der Luftbild-Gefügeanalyse überregionale Bedeutung erlangte. Vordergründig dient die Anlage der schnellen rechnerischen Entzerrung großer Mengen von Gefügespuren und anderer Luftbildinhalte auf Kartenprojektion. Die manuell im Luftbild erfaßten Gefügespuren werden digitalisiert (Calcomp-Digitalisiertisch 622), durch Kontrollplotten auf Genauigkeit und Vollständigkeit überprüft, rechnerisch entzerrt und im beliebigen Kartenmaßstab geplottet (Calcomp-Trommelplotter 1012). Das System erlaubt eine außergewöhnlich schnelle digitale Eingabe in den Rechner (DEC PDP 11/23 = LSI 11/23), weil die Höhenlagen der zu entzerrenden Anfangs- und Endpunkte von Gefügespuren automatisch errechnet und zugewiesen werden. Bei der Eingabe müssen deshalb nur die XY-Werte digitalisiert werden, und die zeitraubende präzise Z-(= Höhen-)Feststellung entfällt. Nach der rechnerischen Höhenzuweisung läuft das Programm zur radialen Lagekorrektur und Punktentzerrung ab, in dem die Schrägflugbedingung berücksichtigt ist und das eine Lagegenauigkeit von wenigen Metern zuläßt.

Die Ausstattung mit automatischer Zeichenanlage und Digitalisiertisch ist gleichermaßen zur Nutzung durch andere Fachbereiche im Hause des HLB geeignet. Deswegen wurden zunächst durch den Fachbereich Luftbildgeologie Zeichenprogramme auch für hydrogeolo-

⁵ Ausgehend von der Betrachtungsweise der Energiezehrung im zerbrechenden Gestein, wurde ein vorläufiger Katalog unterschiedlicher Verwerfungsinterferenzen aufgestellt, die erfahrungsgemäß mit einem entsprechenden tektonischen Beanspruchungsgrad verknüpft sind. Der Katalog erlaubt eine reproduzierbare Interpretation, bleibt aber verbesserungswürdig.

gische Arbeitsunterlagen und Darstellungen entwickelt und angeboten⁶. Ebenso wurde auf die Anlage ein Programm zum Zeichnen ingenieurgeologischer Profilschnitte („BOSO“ der Bayerischen Landesgewerbeanstalt, Nürnberg) übertragen und in Bezug auf Leistung und Anwenderfreundlichkeit optimiert.

2.3. Anwendungen

Die rechnerische Lagekorrektur nach digitaler Erfassung bietet den Vorteil, daß die großen Mengen von Gefügespuren als GAUSS-KRÜGER-Koordinatenwerte in Dateien vorgehalten werden, und rechnerische Gefügeanalysen nach den im HLB entwickelten Programmen durchgeführt werden können. Die Dateien benachbarter Gebiete können aneinandergefügt und zusammengezeichnet werden. Die bisherige gefügetektonische Bearbeitung von Einzelobjekten der Angewandten Geologie soll zusammen mit gefügetektonischen Übersichtskartierungen im Laufe der Zeit zur flächendeckenden bruchtektonischen Informationsquelle für das gesamte Land werden. Für hydrogeologische Belange – besonders für Wassererschließungen zur Trinkwasserversorgung der Bevölkerung – wurden in den letzten Jahrzehnten besonders im Sinnggebiet, in der Rhön, im Reinhardswald, im Vogelsberg und an der Kinzig Arbeiten unterschiedlichen Umfanges durchgeführt, bei denen u. a. die Standorte von Hochleistungsbrunnen erkundet wurden, die örtlich z. T. bis dahin nicht bekannte Ergiebigkeiten haben. Auch bei der Planung von erfolgreichen Mineralwasser- und Heilwassererschließungen in bekannten und unbekanntem Mineralwasserprovinzen nahm die luftbildtektonische Vorerkundung einen wichtigen Platz ein. Unterstützende luftbildgeologische Arbeiten bei Planung und Überwachung von Abfalldeponien befassen sich bisher vornehmlich mit rein hydrogeologischen Fragen, nämlich mit der Frage nach Stellen der besonderen Wasserdurchlässigkeit in der Auflagefläche und mit der Frage nach dem Verlauf der wichtigsten Grundwasserfließwege, um die Überwachung des unter der Deponie fließenden Grundwassers an relevanten Beobachtungsstellen zu veranlassen. Ähnliche Fragestellungen bieten sich u. a. bei der Mitwirkung an Talsperrenprojekten an.

Bei Planungen von Tunnelvortrieben im Festgestein kann die Kenntnis bruchtektonischer Ereignisse entlang der Trasse wichtig sein. Sowohl zur Erkundung der Lageverteilung von Trennflächen im Gestein als auch von stärkeren Gesteinszerteilungen (Gebirgszerrüttungen) wurden auch luftbildgeologische Bearbeitungen von Straßentunneltrassen im Sandstein, im Kristallin und im Schiefergebirge eingesetzt. Am besten kann dabei die Frage nach den Variationen der Anordnung von Kluft- und Gesteinstrennflächen entlang der Trasse beantwortet werden, wie besonders die Meßergebnisse bei den Tunnelvortrieben innerhalb der Bundesbahn-Neubaustrecke Hannover – Würzburg erkennen lassen. Für dieses Projekt wurde an der Planung von ca. 46 Tunnel-km mitgearbeitet. Die Abstimmung zwischen analytisch feststellbaren örtlichen Zerrüttungsgraden des Gesteins und den tatsächlichen tunnelbautechnischen Schwierigkeitsgraden ist noch nicht abgeschlossen.

⁶ Der Impuls bewirkte starken Zuspruch und weiterführende Anwendungen. Deshalb mußten im Jahre 1985 ein größerer Rechner LSI 11/73 mit Verbund zum LSI 11/23 und ein Trommelplotter zur zentralen Nutzung im HLB aufgestellt werden. Im Zuge des Verbundes erhielt auch der Rechner LSI 11/23 die Zentraleinheit der LSI 11/73.

Erst seit einem Jahr finden gezielte Untersuchungen statt über die Zusammenhänge zwischen dem Vorkommen von bruchstrukturabhängigen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe (Ganglagerstätten, gangartige Kluftlagerstätten) und den Anomalien in der Anordnung des umgebenden Bruchgefüges. Bisher sind hierfür vier bekannte Ganglagerstätten mit dem Ziel in Bearbeitung, diejenigen gemeinsamen Kennzeichen der Gefügegenordnung aufzufinden, mit denen häufig eine Platznahme durch Gangausfüllungen verbunden ist. Als sinnvoll haben sich nur die Vergleiche gezeigt, bei denen die genaue Lage von Gangvorkommen bergmännisch vermessen ist, möglichst mit allen Trennflächen und mit Informationen bis in große Tiefe. Es scheint naheliegend, durch solches Vorgehen Fortsetzungen von bekannten Lagerstätten erkennen zu können. Darüber hinaus wird versucht, die Kriterien für analoge Bruchstrukturen zu finden, an die eine Ganglagerstätte gebunden sein kann.

In vielen Fällen ist es sinnvoll, für Zwecke der Geologischen Landesaufnahme auch gefügetektonische Luftbildbearbeitungen unterstützend einzusetzen, z. B. um den Verlauf von Verwerfungen besser zu fassen oder auf eine Verwerfung hinzuweisen. In anderen Fällen kann es zweckmäßig sein, unterschiedliche tektonische Beanspruchungsbereiche zu definieren und gegeneinander abzugrenzen. Diesem Ziel dienen die Aufnahmen im und am Rand des Vogelsberges, im Gebiet von Sontra sowie in der Umgebung von Frankfurt am Main.

Seit langem ist aus der Literatur (z. B. v. BANDAT 1962: 285) das oft merkwürdig empfundene Phänomen bekannt, daß der Gefügefertbau aus Gesteinstrennflächen des Gebirgsuntergrundes auch Lockergesteinsdecken erfaßt. In vorwiegend von Lockergestein eingenommenen Gebieten können deshalb luftbildtektonische Bearbeitungen z. T. die einzigen Hinweise auf Art und Richtungsverlauf der Bruchtektonik im Untergrund geben.

3. Fernerkundung anhand von Satellitenbildern

Die bisherigen Anwendungen der gefügetektonischen Analyse aus dem Luftbild zeigen deutlich, daß auf diese Information bei vielen geologischen Arbeiten nicht verzichtet werden darf. Daher wird angestrebt, in möglichst kurzer Zeit schon große Teile des Landes gefügetektonisch zu erfassen – zumindest in einem kleineren Maßstab, der die Zielsetzung in überschaubarer Zeit realisierbar erscheinen läßt. Bisher liegen regionale Gefügekartierungen aus dem Rhein-Main-Gebiet, aus dem Kinzig- und Fulda-Gebiet sowie aus Teilen des Westerwaldes und des Vogelsberges vor. Ausschlaggebend für den Beginn dieser Arbeiten war das Erscheinen der ersten Bildgenerierungen von LANDSAT-1 im Jahre 1972, die dem HLB freundlicherweise zuerst durch die Zentralstelle für Geo-Photogrammetrie und Fernerkundung, München, zur Verfügung gestellt wurden. Später sind Aufzeichnungen von LANDSAT-1 und -2 über den US Geological Survey-EDC (NASA) käuflich erworben worden. Größtenteils waren die optimal vergrößerten Satellitenbilder⁷ für die bruchtektonische Bearbeitung gut geeignet. Als weit bessere Arbeitsgrundlage haben sich die LANDSAT-5-Bilder erwiesen, die nicht nur als Aufnahmen im MSS-System vorliegen, sondern

⁷ Mit MSS-System (Mehrspektral-Scanner) in 4 Wellenlängenbereichen des sichtbaren Lichtes und des nahen Infrarots aufgenommen; Größe des registrierten Bodenelementes ca. 60 × 80 m.

auch als Bilder vom sogenannten „Thematic Mapper“ mit 7 Wellenbereichen zwischen 450 nm und 2 350 nm. Letztere besitzen eine sehr hohe Auflösung (registriertes Bodenelement ca. 30×30 m). Diese Bilder werden aus dem Fernerkundungsdatenzentrum der Deutschen Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR) bezogen und seit Januar 1985 im HLB bearbeitet und archiviert.

Im Auftrage des Bundesministers für Forschung und Technologie führte die DFVLR in den Jahren 1975 – 1977 ein erdwissenschaftliches Flugzeugmeßprogramm⁸ in 5 Testgebieten durch, an dem das HLB als Experimentator für den geologischen Fachbereich beteiligt war. Ziel war, unter mitteleuropäischen Bedingungen die Aussagekraft von multispektralen Scanbildern in erdwissenschaftlicher Hinsicht am Einzelobjekt zu prüfen und die Ergebnisse mit solchen aus photomechanisch aufgenommenen Luftbildern zu vergleichen⁹. Die Untersuchung diene schließlich dem Zweck, bei der Weiterentwicklung der erdwissenschaftlichen Satelliten-Fernerkundung unsere speziellen Bedürfnisse berücksichtigen zu können. Die Konzeption des ersten europäischen Erdkundungssatelliten „Spot 1“ kommt diesen Bedürfnissen weitgehend entgegen, z. B. auch durch höhere Bildauflösung (sichtbares Flächenelement am Boden 10×10 m). Er soll 1986 in eine Erdumlaufbahn gebracht werden.

Für die Jahre 1979 – 1981 hatte die Deutsche Forschungsgemeinschaft an das HLB ein Forschungsvorhaben innerhalb des Schwerpunktprogrammes „Fernerkundung: Physikalische und methodische Grundlagen für die Auswertung von Fernerkundungsdaten“ vergeben und finanziell gefördert (u. a. 1 Wissenschaftler-Stelle). Als geotektonischer Teil des Schwerpunktes diente das Forschungsvorhaben der Erkennung und Erfassung der tektonischen Trennflächen in der festen Erdkruste, wobei insbesondere die Ursache der Abbildung und die Gesetzmäßigkeiten in der zeitlichen Varianz der Abbildungsgüte (und -häufigkeit) erkundet wurden. Im Mittelpunkt stand eine ausführliche Beschreibung der in Mitteleuropa auftretenden Gefügespur-Typen zu deren reproduzierbarer Erfassung. Außerdem wurde durch Zuordnung zu tektonischen Strukturen die Frage möglicher Bezüge zu geologischen Einheiten erörtert. Während der Abwicklung des Forschungsvorhabens mußte eine Reihe von Rechenprogrammen erstellt werden, die sich in der Folge bei den täglichen Dienstleistungen im HLB bewährt haben und die z. T. die Erkennung und Darstellung gefügetektonischer Einheiten wesentlich erleichtern. Im Abschlußbericht wurde zwangsläufig auch die Frage notwendiger Bildverbesserungen behandelt sowie die automatische Erfassung tektonischer und petrographischer Grenzen, die eng mit dem allgemein interessierenden Problem einer verbesserten automatischen Kulturflächenklassifizierung zusammenhängt.

⁸ In Hessen liegt Testgebiet II „Wetterau“ mit 3 Testflugstreifen, nämlich Flugstreifen 1 Frankfurt am Main Nord, Flugstreifen 2 Frankfurt am Main Süd und Flugstreifen 3 Büdingen – Bad Nauheim – Grävenwiesbach.

⁹ Die Teststreifenbefliegung erfolgte 1. mit Multispektral-Scanner, der Synchronbilder aus 11 Wellenbereichen des sichtbaren Lichtes und des Infrarots speichert, 2. mit photographischen i²s-Bildern (= 4 Synchron-Schwarz-Weiß-Bilder aus verschiedenen Wellenbereichen), 3. mit normalen panchromatischen Schwarz-Weiß-Luftbildern, 4. mit Infrarotcolorfilmen (= „Falschfarben“, weil die Strahlung im nahen Infrarot als „Rot“ entwickelt wird).

4. Luftbildgeologie und Umweltschutz

Die durch die elektronische Einrichtung im HLB gegebene Möglichkeit, Luftbildinhalte und -interpretationen ohne Rücksicht auf Maßstäbe und Luftbildgeometrie unmittelbar in Karten gewünschter Maßstäbe zu plotten und umgekehrt, wird künftig einen noch höheren allgemeinen Nutzungswert erlangen – z. B. bei der Fortschreibung thematischer Karten. Dieser Entwicklung kommt entgegen, daß seit 1974 im 4-Jahresrhythmus eine landesweite Simultan-Befliegung mit Bildmaßstab 1:25 000, jeweils innerhalb weniger Tage, durchgeführt wird. Bis jetzt sind „Hessen-Flüge“ aus den Jahren 1975, 1981 und 1985 vorhanden.

In diesem Zusammenhang soll auch auf die rein dokumentarische Bedeutung der Bildauswertung von multitemporalen Bildfolgen hingewiesen werden. Unter günstigen Verhältnissen können in Hessen Veränderungen der Erdoberfläche (Rutschungen, Hangabbrüche, Felsstürze, Gewässerbettverlagerungen usw.) heute bereits über ein halbes Jahrhundert hin schrittweise im Luftbild rekonstruiert werden. Noch wichtiger erscheinen die laufenden Änderungen in der Flächennutzung, die z. T. graduell auch akute oder latente Bedrohungen des Menschen beinhalten. So finden die sukzessiven Bildauswertungen und deren Synoptik als Arbeitsunterlagen für umweltrelevante Stellungnahmen und Gutachten des HLB zunehmende Beachtung. Beispielsweise können die Entwicklung von Tagebauen, Steinbrüchen und Kiesgruben sowie deren Wiederverfüllung schrittweise über Jahrzehnte verfolgt und gewisse Abfalldeponien lokalisiert und umgrenzt werden. U. a. fällt hierunter auch die Verfüllung von Bombentrichtern aus dem Zweiten Weltkrieg, die potentiell Abfall jeder Art enthalten können. Ihre Lokalisierung erfolgt anhand von Kontrollaufnahmen (erst seit einigen Monaten verfügbar) der Alliierten nach Bombenangriffen. Zur Bildbearbeitung können auch Schrägaufnahmen stereoskopisch verwendet werden, seit im Jahre 1979 das Zoom-Stereoskop von Bausch & Lomb (bis 20fache Vergrößerung) aufgestellt wurde. Für interdisziplinäre Bildbetrachtungen durch 2 Beobachter steht das Stereoskop „Condor“ zur Verfügung.

5. Schriftenverzeichnis

- BANDAT, H. F. v. (1962): *Aerogeology*. – 350 S., 402 Abb.; Houston, Texas (Gulf publishing Company).
- HEIM, A., MAURER, J., & SPELTERINI, E. (1899): Die Fahrt der „Wega“ über Alpen und Jura. – 125 S., 20 Abb., 16 Tab.; Basel (Schwabe).
- HELBLING, R. (1938): Die Anwendung der Photogrammetrie bei geologischen Kartierungen. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., **76**, Tl. I u. II: 133 S., 18 Abb., 22 Taf.; Bern.
- KREBS, J. (1941): The application of aerial geology and aero-photogrammetry in petroleum exploration. – *Photogrammetria*, **4** (2): 53–68; Berlin.
- MILLER, V. G., & MILLER, C. F. (1961): *Photogeology*. – 248 S., 210 Abb.; New York, Toronto, London (Mc. Graw-Hill).
- RAY, R. G. (1960): *Aerial Photographs in Geologic Interpretation and Mapping*. – Geol. Surv. prof. pap., **373**: 230 S., 116 Abb., 1 Tab.; Washington (US government printing office).
- SMITH, H. T. U. (1943): *Aerial Photographs and their applications*. – 372 S., 51 Abb., 62 Taf.; New York (D. Appleton Century Co.).

Manuskript eingegangen am 30. 1. 1986

Hessisches Geologisches Schrifttum 1984 mit Nachträgen aus den Jahren 1974–1983

Bearbeitet von

ANNELIES HERZBERG*

Nachtrag aus dem Jahre 1974

KLAUSING, O. (1974): Die Naturräume Hessens. – 86 S., 1 Kt.; Wiesbaden (Hess. L.-Anst. Umwelt).

Nachtrag aus dem Jahre 1978

EINSELE, G., & HOHBERGER, K. (1978): Zusammensetzung und Bilanzierung der Lösungsfracht im Main Einzugsgebiet. – Schr.-R. bayer. L.-Amt Wasserwirtsch., (7): 276–289; München.

Nachtrag aus dem Jahre 1979

ROHDENBURG, H., & MEYER, B. (1979): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – Landschaftsgenese u. Landschaftsökologie, (3): 1–89, 25 Abb., 12 Tab., 71 Anal.; Braunschweig (TU).

Nachtrag aus dem Jahre 1980

LORENZ, V. (1980): Die permokarbone Entwicklung des europäischen Hercynikums. – Berliner geowiss. Abh., RA, **19**: 133; Berlin.

MADDEL, W. R. G. (1980): Der Chemismus des Grundwassers in Basaltgrundwasserleitern des Vogelsberges (Hessen) im Gewinnungsgebiet der Oberhessischen Versorgungsbetriebe AG. – Diss., 122 S., 40 Abb., 100 Tab., 13 Taf., 700 Anal.; Clausthal-Zellerfeld.

NEDER, N. (1980): Untersuchungen zur Identifizierung und quantitativen Bestimmung ausgewählter Organoquecksilberverbindungen sowie umweltrelevanter Spurenelemente in Wässern des Ginsheimer Altrheines. – Diss.; Mainz.

PRINZ, H. (1980): Tunnelbau im Buntsandstein Ost- und Nordhessens. – 4. nat. Tag. über Felsmechanik, 5.–6. Mai 1980: 135–157, 6 Abb.; Aachen.

PUFFE, D., & ZERR, W. (1980): Untersuchungen zur Bodenfeuchte eines sandigen Bodens im Fuldataal. – Eichhof-Ber., RA, Nr. 4, 44 S., Abb.; Bad Hersfeld (Hess. Lehr- u. Forsch.-Anst. Grünlandwirtsch. u. Futterbau).

SCHWILLE, F. (1980): Der langjährige Gang des Grundwassers im Gebiet der Bundesrepublik Deutschland und seine Abhängigkeit vom Niederschlag. – Bes. Mitt. zum dt. gewässerkd. Jb., 27 S., 15 Abb., 3 Tab., 105 Taf., 4 Kt.; Koblenz.

Nachtrag aus dem Jahre 1981

BRASSER, T. (1981): Zur Hydrogeologie und Hydroökologie der Trassenbereiche östlich Darmstadt. – Diss., 201 S., 66 Abb., 55 Tab., 65 Anal.; Mainz.

* Dr. A. HERZBERG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

- BREM, G. (1981): Messungen und Berechnungen des Verformungs- und Tragverhaltens übergroßer Tunnelquerschnitte. – Tiefbau, Ingenieurbau, Straßenbau: 20–24, 12 Abb., Gütersloh. [Frankfurt a. M.]
- CALVIS, H. (1981): Die wasser- und energiewirtschaftliche Bedeutung des Rheins von seinen Quellen bis zum Eintritt ins Rheinische Schiefergebirge. – Diss., 648 S., Abb., Tab.; Köln.
- CLAUSSEN, H. C., PUFFE, D., WOHLRAB, B., & ZERR, W. (1981): Untersuchungen zur Frage der Beeinflussung von Boden und Grundwasser bei Anwendung von Gülle. – Eichhof-Ber., RA, Nr. 6: 1–18, 3 Tab.; Bad Hersfeld (Hess. Lehr- u. Forsch.-Anst. Grünlandwirtschaft u. Futterbau).
- FÖRSTNER, U., & MÜLLER, G. (1981): Concentrations of Heavy Metals and Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in River Sediments: Geochemical Background, Man's Influence and Environmental Impact. – *GeoJournal*, **5** (5): 417–432, 5 Abb., 11 Tab.; Wiesbaden.
- FUCHS, Y., & LANG-VILLEMAIRE, C. (1981): Sur quelques Concentrations Plombo-Zincifères du Bevonien Inferieur du Massif Schisteux Rhenan. – *Miner. Deposita*, **16** (3): 339–355, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York.
- HANTKE, H. (1981): Vergleichende Bewertung von Anlagen zur Grundwasseranreicherung. – Schr.-R. Inst. Wasservers., Abwasserbeseitigung, Raumpl. TH Darmstadt, **6**: 1–368, 210 Abb., 21 Tab.; Darmstadt. [Hess. Ried]
- HOFFERS, B. (1981): Ein Modell zur Klärung der geothermischen Anomalien des Rheingraben durch tiefgehende Wasserbewegungen und dessen tektonische Voraussetzungen und Folgen. – Diss., 147 S., 48 Abb., 1 Tab.; Karlsruhe.
- MAZZARINO-BRIZULA, M. J. (1981): Holozäne Silikatverwitterung in mitteldeutschen Waldböden aus LÖB. – Diss., 188 S., 24 Abb., 81 Tab., 436 Anal.; Göttingen.
- PLOSS, W. (1981): Neuere quartärgeologisch-bodenkundliche Erkenntnisse und ihre Auswirkungen auf das Ökosystem Wald. – Vorträge der Tagung Arbeitsgemeinschaft Forstliche Standorts- und Vegetationskunde (AFSV), **8**: 21–63, 27 Abb.; Recklinghausen 1981. [Beispiele aus Hessen]
- ROTH, H., & MESSER, E. (1981): Die Nutzung lagerstättenkundlicher Erkenntnisse für Planung und Betrieb der nordhessischen Kaliwerke. – *Kali u. Steinsalz*, **8**: 145–157; Essen.
- ROTHER, P. (1981): Zur Geologie des Rhein-Neckar-Raumes. – *Mannheimer geogr. Arb.*, **10**: 135–156, 3 Abb., 1 Taf.; Mannheim.
- WEICHBRODT, E. (1981): Die physischen und anthropogenen Voraussetzungen für die Landwirtschaft im Kreis Eschwege. – *Berliner geogr. Studien*, **6**: 3–21, 7 Abb., 1 Tab.; Berlin.

Nachtrag aus dem Jahre 1982

- BAUMANN, H. (1982): Spannung und Spannungsumwandlung im Rheinischen Schiefergebirge. – Diss. Karlsruhe (TH), 232 S., Abb., Kt.; Koblenz (Forneck).
- BÖHM, R. (1982): Erdfälle im tertiären Kalk bei Lämmerspiel. – *Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch.*, **28** (1): 18–19, 2 Abb.; München.
- BRÜNE, H., ELINGHAUS, R., & HEYN, J. (1982): Schwermetallgehalte hessischer Böden und ergänzende Untersuchungen zur Schwermetallaufnahme durch Pflanzen. – *Kali-Briefe*, **16** (5): 271–291, 7 Abb., 6 Tab., 9 Anal.; Hannover.
- DACHROTH, W. (1982): Wüstenbildungen im Oberrotliegenden und Buntsandstein von Südwest-Deutschland. – *Kurzfassungen 72. Jahrestag. geol. Vereinig.* 25.–27. 02. 1982 Würzburg: 30–31, 2 Abb.; Würzburg.
- DITTER, P. (1982): Schwermetalle im Boden eines Klärschlamm-Versuchsfeldes. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, **145** (4): 390–397, 5 Tab., 24 Anal.; Weinheim a. d. B. [Gießen]
- DOUBINGER, J., & BÜHMANN, D. (1982): Palynologische und tonmineralogische Untersuchungen im Übergangsbereich vom Buntsandstein zum Rötton in der Hessischen Senke (Deutschland). – *Kurzfassungen 72. Jahrestag. geol. Vereinig.* 25.–27. 02. 1982 Würzburg: 38–39; Würzburg.
- FÜHRES, M. (1982): Die basaltische Beeinflussung des Meißner-Flözes. – *Gießener geol. Schr.*, **36**, 106 S., 29 Abb.; Gießen.
- GOLWER, A., & SCHNEIDER, W. (1982): Untersuchungen über die Belastung des unterirdischen Wassers mit organischen Stoffen im Einflußgebiet von Straßen. – *Schr.-R. Arbeitsgr. Erd- u. Grundbau*, (4): 19–20; Bonn-Bad Godesberg (Kirschbaum).

- HESSMANN, W. (1982): Tektonische Beanspruchung und Verformung, strukturelle Position und Dislokationsintensität – Kriterien zur Einschätzung hydrogeologischer Verhältnisse des Gebirges. – *Z. geol. Wiss.*, **10** (1): 31–52, 5 Abb.; Berlin. [Werra-Fulda-Gebiet]
- JOBST, S. (1982): Ergebnisse geothermischer Untersuchungen im Rheinischen Schild. – Jahrestag. dt. geophys. Ges., **42**: 157; Hannover.
- JÖDICKE, H. (1982): Magnetotellurik im Rheinischen Schiefergebirge – bisherige Ergebnisse. – Jahrestag dt. geophys. Ges., **42**: 75; Hannover.
- JUNGMANN, R. (1982): Unterdevonische Siderit-Geoden als mögliche distale Bildungen von stratiformen Sulfidlagern im Rheinischen Schiefergebirge. – Diss., 139 S., 41 Abb., 12 Tab., 118 Anal.; Braunschweig.
- KEUSGEN, A. (1982): Aus dem Bericht über das Bergwesen im Lande Hessen für das Jahr 1980. – Glückauf, **118** (1): 34, 1 Tab.; Essen.
- KNAPP, R. (1982): Ufer-Vegetation als Bio-Indikator für die Wasser-Qualität am Beispiel von Pflanzengesellschaften im mittleren Hessen. – *Oberhess. naturwiss. Z.*, **47**: 43–47; Gießen.
- KOSCHYK, K. (1982): Reflexionsseismische Messungen (Mini-Sosie) in der Niederhessischen Senke. – Jahrestag. dt. geophys. Ges., **42**: 65; Hannover.
- LELEK, A. (1981–82): Ichthyologische und fischereibiologische Arbeiten in den hessischen Altrheinen. – *Jber. Naturschutz u. Landschaftspflege*: 54–57; Wiesbaden.
- MEIBURG, P. (1982): Subsidenzraten und Taphrogenese in der Trias der Hessischen Senke. – *Kurzfassungen 72. Jahrestag. geol. Vereinig.* 25.–27. 02. 1982 Würzburg: 76; Würzburg.
- PAUL, J. (1982): Types of Stratification in the Kupferschiefer. – In: *Cyclic and Event Stratification*: 476–481, 2 Abb.; Berlin–Heidelberg – New York.
- PAULY, E. (1982): Wege zur gesicherten Versorgung mit heimischen mineralischen Rohstoffen aus oberflächennahen Lagerstätten. – *Ziegelind.*, **34** (2): 97–107; Wiesbaden.
- ROHRBACH, L. (1982): Petrophysikalische und geochemische Untersuchungen an uranhaltigen Sandsteinen vor und nach der Behandlung mit Mineralsäuren als Beitrag zur In-situ-Laugung. – Diss., 78 S., 30 Abb., 12 Tab., 11 Anal.; Berlin (TU). [Untersuchungsmaterial auch aus Hessen (Grebendorf)]
- SABEL, K. J. (1982): Ursachen und Auswirkungen bodengeographischer Grenzen in der Wetterau (Hessen). – *Frankfurter geowiss. Arb., Ser. D*, **3**, 116 S., 19 Abb., 8 Tab., 6 Prof.; Frankfurt a. M.
- SAFFARINI, G. (1982): Geochemisch-statistische Untersuchungen an Eisenerz- und Nebengesteinsserien der Lagerstätte Fortuna bei Berghausen/Dill. – *Clausthaler geowiss. Diss.*, **11**, 195 S., 53 Abb., 22 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- SCHMOLL, J., & HELBIG, K. (1982): Seismic Investigations on an Artificial Gas Reservoir – A large Scale Model Experiment. – *Erdöl, Kohle, Erdgas, Petrochem.*, **35** (5): 229–235, 16 Abb.; Hamburg. [Hähnlein]
- SOMMER, H., WITTMANN, P., & RIPPER, P. (1982): Tiefe Baugruben neben schwerer Bebauung im Frankfurter Ton. Ergebnisse von Messungen und Berechnungen. – *Bauingenieur*, **57** (9): 335–342, 17 Abb.; Berlin–Heidelberg–New York.
- STEIN, A., THÜMMEL, E., & VEES, R. (1982): Tiefenseismische Untersuchungen auf einem Profil zwischen Ardennen und Hohem Meißner. – Jahrestag. dt. geophys. Ges., **42**: 96, 1 Abb.; Hannover.
- TOBIAS, W. (1981–82): Forschungsprojekt Untermain. – *Jber. Naturschutz u. Landschaftspflege*: 52–53; Wiesbaden.
- Die hessische Naturstein-Industrie im Jahre 1981. – *Natursteinindustrie*, (3): 27–29, 1 Tab.; Baden-Baden–Wesel–Offenbach a. M. 1982.
- Umweltbericht 1982 der Hessischen Landesregierung. – Wiesbaden: 156 S., 81 Abb., 32 Tab.; Wiesbaden 1982.

Nachtrag aus dem Jahre 1983

- AHRENDT, H., CLAUER, N., HUNZIKER, J. C., & WEBER, K. (1983): Migration of Folding and Metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge Deduced from K-Ar and Rb-Sr Age Determinations. – In: *Intracontinental Fold Belts* (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 323–338, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin – Heidelberg (Springer).

- BRUNHOF, W. (1983): Geomechanische Eigenschaften halbfester Tonsteine der Oberen Röt-Folge in der westlichen Kuppenrhön. – Diss., 204 S., 89 Abb.; Kiel.
- EDER, F. W., ENGEL, W., FRANKE, W., & SADLER, P. M. (1983): Devonian and Carboniferous Limestone-Turbidites of the Rheinisches Schiefergebirge and Their Tectonic Significance. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 93–124, 13 Abb., 2 Taf.; Berlin–Heidelberg (Springer).
- ENGEL, W., FLEHMIG, W., & FRANKE, W. (1983): The Mineral Composition of Rhenohercynian Flysch Sediments and Its Tectonic Significance. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 171–184, 3 Abb.; Berlin–Heidelberg (Springer).
- FRANKE, W. (1983): Flysch-Sedimentation: Its Relations to Tectonism in the European Variscides. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 289–321, 5 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- GROTE, C., WEBER, K., AHRENDT, H., & EDER, F. W. (1983): Nappe Tectonics in the Southeastern Part of the Rheinisches Schiefergebirge. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 267–287, 6 Abb.; Berlin–Heidelberg (Springer).
- & LANGENSTRASSEN, F. (1983): Palaeozoic Sedimentation in the Northern Branch of the Mid-European Variscides – Essay of an Interpretation. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 9–41, 10 Abb.; Berlin–Heidelberg (Springer).
- FLEHMIG, W. (1983): Mineral Composition of Pelitic Sediments in the Rhenohercynian Zone. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 257–265, 3 Abb., 3 Tab.; Berlin–Heidelberg (Springer).
- FRANKE, W., & WALLISER, O. H. (1983): „Pelagic“ Carbonates in the Variscan Belt – Their Sedimentary and Tectonic Environments. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 77–92, 1 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- FUHRMANN, U. (1983): K/Ar-Untersuchungen an neogenen Vulkaniten des Rheinischen Schildes. – Diss.; Heidelberg.
- GIESE, P., JÖDICKE, H., PRODEHL, C., & WEBER, K. (1983): The Crustal Structure of the Hercynian Mountain System – A Model for Crustal Thickening by Stacking. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 405–426, 16 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- KOENIGSWALD, W. v. (1983): Skelettfunde von *Kopidodon* (Condylarthra, Mammalia) aus dem mitteleozänen Ölschiefer von Messel bei Darmstadt. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **167** (1): 1–39, 23 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic Sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge East of the River Rhine. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 43–76, 8 Abb.; Berlin–Heidelberg (Springer).
- MUNDT, W., & NEVANLINNA, H. (1983): Possible Secular Variation Anomalies in Europe. – Gerlands Beitr. Geophysik, **92** (5): 421–427, 4 Abb.; Leipzig.
- MURATA, H., & WEBER, K. (1983): Experimental Study of Subfluence Tectonics in the Rheinische Schiefergebirge. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 339–354, 5 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- PAULY, E. (1983): Die Verfügbarkeit mineralischer Rohstoffe für den Straßenbau. – Schr.-R. Arbeitsgr. Mineralstoffe im Straßenbau, (3): 11–15; Bonn-Bad Godesberg (Kirschbaum).
- PAUS, H.-L. (1983): Methoden zur Bestimmung der Gebirgsdurchlässigkeit in klastischen Sedimentgesteinen des Rheinischen Schiefergebirges durch differenzierte Analysen von Wasser-Druck-Tests. – Diss.; Köln.
- PLASS, W. (1983): Zum Waldsterben in Westdeutschland. Molybdänmangel bei Sulfat- und zeitweisem Nitrat-Überangebot – Eine Hypothese. – Geoökodynamik, **4**: 19–38, 1 Tab.; Darmstadt.
- SADLER, P. M. (1983): Depositional Models for the Carboniferous Flysch of the Eastern Rheinisches Schiefergebirge. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 125–143, 8 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- SCHENK, D. (1983): Auswirkung der Verwitterung auf Festigkeit und Mikrogefüge überkonsolidierter Tonsteine der Oberen Röt-Folge (Rhön). – Diss., 121 S., 71 Abb.; Kiel.
- SCHULZ-DOBRICK, B., & WEDEPOHL, K. H. (1983): The Chemical Composition of Sedimentary Deposits in the Rhenohercynian Belt of Central Europe. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 211–229, 2 Abb., 7 Tab.; Berlin – Heidelberg (Springer).

- SOBOTH, E. (1983): Grundwassererkundung im Raum Frankenberg. – 10 S., 4 Abb.; Frankenberg (Stadtplanungsamt).
- STRAUSS, K. W. (1983): Geologie und Petrologie der Vulkanite des Hohensolms-Deckdiabas-Gebietes/Lahnmulde. – Clausthaler geol. Abh., **43**, 110 S., 34 Abb., 34 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- WEBER, K., & BEHR, H.-J. (1983): Geodynamic Interpretation of the Mid-European Variscides. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 427–469, 9 Abb., 1 Taf.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- WEDEPOHL, K. H., MEYER, K., & MUECKE G. K. (1983): Chemical Composition and Genetic Relations of Meta-Volcanic Rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN, H., & EDER, F. W.): 231–256, 7 Abb., 8 Tab.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- WILHELM, H., & SCHMUCKER, U. (1983): Regional Isostatic Model for Vertical Movements in the Shelf Area of the Rhenohercynian Geosyncline. – In: Intracontinental Fold Belts (Ed. MARTIN H., & EDER, F. W.): 355–363, 2 Abb.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil I, Hoch- und Oberrhein. Abflußjahr 1980. – 182 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- u. Abfallwirtsch.) 1983.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil III, Mittel- und Niederrhein mit Ijsselgebiet. Abflußjahr 1979. – 314 S., 1 Kt.; Düsseldorf (L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.) 1983.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil III, Mittel- und Niederrhein mit Ijsselgebiet. Abflußjahr 1980. – 314 S., 1 Kt.; Düsseldorf (L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh. Westf.) 1983.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet. Abflußjahr 1982. – 293 S., 1 Kt.; Hannover (L.-Stelle Gewässerkde.) 1983.

1984

- ALBERTI, G. K. B. (1984): Beitrag zur Dacryconarida-(Tentaculiten-)Chronologie des älteren Unter-Devons (Lochkovium und Pragianum). – Senckenbergiana lethaea, **65** (1/3): 27–49, 4 Tab., 3 Taf.; Frankfurt a. M. [Lahn-Mulde, Niederwalgern, Gilserberg]
- ALTEMÜLLER, H.-J., & POETSCH, T. (1984): Zur Mikromorphologie der Bodenbildung aus basaltischem Zersatzmaterial. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **39**: 61–66; Göttingen. [Aufschluß „Eiserne Hose“ bei Lich/Oberhessen]
- ANDERLE, H.-J. (1984): Postvaristische Bruchtektonik und Mineralisation im Taunus – Eine Übersicht. – Schr.-R. Ges. dt. Metallh. u. Bergleute, **41**: 201–217, 2 Abb.; Weinheim (Verlag Chemie).
- BARGON, E., THIEL, E., & WEIDNER, E. (1984): Ein zersetzter Basaltgang in Wiesbaden-Sonnenberg – seine geologische Stellung und bodenkundliche Bedeutung. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 199–217, 3 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- ARNOLD, F., HOLLMANN, J., KOEPEL, H.-W., & REINER, W. (1984): Karte der Landschaftsschutzgebiete in der Bundesrepublik Deutschland. – Natur u. Landschaft, **59** (7/8): 286–289, 2 Abb., 2 Tab.; Köln.
- BARGON, E. (1984): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1983 (1. 1.–31. 12. 1983). – Geol. Jb. Hessen, **112**: 325–338; Wiesbaden.
- (1984): mit Beitr. v. ASTHALTER, K., SCHRADER, L., & THIELICKE, G.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5819 Hanau, 117 S., 10 Tab., 10 Prof.; Wiesbaden.
- BAUMANN, L., LEEDER, O., & WEBER, W. (1984): Zur Metallogenie-Minerogenie des postvariszischen Tafelstadiums in Mitteleuropa. – Z. geol. Wiss., **12** (3), 279–303, 8 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- BECKEN-PLATEN, J. D., & PAULY, E. (1984): Rohstoffsicherung und Kategorisierung oberflächennaher Rohstoffe in den Ländern der Bundesrepublik Deutschland. – Geol. Jb., **A 75**: 525–531, 1 Tab.; Hannover.
- BECKER, R. E. (1984): Äolische Sande aus Südhessen und der libyschen Sahara im korngößenanalytischen und rasterelektronenmikroskopischen Vergleich. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 139–164, 42 Abb.; Wiesbaden.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P., & WEBER, K. (1984): The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. – Tectonophysics, **109**: 15–40, 8 Abb.; Amsterdam – Oxford – New York – Tokyo.

- BENDER, P., HÜHNER, G., KUPFAHL, H.-G., & VOUTTA, U. (1984): Ein Mitteldevon/Oberdevon-Profil bei Amönau auf Bl. 5018 Wetter (Hessen). (Conodonten-Biostratigraphie, Obere Givet- bis Obere Nehden-Stufe, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **112**: 31–65, 8 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BERG, D. E. (1984): Amphibien und Reptilien im „prä-aquitanen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **13**: 115; Mainz.
- BERNERH, H., & TOBIAS, W. (1984): Zur Kenntnis der Trophie- und Sauerstoff-Bedingungen im Unteren Main. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **70**: 5–33, 13 Abb.; Frankfurt a. M.
- BITSCHENE, P. R., & MERTZ, D. F. (1984): Ein neuer Tuffschlot und ein neuer Sandsteingang im Odenwaldkristallin südlich Erbach (Blatt 6318 Lindenfels). – Geol. Jb. Hessen, **112**: 127–137, 3 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BLUM, R., HORN, M., & KOSCHYK, K. (1984): Seismische Untersuchungen in der nördlichen Hessischen Senke. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 219–233, 7 Abb.; Wiesbaden.
- BÖHR, H.-J. (1984): Hessen. – Natur u. Landsch., **59** (5): 181–182; Köln.
- BOHN, U. (1984): Der Feuchte Schuppendorfnarn-Bergahormischwald (*Deschampsio cespitosae-Aceretum pseudoplantani*) und seine besonders schutzwürdigen Vorkommen im Hohen Westerwald. – Natur u. Landsch., **59** (7/8): 293–301, 4 Abb.; Köln.
- BOLSENKÖTTER, H., BUSSE, R., DIEDERICH, G., HÖLTING, B., HOHBERGER, K., REGENHARDT, H., SCHLOZ, W., VILLINGER, E., & WERNER, J. (1984): Hydrogeologische Kriterien bei der Bemessung von Wasserschutzgebieten für Grundwasserfassungen. – Geol. Jb., **C 36**: 3–34, 5 Abb., 6 Anl.; Hannover.
- BONJER, K.-P., GELBKE, C., GILG, B., ROULAND, D., MAYER-ROSA, D., & MASSINON, B. (1984): Seismicity and dynamics of the Upper Rhinegraben. – J. Geophys., **55**: 1–12, 13 Abb., 1 Tab.; Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo.
- BOY, J. A. (1984): Bestandsaufnahme der Teleosteer-Otolithen im „prä-aquitanen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **13**: 215–231, 2 Tab.; Mainz.
- BRINKMANN, W. L. F., & PLASS, W. (1984): The spatial distribution of heavy metals in the soils of the Steinbach basin – Rhine-Main area. – Recent Investigations in the Zone of Aeration, **1**: 57–68, 5 Abb., 7 Tab.; München (Proceedings of the International Symposium Oct. 1984).
- BROSCHKE, K.-U. (1984): Zur jungpleistozänen und holozänen Entwicklung des Werratal zwischen Hannoversch-Münden und Philippsthal (östl. Bad Hersfeld). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **34**: 105–129, 10 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- BRÜNING, U. (1984): Die ziegeltechnische Eignung bestimmter Schichtglieder des Unteren Buntsandsteins in Süd-Niedersachsen. – Z. dt. geol. Ges., **135**: 461–471, 8 Abb.; Hannover.
- ENSLING, J., GÜTLICH, P., & SEMMEL, A. (1984): Datierungsversuche an hessischen Lößprofilen mit Hilfe der Mößbauer-Spektroskopie. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 67–76, 5 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- ERNSTBERGER, H., & SOKOLLEK, V. (1984): Über Wirkungen von Dränen auf den Gebietswasserhaushalt. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **40**: 63–68, 1 Abb., 2 Tab.; Göttingen. [Beispiele aus Nordhessen]
- FEY, B. (1984): Revision der Art *Archegonus (Waribole) granulifer* (Trilobita; Unter-Karbon). – Geologica et Palaeontologica, **18**: 59–64, 7 Abb., 1 Taf.; Marburg. [Liebstein bei Erdbach (Dill-Mulde)].
- FICKEL, W. (1984): mit Beitr. v. ASTHALTER, K.: Erläuterung zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 6118 Darmstadt Ost, 107 S.; Wiesbaden.
- FLICK, H., & STRUVE, W. (1984): *Chotecops sollei* und *Chotecops ferdinandi* aus devonischen Schiefen des Rheinischen Gebirges. – Senckenbergiana lethaea, **65** (1/3): 137–163, 1 Abb., 4 Taf.; Frankfurt a. M.
- FÖRSTEL, H., & HÜTZEN, H. (1984): Variation des Verhältnisses der stabilen Sauerstoff-Isotope im Grundwasser der Bundesrepublik Deutschland. – Gas- und Wasserf., **125** (1): 21–25, 3 Abb., 5 Tab.; München.
- FRANZEN, J. L. (1984): Spuren des Lebens im Magen der Fossilien. 50 Millionen Jahre alte Funde in der Grube Messel. – Forschung, Mitt. DFG, (1): 6–9, 9 Abb.; Weinheim (Verl. Chemie).
- FRIEDRICH, G., DIEDEL, R., SCHMIDT, F. P., & SCHUMACHER, C. (1984): Untersuchungen an Cu-As-Sulfiden und Arseniden des basalen Zechsteins der Gebiete Spessart/Rhön und Richelsdorf. – Fortschr. Mineral., **62** (Beih. 1): 63–65; Stuttgart.

- GREINERT, U., HELD, M., & HERDT, H. (1984): Geoökologische Auswirkungen des Kleinreliefs im Hessischen Ried im Bereich der Neckaraltläufe bei Zwingenberg a. d. Bergstraße. – In: Beiträge zur Geographie des Rhein-Main-Gebietes. – Rhein-Main. Forsch., **99**: 7–66, 16 Abb.; Frankfurt a. M.
- HABERMANN, H. (1984): Mainstaustufe Krotzenburg. – Wasserwirtsch., **74** (10): 495–496, 3 Abb.; Stuttgart.
- HANEMANN, K. D., MILITZER, H., & RÖSLER, R. (1984): Untertägige Schweremessungen zur Erkundung spezieller geologischer Strukturen im Kalibergbau der DDR. – Z. geol. Wiss., **12** (3): 363–373, 12 Abb.; Berlin.
- HARTMANN, G., & WEDEPOHL, K. H. (1984): Ausgewählte Spurenelemente in Peridotit-Xenolithen mit unterschiedlicher metasomatischer Überprägung aus Basalten der Hessischen Senke. – Fortschr. Mineral., **62** (Beih. 1): 82–84, 1 Tab.; Stuttgart.
- HENNINGSSEN, D. (1984): Der Übergang von den Kulm-Grauwacken zu den Oberkarbon-Sandsteinen im NE des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **135**: 551–556, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HERZBERG, A. (1984): Hessisches Geologisches Schrifttum 1982 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1981. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 313–324; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1984): Die Wege zur modernen Grundwassererkundung. – Gas- u. Wasserf., **125** (6): 1 Tab.; München.
- HOFFMANN, J., & KRZYZANOWSKI, J. (1984): Laacher-Bimstuff-Vorkommen im Bereich des ehemaligen Neckarlaus bei Zwingenberg (Bergstraße). – Geol. Jb. Hessen, **112**: 77–81, 2 Abb.; Wiesbaden.
- HOLZAPFEL, H.-W., & MALZAHN, E. (1984): Die Fischreste der küstennahen Sedimente des unteren Zechstein 1 Westsdeutschlands. – Geologica et Palaeontologica, **18**: 81–99, 12 Abb., 4 Taf.; Marburg.
- HÜHNER, G. (1984): Bohrprobenlager Villmar-Aumenu. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 339; Wiesbaden.
- IMHOFF, K. R. (1984): Zur Entwicklung der Abwasserreinigung und des Gewässerschutzes in der Bundesrepublik Deutschland. – Gas- u. Wasserf., **125** (6): 216–221, 4 Abb., 4 Tab.; München.
- JANSSEN, R. (1984): Eine *Zeidora*-Art aus dem Oligozän des Mainzer Beckens (Prosobranchia: Fissurellidae). – Arch. Molluskenkde., **115** (1/3): 119–123, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- KADOLSKY, D. (1984): Zur Taxonomie, Nomenklatur und stratigraphischen Bedeutung einiger Mollusken der Inflaten-Schichten und höchsten Cerithienschichten (Tertiär, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **13**: 195–203, 6 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- KIRNBAUER, T. (1984): Der Eisen- und Manganerzbergbau bei Ober-Rosbach, Hessen. – Magma, (2): 31–42, Abb.; Bochum (Bode).
- (1984): Der Quarzgang und das Eisen- und Manganerz-Vorkommen von Griedel/Wetterau. Ein Beitrag zum Alter der Pseudomorphosenquarz-Gänge des Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 179–198, 9 Abb.; Wiesbaden.
- KLINGER, R., & KOENIGSWALD, W. v. (1984): Insektenfraßspuren in letztinterglazialen Hölzern aus Sanden und Kiesen der nördlichen Oberrheinebene. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **34**: 131–153, 14 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KOENIGSWALD, W. v., & MICHAELIS, W. (1984): Fossilagerstätte Messel – Literaturübersicht der Forschungsergebnisse aus den Jahren 1980–1983. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 5–26, 12 Abb.; Wiesbaden.
- KOLESCH, H., & HARRACH, T. (1984): Der Einfluß geringer Grundwasserflurabstände auf die Durchwurzelung und Ertragsbildung bei Getreide auf Lößböden der Wetterau. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **40**: 87–90; Göttingen.
- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A.-K., & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**: 3–223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- LEEDER, O., & WEBER, W. (1984): Arkogene und minerogenetische zyklische Prozesse im nachvariszischen Europa. – Z. geol. Wiss., **12** (1): 65–82, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- LEHMANN, L. (1984): Zur Kenntnis der Ursachen der Waldschäden 1976 im Schwanheimer Wald (Stadtwald Frankfurt a. M.). – Geol. Jb. Hessen, **112**: 289–312, 3 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.

- LELEK, A., PELZ, R., & POPAKDEE, T. (1984): Sukzessive Wiederbesiedlung des Mains unterhalb der Stadt Frankfurt mit Fischen. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **70**: 129–145, 7 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- MADER, D. (1984): Stratigraphische, paläogeographische und palökologische Signifikanz der Fossilien im mitteleuropäischen Buntsandstein. Ein Literaturbericht. – Zbl. Geol. Paläont., T. I, **1983** (9/10): 1165–1217, 1 Abb., 10 Tab.; Stuttgart.
- MAGIN, N. (1984): Die Vegetation des Meßtischblattes Oppenheim 6116. – Mainzer naturwiss. Arch., **22**: 51–96, 4 Abb.; Mainz.
- MALZAHN, E. (1984): Ein fossilführender Koproolith aus dem hessischen Kupferschiefer. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 27–29, 1 Abb.; Wiesbaden.
- MARTINI, E. (1984): Eine neue *Mugil*-Art (Pisces) aus den Hydrobien-Schichten des Mainzer Beckens (Miozän). – Senckenbergiana lethaea, **65** (1/3): 225–230, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- MAZZARINO, M. J., & FÖLSTER, H. (1984): Freisetzung und Verteilung von Al- und Si-Oxiden in mitteldeutschen Löß-Böden unter Wald. – Catena, **11** (1): 27–38, 6 Abb.; Cremlingen-Destedt. [Nordhessen]
- MENGEL, K., KRAMM, U., WEDEPOHL, K. H., & GOHN, E. (1984): Sr isotopes in peridotite xenoliths and their basaltic host rocks from the northern Hessian Depression (NW Germany). – Contrib. Mineral. Petrol., **87**: 369–375, 2 Abb., 4 Tab.; Berlin–Heidelberg.
- MIRSCHENZ, J., & BRÜCK, B. (1984): Die neue Main-Staustufe Krotzenburg. – Wasserwirtsch., **74** (4): 203–210, 6 Abb.; Stuttgart.
- MORALES, M., & KAMPHAUSEN, D. (1984): *Odenwaldia heidelbergensis* a new Benthosuchid Stegocephalian from the Middle Buntsandstein of the Odenwald, Germany. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1984**: 673–683, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- NEUFFER, F. O. (1984): Bestandsaufnahme der Bivalven des „prä-aquitane“ Tertiärs im Mainzer Becken. – Mainzer geowiss. Mitt., **13**: 157–193, 1 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- OBENAUER, K. (1984): Zur Petrographie der Waldecker Carneole. – Aufschluß, **35** (11): 383–389, 3 Abb.; Heidelberg.
- ONCKEN, O. (1984): Zusammenhänge in der Strukturgenese des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Rdsch., **73** (2): 619–649, 10 Abb.; Stuttgart.
- PISKE, J., & SCHRETZENMAYR, S. (1984): Sedimentationszyklen im Staßfurtkarbonat und ihre Modifikation durch azyklische Vorgänge. – Z. geol. Wiss., **12** (1): 83–100, 7 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- QUADFLIEG, A., & SCHRAFT, A. (1984): Kalkaggressive Kohlensäure in Grundwässern aus dem Buntsandstein Ost Hessens. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 263–288, 24 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- REICH, H. † (1984): mit Beitr. v. BARTH, W., BLUM, R., HÖLTING, B., HORN, M., KARSCHNY, A., & REICHMANN, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 4917 Battenberg (Eder), 2., erg. Aufl., 70 S., 4 Abb., 8 Tab.; Wiesbaden.
- REICHMANN, H. (1984): Die Erforschungsgeschichte des Eiszeitalters. – Jb. Nassau. Ver. Naturkunde., **107**: 53–72, 1 Tab.; Wiesbaden.
- REIMANN, M. (1984): Die unterschiedliche Vergipsungsbereitschaft permischer und triadischer Sulfatvorkommen – dargestellt an ausgewählten Beispielen mit neuen Hinweisen auf die Lagerstättenprospektion. – Z. dt. geol. Ges., **135**: 437–460, 10 Abb., 2 Taf.; Hannover. [Konnefeld/Fulda]
- SCHADE, H. (1984): Bergbauliche Lagerstätten im Bereich des Blattes 4925 Sontra. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 165–178, 2 Abb.; Wiesbaden.
- SCHÄFER, P. (1984): Zur Feinstratigraphie, Mikropaläontologie und Paläoökologie der *Corbicula*-Schichten in Rheinhessen (Untermiozän, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **13**: 117–156, 7 Abb., 4 Tab.; Mainz.
- SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Diss., **3**, 206 S., 43 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Braunschweig.
- SCHICK, M. (1984): Fehlheim und das Ried. – Darmstädter geogr. Studien, **4**, 255 S., 9 Abb., 2 Tab.; Darmstadt.
- SCHMIDT, G. (1984): S-Bahn-Tunnel Frankfurt in offener Bauweise mit Einschwimmen von Tunnelteilen im Main – Bauausführung. – Wasser u. Boden, **36** (8): 372–380, 6 Abb.; Hamburg–Berlin.
- SCHNELLBÄCHER, K. (1984): Eine Titan-Mineralien Paragenese aus dem nördlichen Odenwald. – Aufschluß, **35** (5): 157–160; Heidelberg.

- SCHNORRER-KÖHLER, G. (1984): Die Minerale des Richelsdorfer Gebirges. – Aufschluß, **35** (1): 7–20, 7 Abb., (2): 37–62, 20 Abb., (3): 93–109, 24 Abb., (4): 119–136, 17 Abb.; Heidelberg.
- SCHRAFFT, A. (1984): Quantitative Wasserhaushaltsbetrachtungen im Einzugsgebiet der Elz (SE-Odenwald/Bauland). – Geol. Abh. Hessen, **85**, 60 S., 13 Abb., 13 Tab.; Wiesbaden.
- & RAMBOW, D. (1984): Vergleichende Untersuchungen zur Gebirgsdurchlässigkeit im Buntsandstein Ost Hessens. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 235–261, 18 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- SCHRÖDER, W., & THEUNE, C. (1984): Feststoffabtrag und Stauraumverlandung in Mitteleuropa. – Wasserwirtsch., **74** (7/8): 374–379, 2 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- SCHULTZ, E. W. (1984): Tiefbautechnische Probleme bei der Mainuntertunnelung für die S-Bahn Rhein-Main in Frankfurt. – Wasser u. Boden, **36** (8): 366–372, 12 Abb.; Hamburg – Berlin.
- SCHUMACHER, C., SCHMIDT, F. P., & FRIEDRICH, G. (1984): Beitrag zur Paläogeographie, Geochemie und Mineralogie des basalen Zechsteins der Spessart-Rhön-Schwelle. – Fortschr. Mineral., **62** (Beih. 1): 224–227, 3 Abb.; Stuttgart.
- KAIKIES, E., & SCHMIDT, F.-P. (1984): Der basale Zechstein der Spessart-Rhön-Schwelle. – Z. dt. geol. Ges., **135**: 563–571, 3 Abb., Hannover.
- SCHWARZ, J. (1984): Bestandsaufnahme der Charophyten im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **13**: 205–213, 1 Tab.; Mainz.
- SCHWEISS, D. (1984): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereiches Perm/Trias am südwestdeutschen Beckenrand. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 81–126, 25 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- SCHWICHTENBERG, A., & KLINGENHÖFER, H. (1984): Wasserwirtschaftliche Auswertung von 130jährigen Niederschlagsreihen im unteren Rheingebiet. – Wasser u. Boden, **36** (1): 31–34, 5 Taf.; Hamburg–Berlin.
- SIEBER, N., HOFMEISTER, W., TILLMANN, E., & ABRAHAM, K. (1984): Neue Mineraldaten für Kupferphosphate und -arsenate von Reichenbach/Odw. – Fortschr. Mineral., **62** (Beih. 1): 231–233; Stuttgart.
- SOBOTH, E. (1984): Natur- und kulturgeschichtliche Bodendenkmale im Stadtbereich Frankenberg. – 36 S., Abb.; Frankenberg (Stadtplanungsamt).
- SOKOLLEK, V., & WULFF, K. (1984): Entwicklung einer Erosions-Gefahrenstufenkarte für ein Flurbereinigungsgebiet in Osthessen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **39**: 157–162, 2 Abb., 1 Tab.; Göttingen.
- (1984): Oberflächenabfluß und Bodenerosion in einem hessischen Buntsandsteingebiet – mögliche kulturtechnische und ackerbauliche Schutzmaßnahmen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **40**: 113–118, 2 Abb., 1 Tab.; Göttingen.
- SONNENBURG, R. (1984): Simultanteichkläranlage in Gilserberg-Sebbeterode (Schwalm-Eder-Kreis). – Wasser u. Boden, **36** (11): 546–549, 1 Abb., 1 Tab.; Hamburg – Berlin.
- STEINRÜCKEN, U., & HARRACH, T. (1984): Artenvielfalt von Unkrautgesellschaften in Abhängigkeit vom Feuchtegrad des Standortes und der Bewirtschaftungsintensität. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **40**: 125–128; Göttingen. [Kirchvers]
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1984): Die geologischen Verhältnisse im Gebiet von Eisenbach. – In: 750 Jahre Eisenbach, Gemeinde Selters (Taunus): 6–9, 1 Abb., 1 Tab.; Meinerzhagen (Meinerzhagener Druck- und Verlagshaus W. Kämper GmbH & Co. KG).
- (1984): Die eisenhaltigen Kohlendäuerlinge von Bad Schwalbach. – In: Bad Schwalbach, 400 Jahre Heilbad (Kulturvereinigung Bad Schwalbach e. V.): 10–14, 2 Abb., 3 Tab.; Eltville (Georg Aug. Walter's Druckerei GmbH).
- STIBANE, F. R., DÖRR, W., & MICHEL, H. (1984): Zur stratigraphischen Stellung der Gießener Grauwacke (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., **Mh.**, **1984**: 173–178, 2 Abb.; Stuttgart.
- SÜSS, H., & MÜLLER-STOLL, W. R. (1984): *Fagoxylon francofurtense* (MADLER comb. nov. aus der pliozänen Klärbeckenflora von Frankfurt am Main. – Z. geol. Wiss., **12** (5): 641–647, 2 Taf.; Berlin.
- SÜSSMANN, W. (1984): Wasserqualität von Quell- und Dränwässern im Waldecker Buntsandsteingebiet. – Catena, **11** (2/3): 239–249, 4 Abb., 2 Tab.; Cremlingen-Destedt.
- (1984): Verminderung der Phosphor-Belastung eines Baches durch simultane Phosphor-Eliminierung in einer Oxidationsgraben-Kläranlage. – Wasser u. Boden, **36** (5): 202–206, 2 Abb., 1 Tab.; Hamburg – Berlin. [Klingenbach bei Waldeck-Sachsenhausen]

- TOBIAS, W. (1984): Der Erlenbach im Taunus. Ein Modellbeispiel für den Konflikt zwischen zivilisatorischem Nutzungsanspruch und ökologischer Erhaltung. – *Natur u. Mus.*, **114** (10): 286–303, 13 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- & BERNERTH, H. (1984): Quantitative und qualitative Aspekte der Schwebfracht und Sedimentbelastung des Untermainns. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **70**: 35–128, 43 Abb., 6 Tab.; Frankfurt a. M.
- TOUSSAINT, B. (1984): Die wichtigsten Ergebnisse eines Projektes zur künstlichen Grundwasseranreicherung mit weitergehend behandeltem Abwasser im Langener Stadtwald (Untermainregion). – *Dt. gewässerkd. Mitt.*, **28** (4): 107–117, 12 Abb.; Koblenz.
- TURK, P.-G., LOHSE, H.-H., SCHÜRMANN, K., FUHRMANN, U., & LIPPOLT, H. J. (1984): Petrographische und Kalium-Argon-Untersuchungen an basischen tertiären Vulkaniten zwischen Westerwald und Vogelsberg. – *Geol. Rdsch.*, **73** (2): 599–617, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- VÁVRA, N. (1984): Bryozoen im „prä-aquitänen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **13**: 233–236; Mainz.
- WINTER, J. (1984): Identifizierung von Keratophyr-Horizonten durch Tracht und Habitus ihrer Zirkone (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – *Z. dt. geol. Ges.*, **135**: 501–527, 6 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- WINTER, K.-P. (1984): Ergebnisse luftbildgeologischer Untersuchungen im Bereich des Rheingaus und der nördlichen Abschnitte des Rheinhesischen Plateaus. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, NF, **66**: 187–200, 3 Abb.; Stuttgart.
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogos (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). – *Berliner geowiss. Abh.*, RA, **54**, 104 S., 39 Abb., 2 Tab., 9 Taf.; Berlin.
- ZUCCA, J. J. (1984): The crustal structure of the southern Rhinegraben from re-interpretation of seismic refraction data. – *J. Geophys.*, **55**: 13–22, 12 Abb.; Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil I, Hoch- und Oberrhein. Abflußjahr 1981. – 180 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- u. Abfallwirtsch.) 1984.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil I, Hoch- und Oberrhein. Abflußjahr 1982. – 180 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- u. Abfallwirtsch.) 1984.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil II, Main (mit einem Anhang Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1980. – 154 S., 1 Kt.; München (Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch.) 1984.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil II, Main (mit einem Anhang Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1981. – 166 S., 1 Kt.; München (Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch.) 1984.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil III, Mittel- und Niederrhein mit Ijsselgebiet. Abflußjahr 1981. – 316 S., 1 Kt.; Düsseldorf (L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.) 1984.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil III, Mittel- und Niederrhein mit Ijsselgebiet. Abflußjahr 1982. – 314 S., 1 Kt.; Düsseldorf (L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.) 1984.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet. Abflußjahr 1983. – 294 S., 1 Kt.; Hildesheim (Niedersächs. L.-Amt Wasserwirtsch.) 1984.
- Grube Fortuna hat Fortune. – *Magma*, (2): 2; Bochum (Bode) 1984.
- Hessen. Jahresbericht der Wasserwirtschaft, Haushaltsjahr 1983. – *Wasser u. Boden*, **36** (6/7): 309–310, 3 Abb.; Hamburg – Berlin 1984.
- Neubaustrecke Hannover–Würzburg. Der Landrückentunnel. Vortrieb, Ausbau, Ausstattung und Kosten. – Bundesbahndirektion Nürnberg, Projektgruppe H/W Süd der Bahnbauzentrale (Hrsg.), 50 S., Abb., Tab., Kt.; Nürnberg 1984.
- Wasserbilanz Rhein-Main. – *Wasserwirtsch.*, **74** (9): 449–450; Stuttgart 1984.

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1985 (1. 1.–31. 12. 1985)

Am 13. Dezember 1985 ist das Hessische Landesamt für Bodenforschung aus dem Ressort des Hessischen Ministers für Wirtschaft und Technik ausgeschieden und dem Hessischen Minister für Umwelt und Energie nach Neueinrichtung dieses Geschäftsbereiches zugeordnet worden. Inwieweit damit auch eine Veränderung von Aufgabenschwerpunkten verbunden sein wird, ist noch offen.

I. Geologische Landesaufnahme

I 1. Geologische Kartierung

Geologische Karte 1:25 000

Herausgegeben wurde das Blatt 5018 Wetter (Hessen) mit Erläuterungen. Damit verbleiben in Hessen noch 13 unveröffentlichte Blätter. – Von den unten aufgeführten Blättern liegt folgender Bearbeitungsstand vor:

Bl. 4819 Fürstenberg	Feldaufnahme
Bl. 4923 Altmorschen	Beginn der Feldaufnahme
Bl. 4925 Sontra	Druckvorbereitung
Bl. 5023 Ludwigseck	Feldaufnahme abgeschlossen, Veröffentlichung zurückgestellt bis nach Abschluß der Aufschlußarbeiten für die DB -Neubaustrecke
Bl. 5320 Burg-Gemünden	Druckvorbereitung
Bl. 5321 Storndorf	Beginn der Feldarbeiten
Bl. 5425 Kleinsassen	Feldaufnahme
Bl. 5522 Freiensteinau	Beginn der Feldaufnahme
Bl. 5619 Staden	Feldaufnahme
Bl. 5621 Wenings	Feldaufnahme
Bl. 5715 Idstein	Feldaufnahme
Bl. 5817 Frankfurt a. M. West	Feldaufnahme
Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost	Feldaufnahme

Die Kartierarbeiten blieben auch im Berichtsjahr durch den Einsatz von Mitarbeitern für objektbezogene Arbeiten, insbesondere für den Verfolg von Kupferschieferbohrungen, für eine Zechstein-Untersuchungsbohrung bei Borken sowie für DB-Neubaustrecken, eingeschränkt. Die Ergebnisse des Bundesbohrprogramms, Unterprojekt Kupferschiefer, wurden in folgender Arbeit veröffentlicht: KULICK et al. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**; Hannover. Zahlreiche weitere Bohrungen zur Erkundung des Kupferschiefers

wurden von Firmen niedergebracht und von Mitarbeitern des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung geologisch bearbeitet. Für diese Bohrungen liegen jedoch noch keine Veröffentlichungsgenehmigungen vor.

Erheblichen Arbeitsaufwand erforderte die Überarbeitung der Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1:300 000 für eine geplante Neuauflage sowie der Entwurf für die Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Bl. CC 5518 Fulda, die von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, herausgegeben werden wird.

Die Mitarbeit in der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften wurde fortgesetzt, ebenso wie die Zusammenarbeit mit einzelnen Hochschulinstituten bei der Betreuung für Diplombkartierungen. Die im Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung eingelagerten Bohrproben wurden in erfreulichem Umfang von Hochschulinstituten für Spezialuntersuchungen in Anspruch genommen.

Biostratigraphie, Paläontologie

Aus Bohrungen, wichtigen Aufschlüssen und im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurden Gesteinsproben entnommen, um mit Hilfe der darin enthaltenen Fossilien das Alter der Schichten und deren Lagerungsverhältnisse zu klären. Das im Berichtsjahr aufgesammelte und größtenteils bearbeitete Probenmaterial stammt aus folgenden Gesteinsschichten und Blattgebieten:

5 Kalksteinproben aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinsfolgen der Bl. 5018 Wetter (Hessen), 5216 Oberscheld, 5623 Schlüchtern, 5715 Idstein;
618 Sand-, Mergel- und Tonproben aus känozoischen Gesteinsfolgen (Tertiär) der Bl. 4522 Hofgeismar, 4623 Kassel Ost, 4723 Oberkaufungen, 4724 Großalmerode, 5123 Niederaula, 5223 Queck, 5321 Stordorf, 5425 Kleinsassen, 5523 Neuhof, 5623 Schlüchtern, 5718 Ilbenstadt, 5816 Königstein i. Ts., 5817 Frankfurt a. M. West, 5818 Frankfurt a. M. Ost, 5914 Eltville a. Rhein, 5915 Wiesbaden, 5916 Hochheim a. Main, 5918 Neu-Isenburg.

Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1985 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Geologisches Jahrbuch Hessen:

Band 113, 342 S., 76 Abb., 50 Tab., 8 Taf., 1 Bild

Geologische Abhandlungen Hessen:

Band 86, 36 S., 11 Abb., 11 Taf.

Band 87, 51 S., 2 Abb., 3 Tab., 3 Kt.

Geologische Karte von Hessen 1:25 000:

Bl. 5018 Wetter (Hessen) und Erläuterungen, 147 S., 20 Abb., 20 Tab., 1 Beibl.

Bodenkarte von Hessen 1:25 000:

Bl. 6117 Darmstadt West und Erläuterungen, 60 S.

Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000:

Bl. Johannisberg/Geisenheim-Ost

Bl. Frauenstein/Oberwalluf

Karte der Mineral- und Heilwasservorkommen in Hessen 1:300 000 und Erläuterungen, 37 S., 1 Abb., 1 Tab.

Bibliothek

Der Zuwachs im Jahre 1985 betrug 1 515 Bände, 101 Sonderdrucke und 404 Karten, insgesamt 2 020 Einheiten.

Anzahl der Tauschpartner: 412

Ausgeliehen wurden im Berichtsjahr 2 185 Bände und 351 Karten.

Vertriebsstelle

Vom 1. Januar bis 31. Dezember 1985 wurden verkauft:

1 021 Geologische Karten 1:25 000	1 051 Übersichtskarten
308 Bodenkarten 1:25 000	1 013 sonstige Veröffentlichungen (davon 347 Sonderdrucke)

I 2. Bodenkunde

Bodenkarte 1:25 000

Das Bl. 6117 Darmstadt West mit Erläuterungen wurde herausgegeben. Die Blätter 5417 Wetzlar und 5918 Neu-Isenburg befinden sich in Druckvorbereitung.

Die Vorarbeiten zur beabsichtigten Veröffentlichung der im Rahmen der Projektkartierung „Hessisches Ried“ bearbeiteten Flächen als Karte 1:50 000 konnten nicht weitergeführt werden, zugleich verzögerte sich die Kartierung der nicht zum Hessischen Ried gehörenden Flächenanteile der Karten 1:25 000, da andere Projekte mit hoher Priorität durchgeführt werden mußten.

Es handelt sich dabei um folgende Arbeiten:

- Forschungs- und Entwicklungsvorhaben „Zur Kennzeichnung der Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen unter Berücksichtigung von Grundgehalt, geogener und pedogener Anreicherung sowie anthropogener Zusatzbelastung“. Das vom Umweltbundesamt geförderte Forschungsvorhaben wird vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung unter Mitwirkung weiterer Geologischer Landesämter durchgeführt.
- Gutachten über „Schwermetallbelastung der Böden in der Umgebung der Accumulatorenfabrik Sonnenschein GmbH in Büdingen“, über „Schwermetallbelastung der Böden in der Umgebung der Mareg Accumulatoren GmbH, Idstein“ und „Schwermetallbelastung der Böden in der Umgebung des Werkes Kassel der Accumulatorenfabriken Wilhelm Hagen AG“.
- Mitarbeit in der Arbeitsgruppe „Hydrogeologie/Landwirtschaft“, die das Ziel verfolgt, die Nitratbelastung von Grundwasser in landwirtschaftlich genutzten Trinkwasserschutzgebieten durch Düngeberatung zu senken.
- Untersuchung der Schwermetallbelastung von Böden im Untermaingebiet als Beitrag zum Luftreinhalteplan Untermain.
- Mitarbeit in der Arbeitsgruppe Bodenschutz der Hessischen Landesregierung.
- Bodenkundliche Kartierung und Charakterisierung forstlicher Weiserflächen im Rahmen des Untersuchungsprogramms „Waldbelastungen durch Immissionen“ der Hessischen Landesforstverwaltung.

Von der Weinbaustandortkarte Rheingau 1:5 000 wurden die Blätter Johannisberg/Geisenheim-Ost und Frauenstein/Oberwalluf herausgegeben.

Die Boden- und Grundwasserverhältnisse von insgesamt 40 Friedhöfen sowie Friedhofserweiterungen und -neuanlagen wurden begutachtet.

Im Rahmen der Anhörung von Trägern öffentlicher Belange bei Raumordnungs-, Flächennutzungs- und Bebauungsplänen sowie Naturschutzgebieten erfolgten 964 schriftliche Stellungnahmen bei insgesamt 1785 bearbeiteten Vorgängen.

Das bodenphysikalische Labor bestimmte an 115 Bodenproben Kennwerte des Bodenwasser- und Bodenluftgehaltes.

I 3. Luftbildgeologie und Geophysik

Luftbildgeologie

Die kleinmaßstäbigen Gefügebrauwertungen aus dem Satellitenbild zur Darstellung des tektonischen Trenngefüges im Maßstab 1:100 000 wurden fortgesetzt. Nach Bearbeitung von nordhessischen Gebieten, von solchen im Rhein-Main-Gebiet, im Vogelsberg und in der Rhön wurden nun Ausschnitte des Westerwaldes und des Dillgebietes angefügt. Anlaß hierfür gaben die großmaßstäbigen gefügetektonischen Luftbildkartierungen der Umgebung von Ganglagerstätten, um deren großtektonische Situation kennenzulernen. Die Untersuchungsreihe ist mit den Cu-, Pb- und Fe-Lagerstätten der Gruben „Schlossershaag“ (Bl. 5716 Oberreifenberg), „Gottesgabe“ (Bl. 5116 Eibelshausen), „Aurora“ (Bl. 5215 Dillenburg und Bl. 5115 Ewersbach) sowie „Georg“ (Bl. 5411 Dierdorf) begonnen worden. Die bruchtektonische Luftbildauswertung zur Unterstützung der Geologischen Landesaufnahme fand auf den Bl. 5818 Frankfurt am Main Ost und 5817 Frankfurt am Main West ihren Fortgang.

Vergleichsarbeiten zwischen den gefügetektonischen Prognosen für die Tunneltrassen der DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg in der Planungsphase und den gefügetektonischen Messungen beim Tunnelvortrieb erstreckten sich auf Sulzhof-Tunnel, Wildsberg-Tunnel, Sengeberg-Tunnel und Kirchheim-Tunnel.

Fertiggestellt wurde der Abschlußbericht für das Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Fernerkundung: Physikalische und methodische Grundlagen für die Auswertung von Fernerkundungsdaten“. Als geotektonischer Teil des von der DFG geförderten Forschungsvorhabens ist im HLB die Erkennung und Erfassung der tektonischen Trennflächen in der festen Erdkruste bearbeitet worden. Einen besonderen Schwerpunkt bildete die Erkundung der Ursachen und der Gesetzmäßigkeiten in der zeitlichen Varianz der Abbildungsgüte (und -häufigkeit) auf der Basis der ausführlichen Beschreibung der in Mitteleuropa auftretenden Gefügespurtypen. Auch die tektonischen Zusammenhänge in Bezug auf Herkunft und Zuordnung zu größeren tektonischen Einheiten sind Bestandteil der Forschungsergebnisse.

Geophysik

Auf den Bl. 4819 Fürstenberg, 5023 Ludwigseck, 5425 Kleinsassen, 5521 Gedern und 5715 Idstein fanden geoelektrische, magnetische und flachseismische Untersuchungen zur Unterstützung der Geologischen Landesaufnahme statt. Geoelektrische Messungen wurden ferner bei der Festlegung der Korrosionsgefährdung unterirdischer Tanklager eingesetzt.

Die Arbeiten im Rahmen der tiefenseismischen Profile DEKORP-II-S und DEKORP-II-N sind weiter verfolgt und unterstützt worden. Für den Bereich der Wetterau wurden die Ersteinatzdaten von DEKORP-II-S refraktionsseismisch ausgewertet. Die Arbeiten an der Karte der magnetischen Vertikalintensität 1:300 000 in Hessen wurden abgeschlossen.

Prospektionsprojekte der Industrie wurden verfolgt und auf ihre Bedeutung für die Erforschung der Geologie Hessens überprüft.

In 57 Bohrungen sind für amtliche Belange Gamma-Logs aufgezeichnet worden.

II. Rohstoffgeologie und Ingenieurgeologie

II 1. Mineralische Rohstoffe

Im Rahmen des seit 1974 laufenden „Programms zur Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden in Hessen“ wurden im Jahre 1985 insgesamt 10 Bohrungen mit 506,30 m und Gesamtkosten von 149 940,89 DM abgeteuft. Sie dienten der Untersuchung der Weißblauen Tonserie, u. a. im Hinblick auf eine mögliche kombinierte Nutzung mit Braunkohlenabbau sowie von Röttonen auf ihre Verwertbarkeit.

Für die Lagerstätten-Kartierung Hessen i. M. 1:25 000 (LK 25) wurden im Jahre 1985 11 Blätter aufgenommen [4725 Bad Sooden-Allendorf, 4922 Homberg (Efze), 4923 Altmorschen, 4926 Herleshausen, 4927 Creuzburg, 5424 Fulda, 5425 Kleinsassen, 5426 Hilders, 5523 Neuhof, 5524 Weiher und 5525 Gersfeld (Rhön)].

Von der Rohstoffkarte Hessen 1:50 000 (RK 50) ist Bl. L 5514 Weilburg ausgeliefert worden. Die Druckunterlagen wurden für die folgenden Blätter fertiggestellt: L 5516 Wetzlar, L 5518 Gießen, L 5714 Limburg a. d. Lahn, L 5716 Bad Homburg v. d. Höhe und L 5914 Wiesbaden.

Für die Rohstoffsicherung und Landesplanung wurden Stellungnahmen zu den Offenlegungsentwürfen 1985 der Fortschreibung der Regionalen Raumordnungspläne für die Regionen Nordhessen, Mittelhessen und Südhessen abgegeben, ebenso zur Biotopkartierung Hessen und zur „Planungskarte Naturschutz“ 1:50 000. Gutachten wurden bearbeitet zur Landschaftsplanung Wetter, zur Rekultivierung der Kiesgrube Landschaft Weilbach und zur Kies-Verladung der Deutschen Bundesbahn/Stadtverwaltung Fulda.

Im Rahmen der Landesplanung sind insgesamt 1 300 Objekte bearbeitet worden (Abweichungs-, Raumordnungs-Verfahren usw.). – An 53 Erörterungsterminen wurde teilgenommen, 62 Befahrungen von Abbauen fanden statt.

3 Stellungnahmen wurden abgegeben zu Anträgen auf Förderung der Exploration der Steine und Erden beim Bundesminister für Wirtschaft in Bonn sowie 1 Stellungnahme für die Bewertung eines auf Dachschiefer verliehenen Bergwerksfeldes. Im Rahmen von Zulegungsverfahren von rohstoffführenden Grundstücken wurden 4 Ortstermine wahrgenommen und 1 Stellungnahme mit Wertfestsetzung abgegeben. 3 Stellungnahmen wurden erstattet für Anträge auf Erlaubnis zur Aufsuchung von Bodenschätzen nach § 7 des BBergG.

Im Zuge der vorgesehenen kombinierten Exploration von Erzen und Industriemineralen fand im Januar 1985 im HLB eine Sitzung statt, an der zahlreiche Firmen des Erz- und Steine-und-Erden-Bergbaues teilnahmen; ebenfalls waren die Hessische Bergbehörde und das Bundeswirtschaftsministerium vertreten. Das Programm des HLB wurde vorgestellt, eine Firmenbeteiligung und eine Förderung durch Bundesministerien diskutiert. Zur Vorbereitung dieses Programms sind im Jahr 1985 insgesamt 28 untertägige und 47 Übertageaufschlüsse lagerstättenwirtschaftlich erfaßt worden.

Die Lagerstätten-Explorations-Arbeiten in Hessen der Firmen Esso Erz und St. Joe wurden überwacht und die Kernbohrungen im Bereich der vererzten Profilabschnitte aufgenommen.

Im Rahmen der Gemeinschaftsaufgaben Geochemie fanden im Osttaunus, im Dillgebiet und im Richelsdorfer Gebirge Geländebefahrungen statt. Der Antrag für die Gemeinschaftsaufgaben Geochemie 1986 wurde bearbeitet.

II 2. Mineralogie und Petrologie

Für die Geologische Landesaufnahme wurden petrographische Untersuchungen an Basaltproben von den Bl. 5023 Ludwigseck, 5321 Stordorf, 5521 Gedern, 5522 Freienstein, 5619 Staden, 5621 Wenings und 5722 Salmünster durchgeführt. Die petrographische Bearbeitung der Proben von Bl. 5320 Burg-Gemünden ist abgeschlossen; die Erläuterungen sind in Bearbeitung. Mit der petrographischen Bearbeitung der Proben von Bl. 5216 Oberscheld (Diabase, Schalsteine) wurde begonnen.

Für ein Gutachten wurden 9 Proben aus einer Kernbohrung (Steinheim 3, Bl. 5919 Seligenstadt) bearbeitet.

Für lagerstättenkundliche Fragen und zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme sind röntgenographische Phasenanalysen und halbquantitative Tonmineralbestimmungen durchgeführt worden, ebenso für einige ingenieurgeologische und hydrogeologische Gutachten.

II 3. Ingenieurgeologie

Im Berichtszeitraum sind 127 Gutachten, 104 Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert und 443 Stellungnahmen zu Bauleit- und Flächennutzungsplänen erstellt worden.

Einen hohen Zeitaufwand erforderten die Gutachten für die zahlreichen US-Bauvorhaben und die laufende Betreuung bereits angelaufener Baumaßnahmen. Das gleiche gilt für die Bauvorhaben mit problematischem Untergrund, wie Ausbau des Mollertheaters Darmstadt zum Staatsarchiv, Deutsche Bibliothek Frankfurt/Main, Hochschule für Musik in Frankfurt/Main und die Baubetreuung der Bundesbaumaßnahme in Langen.

Besonders zu nennen sind auch die oft sehr umfangreichen Untersuchungs- und Beratungsarbeiten für die Sanierung historischer Baudenkmäler (Schloß Wilhelmshöhe, Aquädukt Kassel-Wilhelmshöhe, Wasserburgruine Friedewald, Schloß Rotenburg/Fulda, Landgrafenschloß Marburg, Schloß Hirschhorn, Burg Breuberg). Auch die laufende Beratung von Aufsichtsbehörden erforderten große zeitliche Aufwendungen (Sondermülldeponien Mainflingen, Grube Messel, Geländesenkungen Nidda).

Für nachstehende Talsperren und Rückhaltebecken fand eine ständige Beratung folgender Stauanlagen statt:

Ernstbach-Talsperre	Überwachung der Rutschhänge
Kinzig-Talsperre	Probestau, Überprüfung des Dichtungssystems
HRB Marbach/Erbach	Probestau
HRB Marbach/Haune	Bauarbeiten, Untergrundabdichtung (Injektion)
HRB Jugenheim	Dichtungsarbeiten (Injektion)
Aar-Talsperre	Bauarbeiten, Untergrundabdichtung (Injektion)
Eder-Talsperre	Bohrarbeiten
Diemel-Talsperre	Bohrarbeiten

Bei der Planung und Ausführung der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg erfolgte eine laufende ingenieurgeologische Betreuung und Beratung. Unter anderem wurde eine Studie über das Verformungsverhalten des Buntsandsteingebirges bei Tunnelbauwerken erstellt. Für die Vorplanung der DB-Neubaustrecke Köln–Frankfurt und den Ausbau der Strecke Fulda–Mannheim wurde mit den ingenieurgeologischen Voruntersuchungen begonnen.

II 4. Zentrale Laboratorien

In den zentralen Laboratorien wurden die zur Erfüllung der Aufgaben des Amtes notwendigen Boden-, Gesteins- und Wasseranalysen sowie die Bestimmung von Erdstoff- und Gesteinskennwerten ausgeführt.

III. Hydrogeologie und Geotechnologie

III 1. Allgemeine Hydrogeologie

Vollzug des Lagerstättengesetzes

Im Berichtszeitraum wurden 205 Bohrungen im Gebiet des Landes Hessen verfolgt. Sie dienten vornehmlich der Grundwassererkundung, -erschließung oder der Einrichtung von Meßstellen. Etwa 150 Bohrungen wurden nach geologischen Kriterien abschließend bearbeitet (Profilaufnahme, Erstellen eines Schichtenverzeichnisses mit stratigraphischer Einstufung).

Grundlagentätigkeit

Auf dem Bl. 5715 Idstein wurde eine hydrogeologische Feldkartierung mit Trockenwetterabflußmessungen durchgeführt. Abflußmessungen fanden auch auf Bl. 4723 Oberkautungen statt. Die Ausarbeitung der hydrogeologischen Erläuterungsanteile zum veröffentlichten Bl. 5018 Wetter (Hessen) wurde abgeschlossen, die zu den Bl. 5619 Staden und 5621 Wenings fortgeführt und die zum Bl. 5715 Idstein begonnen.

Für das Beweissicherungsprogramm zur qualitativen und quantitativen Grundwasserüberwachung auf dem Flughafen Frankfurt/Main wurden regelmäßig Messungen ausgeführt und Grundwasserproben entnommen. Gleichfalls erfolgten Wasserprobenahmen zur Erkundung der Langzeitbelastung des Grundwassers durch Deponiesickerwässer und durch Fahrbahnabflüsse an geeigneten Objekten im Gebiet der Stadt Frankfurt am Main. Die Analyseergebnisse wurden weitestgehend EDV-gerecht aufbereitet.

Auch im Planungsabschnitt 14 der DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg sowie auf den Bl. 4722 Niederzwehren, 4823 Melsungen, 4923 Altmorschen und 5023 Ludwigseck wurden EDV-Bearbeitungen von Wasseranalysen mit Abgrenzungen von Grundwasserprovinzen vorgenommen.

Ein neues Untersuchungsprogramm zur Erkundung des Einflusses der landwirtschaftlichen Düngung auf den Nitratgehalt des Grundwassers ist mit Auswahl und mehrfachen Wasserprobenahmen an für diese Fragestellung besonders geeigneten Wassergewinnungsanlagen begonnen worden. Für den zur Veröffentlichung vorgesehenen gemeinsamen Bericht der 3-Länder-Arbeitsgruppe „Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung im Rhein-Neckar-Raum“ wurden die Abschnitte „Geologie“ und „Hydrogeologie“ sowie für den hessischen Anteil ein Abschlußbericht erarbeitet.

Als Hydrogeologische Karten zur AGV-Standortkarte wurden die Blätter L 6116 Darmstadt West, L 6118 Darmstadt Ost, L 6316 Worms und L 6318 Erbach fertiggestellt.

Abteilungsangehörige waren in speziellen Arbeitsgruppen, Fach- und Hauptausschüssen tätig.

Archiv und Dokumentation

Der Zuwachs an Archivmaterial betrug 4 369 Stück, davon 571 Gutachten, Berichte und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert sowie 2679 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen. Ausleihe: 1092 Archivstücke; in dieser Zahl sind die in den Archivräumen eingesehenen Archivalien nicht enthalten.

Unter Einsatz des DV-Verfahrens ABOHRKA (Aufschluß- und Bohrkataster Hessen) erfolgte in Zusammenarbeit mit der HZD, Wiesbaden, die weitere Überarbeitung des Bohrarchivs. Die Bl. 5519 Hungen, 5520 Nidda und 5619 Staden mit insgesamt 4200 Bohrungen wurden revidiert sowie Listenwerke und Bohrpunktkarten verschiedener Maßstäbe erstellt. Außerdem konnte mit der Überarbeitung des Bl. 4921 Borken (Hessen) begonnen werden, wobei u. a. von 1000 Bohrungen die Lagepositionen aus alten Grubenrisen durch Digitalisierung festgelegt wurden. Nachträge und Umstellungen auf den inzwischen erweiterten Datensatz sind von insgesamt 250 Bohrungen der Bl. 5018 Wetter (Hessen), 5320 Burg-Gemünden und 5917 Kelsterbach vorgenommen worden.

Koordination in Sachen EDV

Die Erweiterung der hauseigenen EDV-Anlage konnte mit der Anschaffung und Installation eines großen Plotters sowie weiterer zusätzlicher Peripheriegeräte (Datensichtgeräte, Lochstreifenleser/-stanzer) fortgeführt werden. Auswahl und Beschaffung eines Textverarbeitungssystems, die Erweiterung des vorhandenen Lichtsatzgerätes und deren Kopplung mit dem Rechner wurden vorbereitet.

Neue statistische und graphische Auswerteprogramme für ICP-Gesteinsanalysen und Grundwasseranalysen sind übernommen, für den eigenen Bedarf modifiziert und erprobt worden. Für hydrogeologische Gutachtenbearbeitungen wurde mit der Eingabe umfangreicher Datensätze begonnen.

III 2. Angewandte Hydrogeologie

Im Berichtszeitraum wurden insgesamt 502 Gutachten und gutachtliche Stellungnahmen abgegeben.

Es entfielen auf die Sachgebiete

Wasserschließung	21 Gutachten und	34 gutachtenartige Schreiben,
Schutzgebiete	55 Gutachten und	34 gutachtenartige Schreiben,
Sonstiges	114 Gutachten und	244 gutachtenartige Schreiben,

insgesamt 190 Gutachten und 312 gutachtenartige Schreiben,
Gesamtzahl: 502.

Im Vordergrund der hydrogeologischen Beratung standen Fragen der Beweissicherung sowie der möglichen Beeinträchtigung öffentlicher Wassergewinnungsanlagen durch die Baumaßnahmen im Bereich der DB-Neubaustrecke (DB-NBS) Hannover – Würzburg, insbesondere im Planungsabschnitt 15. Den Ursachen der Aggressivität der Buntsandstein-Grundwässer an der DB-NBS wurde weiter nachgegangen. Für die Bundesbahnausbau-strecke Fulda – Frankfurt/Main – Mannheim ist die hydrogeologische Bearbeitung von Teilstrecken für das Vorgutachten begonnen worden.

Bei den Gutachten zur Festsetzung von Wasserschutzgebieten sind besonders zu erwähnen die Vorschläge zur Einrichtung von Heilquellenschutzgebieten für die staatlich anerkannten Heilquellen in Bad Salzschlirf, Kreis Fulda, und für den staatlich anerkannten Gertrudisbrunnen im Stadtteil Biskirchen der Stadt Leun, Lahn-Dill-Kreis.

Die Grundwasserhältnisse der Werratalaue bei Heringen wurden erkundet, und für den Kreis Hersfeld-Rotenburg wurde eine Grundwasserbilanz erarbeitet.

Einen Schwerpunkt bildete auch weiterhin die Beratung von Sanierungen bei Untergrundverunreinigungen durch Mineralöl, dessen Produkte oder chlorierte Kohlenwasserstoffe (CKW).

In 32 hydrogeologisch betreuten Bohrungen konnten 299 l/s (= 3,1 Mio. m³/a) gewinnbaren Grundwassers nachgewiesen werden.

III 3. Geotechnologie und Infrastrukturgeologie

Geotechnologie

Die Salzabwasserversenkung im Werra-Kalirevier und die Haldenabwasserversenkung im Fulda-Kalirevier wurden laufend überwacht und die Daten der Versenktätigkeit erfaßt. Die Jahresberichte 1984 über die Versenktätigkeiten im Werra- und im Fulda-Kalirevier wurden erstellt.

Eine Übersichtskarte zum Kaliabbau in Hessen, zur Abwasserversenkung und deren Überwachung ist vorgelegt worden. Eine Verlängerung der Versenkerlaubnis für die Werra-Kaliwerke und eine Erweiterung der Versenkkapazität für die Haldenabwässer des Kaliwerkes Neuhoof-Ellers konnten erreicht werden.

Als geotechnologische Grundlagentätigkeit sind auch die Arbeiten für den Hochdruck-Gaskavernenspeicher Eiterfeld-Reckrod anzusehen. Im Jahresverlauf waren erforderlich eine laufende Beratung und ein Verfolg der Arbeiten beim Aufbau des Gasspeichers sowie die Mitwirkung im Raumordnungsverfahren.

Die Frage der Erweiterung der Untertage-Deponie Herfa-Neurode konnte mit einer gutachtlichen Beurteilung positiv entschieden werden.

Die Buntmetallexplorationsvorhaben im Osten Hessens wurden weiter verfolgt und hydrogeologisch überwacht.

An Expertengesprächen mit der DDR über Fragen des grenznahen Kalibergbaus wurde mitgewirkt.

Infrastrukturgeologie

Die Gesamtzahl der nach infrastrukturgeologischen Gesichtspunkten federführend bearbeiteten Vorgänge belief sich auf 1785. Die als Träger öffentlicher Belange abgegebenen schriftlichen Stellungnahmen betragen 964; sie verteilen sich auf:

36 Abweichungsverfahren, 11 Regionale Raumordnungspläne, 25 Fachpläne, Landschafts(rahmen)pläne, 64 Raumordnungs-, Planfeststellungs-, Planverfahren, 88 Flächennutzungspläne (vorbereitende Baupläne), 543 Bebauungspläne (verbindliche Bauleitpläne), 50 Flurbereinigungsverfahren, Agrarstrukturelle Vorplanung, 147 Naturschutzverfahren, Landschaftsschutzgebiete, Naturparks usw.

**Veröffentlichungen von Angehörigen
des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung**

- ABEL, H. (1985): Standortkarte von Hessen, Rohstoffkarte, Bl. L 5514 Weilburg; Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtschaft., Forsten u. Natursch., Abt. Landwirtschaft. u. Landentw.).
- ANDERLE, H.-J. (1985): Klüfte. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5018 Wetter (Hessen): 84–88, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1985): The evolution of the southern Hunsrück borderzone (Vortragskurzfassung). – *Terra cognita*, **5** (2–3): 106; Paris.
- BARGON, E. (1985): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1984 (1. 1.–31. 12. 1984). – *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 327–339; Wiesbaden.
- BARTH, W. (1985): Geologie und Verbreitung der Sand- und Kiesvorkommen in Hessen, Rheinland-Pfalz und Saarland. – In: DINGETHAL, F. J., JÜRGING, P., KAULE, E., & WEINZIERL, W.: Kiesgrube und Landschaft, 2. Aufl.: 285 S., 225 Abb.; Hamburg und Berlin (Paul Parey).
- (1985): Hessen. – In: VOGLER, H.: Gewinnungsstätten von Festgesteinen für den Verkehrswegebau in der Bundesrepublik Deutschland. – 77 S., 15 Abb., 3 Taf., 1 Kt. 1:1 000 000; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- BLUM, R. (1985): Geophysik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5018 Wetter (Hessen): 126–128, 2 Abb.; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G., FINKENWIRTH, A., HÖLTING, B., KAUFMANN, E., RAMBOW, D., SCHARPFF, H.-J., STENGEL-RUTKOWSKI, W., & WIEGAND, K. (1985): Erläuterungen zu den Übersichtskarten 1:300 000 der Grundwasserergiebigkeit, der Grundwasserbeschaffenheit und der Verschmutzungsempfindlichkeit des Grundwassers von Hessen. – *Geol. Abh. Hessen*, **87**: 51 S., 2 Abb., 3 Tab., 3 Kt.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 97–135, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- FINKENWIRTH, A. (1985): s. DIEDERICH et al.
- in RUMMEL, F., DIETRICH, H. G., FINKENWIRTH, A., SCHÄDEL, K., & SCHMINCKE, H. U. (1985): Studien zur Auswahl eines Standorts für ein Hot-Dry-Rock-Projekt in der Bundesrepublik Deutschland – Phase I. – Statusreport 1985 Geotechnik und Lagerstätten: 87–88, Hrsg. von der Projektleitung Energieforschung (PLE), KFA Jülich.
- GOLWER, A. (1985): Qualitätsaspekte der Versickerung. – *Mitt. Inst. Wasserwirtsch., Hydrol. u. landwirtschaftl. Wasserbau*, **57**: 175–196, 4 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- (1985): Anthropogene Einflüsse auf die Beschaffenheit des Grundwassers. – 5. Fortbildungslehrgang Grundwasser, Hydrogeologische Aspekte zur Grundwasserchemie vom 25. bis 28. Oktober 1983 in Umkirch bei Freiburg: 172–215, 8 Abb., 4 Tab.; Bonn (Hrsg. dt. Verb. Wasserwirtsch. u. Kulturbau e. V.).
- (1985): Mineralölunfälle im Untermaingebiet. – 5. Fortbildungslehrgang Grundwasser, Hydrogeologische Aspekte zur Grundwasserchemie vom 25. bis 28. Oktober 1983 in Umkirch bei Freiburg: 219–226, 2 Abb.; Bonn (Hrsg. dt. Verb. Wasserwirtsch. u. Kulturbau e. V.).
- & WALLHÄUSSER, K. H. (1985): Mikrobiologische und chemische Untersuchungen bei Unfällen mit Mineralölprodukten. – *Erdöl u. Kohle, Erdgas, Petrochem.*, **38**: 70–80, 12 Abb., 11 Tab.; Leinfelden-Echterdingen.
- HENTSCHEL, G., TILLMANN, E., & HOFMEISTER, W. (1985): Hannebachite, natural calciumsulfite hemihydrate, $\text{CaSO}_3 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$. – *N. Jb. Mineral., Mh.*, **1985**: 241–250; Stuttgart.
- HERZBERG, A. (1985): Hessisches Geologisches Schrifttum 1983 mit Nachträgen aus den Jahren 1976–1982. – *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 305–317; Wiesbaden.
- HICKETHIER, H. (1985): s. EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H.
- HÖLTING, B. (1985): Graphische Darstellungen von Wasseranalysen und einfache statistische Auswertemethoden. – 5. Fortbildungslehrgang Grundwasser, Hydrogeologische Aspekte zur Grundwasserchemie vom 25. bis 28. Oktober 1983 in Umkirch bei Freiburg: 109–134, 20 Abb.; Bonn (Hrsg. dt. Verb. Wasserwirtsch. u. Kulturbau e. V.).
- (1985): Gedanken zur Geohydraulik von Mineralwässern in Hessen. – *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 145–150, 1 Taf.; Wiesbaden.

- (1985): Karte der Mineralwasservorkommen in Hessen 1:300 000 mit Erl.: 36 S., 1 Abb., Anal. im Anhang; Wiesbaden.
- (1985): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5018 Wetter (Hessen): 103–125, 4 Abb., 11 Tab.; Wiesbaden.
- (1985): s. DIEDERICH et al.
- HORN, M. (1985): Geologie. – In: SCHULTHEIS, T., & WOLKERS, U.: Führer durch Bad Wildungen und Umgebung: 63–73, 4 Abb., 3 Tab.; Bad Wildungen.
- & KARSCHNY, A. (1985): ERWIN BUSSE†. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 320–326, 1 Bild; Wiesbaden.
- & SEMMEL, A. (1985): Zur Genese vermoorter Hohlformen in Nord-Waldeck. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 83–96, 8 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- in OLIVEIRA, J. T., HORN, M., KULLMANN, J., & PAPROTH, E. (1985): The Stratigraphy of the Upper Devonian and Carboniferous Sediments of Southwest Portugal. – C. R. X^o Congr. Stratigr. et Géol. Carbonifere Madrid, 1983, 1: 107–120, 6 Abb.; Madrid.
- HÜHNER, G. (1985): Bohrprobenlager Villmar-Aumenau. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 341–342; Wiesbaden.
- KARSCHNY, A. (1985): s. HORN, M., & KARSCHNY, A.
- KAUFMANN, E. (1985): s. DIEDERICH et al.
- KULICK, J. (1985): Niedensteiner Ofenkacheln der Renaissance auf Burg Eisenberg. – Hessische Heimat, **35**(3): 99–107; Marburg.
- & GEIB, G. (1985): Ölkrüglein im nordhessischen Bergbau. – Hessische Heimat, **35**(3): 112–126; Marburg.
- MEISL, S. (1985): Die Uranmineralisation im Donnersberg Gebiet (Rheinland-Pfalz). I Primäre Paragenese. – Fortschr. Mineral., **63**, Beih. 1: 151; Stuttgart.
- (1985): Die Uranmineralisation im Donnersberg Gebiet (Rheinland-Pfalz). II Sekundäre Paragenese, radioaktiver Gleichgewichtszustand, Genese. – Fortschr. Mineral., **63**, Beih. 1: 152; Stuttgart.
- PAULY, E. (1985): Die Aufgaben der Geologischen Landesämter für die heimische Rohstoff-Wirtschaft. – Erzmetall, **38** (1): 30–36, 7 Abb.; Weinheim.
- PRINZ, H., in ENGELS, W., PRINZ, H., & SOMMER, H. (1985): Großscherversuch zur Baugrunderkundung am Kreuzungsbauwerk Nord in Fulda der Neubaustrecke Hannover – Würzburg. – Eisenbahningenieur, **36**: 571–578, 3 Tab., 13 Bild.; Darmstadt (Tetzlaff Verlag).
- in MUNK, C., PRINZ, H., & ZANKL, H. (1985): Vergleichende Gefügeuntersuchungen für den Tunnelbau im Buntsandstein. – Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen: 541–557, 5 Abb., 3 Tab.; Berlin – Heidelberg (Springer).
- RAMBOW, D. (1985): s. DIEDERICH et al.
- REUL, K. (1985): Abschlußbericht „Erkennung und Erfassung tektonischer Trennflächen in der festen Erdkruste“: 136 S., 66 Abb., 2 Tab., 5 Anl.; in: DFG-Schwerpunktprogramm „Fernerkundung: Physikalische und methodische Grundlagen für die Auswertung von Fernerkundungsdaten“; Wiesbaden – Bonn.
- (1985): Aufbau und Anordnung bruchtektonischer Homogenbereiche. – Geol. Bl. NO-Bayern, **34/35**: 859–896, 9 Abb., 1 Taf.; Erlangen.
- SABEL, K. J., & FISCHER, E. (1985): Boden- und vegetationsgeographische Untersuchungen am Ostabfall der Montabaurer Höhe (Niederwesterwald). – Decheniana, **138**: 221–236, 4 Abb., 10 Prof., 1 Tab.; Bonn.
- in FISCHER, E., & SABEL, K. J. (1985): Vegetationskundliche Aspekte historischer Bodenerosion in der Wetterau. – Jber. wetterau. Ges. Naturkde., **136/137**: 73–84, 5 Abb., 3 Tab.; Hanau.
- SCHARPFF, H.-J. (1985): s. DIEDERICH et al.
- SCHRADER, L. (1985): Böden. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5018 Wetter (Hessen): 93–102, 3 Tab.; Wiesbaden.
- SCHRAFT, A. (1985): Stoffaustrag aus einem Einzugsgebiet mit unterschiedlichem lithologischem Aufbau seiner Teilgebiete (Odenwälder Elz). – Geol. Jb. Hessen, **113**: 137–144, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1985): Karst- und Höhlenbildung in Hessen aus hydrogeologischer Sicht. – In: Karst u. Höhle 1984/85. Beiträge zur Karst- und Höhlenforschung in Hessen: 57–69; München (Verb. dt. Höhlen- u. Karstforscher e. V.).

- (1985): s. DIEDERICH et al.
WIEGAND, K. (1985): s. DIEDERICH et al.

Nachtrag

- PAULY, E. (1984): Jahresbericht des Nassauischen Vereins für Naturkunde für das Jahr 1983. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **107**: 73–82; Wiesbaden.

Fachvorträge von Angehörigen des Landesamtes

- ANDERLE, H.-J.: The Evolution of the Southern Hunsrück Borderzone. – 3. EUG-Tagung, Straßburg, 3. 4. 1985.
- Der Südrand des Hunsrück und die Entstehung der Saar-Nahe-Senke. – Fachbereich Geowissenschaften der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz, 2. 5. 1985.
- BEURER, M.: Welche Hilfestellungen durch das Bauamt sind für eine sorgfältige Baugrundbeurteilung notwendig? – Fortbildungslehrgang für Bauingenieure an der Landesfinanzschule, Außenstelle Bebra, der Staatl. Hochbauverwaltung des Landes Hessen, 28. 10.–1. 11. 1985.
- GOLWER, A.: Qualitätsaspekte der Versickerung. – Seminar „Neue Aspekte der Regenentwässerung – Bemessung, Versickerung, Schmutzstoffberechnung“ an der Universität Hannover, 25. 2. 1985.
- HENTSCHEL, G.: Mineralparagenesen der Eifel-Vulkane. – Geologisch Instituut, Laboratorium voor Mineralogie, Petrografie en Micropedologie, Rijksuniversiteit Gent, 15. 3. 1985.
- HOLTZ, S.: Stauhaltungen im Fels – dargestellt an Beispielen im hessischen Buntsandstein. – Technische Akademie Wuppertal, 5. 3. 1985.
- KÜMMERLE, E.: Vom alten Bergbau in der Umgebung Wiesbadens. – Nassauischer Verein für Naturkunde, Wiesbaden, 17. 12. 1985.
- LAEMMLEN, M.: Geologische Probleme bei Planung und Bau von Brücken an der Neubaustrecke Hannover – Würzburg der Deutschen Bundesbahn im Hessischen Bergland. – Kolloquium der math.-naturwiss. Fakultät der Universität Kiel, 4. 2. 1985.
- MEISL, S.: Die Uranmineralisation im Donnersberg-Gebiet (Rheinland-Pfalz). I Primäre Paragenese; II Sekundäre Paragenese, radioaktiver Gleichgewichtszustand, Genese. – DMG-Tagung Aachen, September 1985.
- Erzparagenesen im Kupferschiefer, Genetische Aspekte. – Kolloquiumsvortrag im Institut für Geologie und Paläontologie der TH Darmstadt, November 1985.
- PAULY, E.: Erzlagerstätten im Taunus. – Volkshochschule Bad Homburg, 18. 3. 1985.
- Lagerstättenwirtschaftliche Voraussetzungen für die Unter-Bergaufsicht-Stellung der Lagerstätten der Steine und Erden. – Fachvereinigung Natursteine Hessen, Offenbach, 27. 6. 1985.
- Probleme und Verfahren der Rohstoffsicherung. – Haus der Technik, Essen, 29. 10. 1985.
- PRINZ, H.: Tunnelbau im Buntsandsteingebirge Osthessen – Ingenieurgeologische Vorhersagen und Erfahrungen. – Wissenschaftl. Sitzungen Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 14. 1. 1985.
- & GOEBEL, W.: Durchfahrung des hess. Mittleren Buntsandsteins bei geringer Überdeckung. – Erfahrungsaustausch der Bahnbauzentrale der DB, Hofheim, 1. 3. 1985.
- Tunnelbau im Buntsandsteingebirge – Ingenieurgeologische Erkundung und Erfahrungen beim Bau der DB Neubaustrecke H/W in Osthessen (BRD). – TU Graz, 9. 5. 1985.
- Verformungsverhalten des Buntsandsteingebirges – Ingenieurgeologische Erkundung und Erfahrungen beim Tunnelbau an der DB Neubaustrecke in Osthessen (BRD). – Universität für Bodenkultur, Wien, 23. 10. 1985.
- QUADFLIEG, A.: Die hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich der Neubaustrecke der Deutschen Bundesbahn in Ost- und Nordhessen. – Exkursion der Geologischen Institute der RWTH Aachen und der Universität Hannover, Hessisch-Lichtenau, 31. 10. 1985.
- RAMBOW, D.: Großräumige Grundwasserabsenkung im Buntsandstein durch einen Braunkohlentagebau und ein Wasserwerk und die Wiederauffüllung des Entnahmetrichters nach Einstellung des Braunkohlenabbaues (Borken/Hessen). – Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Königstein im Ts., 29. 09. 1985.

- REICHMANN, H.: Einführung in die Bodenkunde. – Wochenendseminar mit Exkursion im Fernstudienprojekt „Ökologie und ihre biologischen Grundlagen“ (Univ. Tübingen) an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M., 27. 4. 1985.
- Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden sowie ihre Funktion in der Ökosphäre; Belastungen und Veränderungen des Bodens. – Informationsveranstaltung „Bodenschutz im Main-Taunus-Kreis“ des Kreis Ausschusses des Main-Taunus-Kreises und der Kreisverband der Schutzgemeinschaft Deutscher Wald, Liederbach, 20. 6. 1985.
- SCHARPFF, H.-J.: Geologische Aspekte bei der Verursacherermittlung von Untergrundverunreinigungen (mit Exkursion). – Seminar „Bekämpfung von Umweltdelikten“ der Hessischen Schutz- und Kriminalpolizei, Hessische Polizeischule, Wiesbaden, 11. 11. 1985.

Hochschultätigkeit

- Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung Prof. Dr. BARGON
als Honorarprofessor an der Technischen Hochschule Darmstadt (Bodenkunde)
- Dr. BECKER
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (Einführung in die geologischen Arbeitsmethoden, Exkursionen in das Tertiär und Perm)
- Geologieoberrat Dr. BERNHARD
als Lehrbeauftragter an der Gesamthochschule Kassel (Ingenieurgeologie)
- Geologiedirektor Dr. GOLWER
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Hydrogeologie)
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. HÖLTING
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn [Angewandte Geologie (Hydrogeologie) und Übungen]
- Geologiedirektor Dr. LAEMMLEN
als Lehrbeauftragter an der Christian-Albrechts-Universität Kiel (Anleitung zu selbständigem wissenschaftlichem Arbeiten)
- Geologiedirektor Prof. Dr. MEISL
als Honorarprofessor an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Petrologie, Geochemie)
- Geologiedirektor Dipl.-Ing. MÜLLER
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Baugrundgeologie)
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Ingenieurgeologie mit Übungen)
- Geologiedirektor Dr. REICHMANN
Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. Mitwirkung am Wochenendseminar mit Exkursion am 27. 4. 1985 „Einführung in die Bodenkunde“
- Ltd. Geologiedirektor Dr. THEWS
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (Wirtschaftlichkeit und Kalkulation geologischer Arbeiten)

Geschäftsverteilungsplan (Kurzfassung)

Stand: 31. Dezember 1985

Leiter: Direktor Prof. Dr. BARGON
Vertreter: Ltd. Geol.-Direktor Dr. THEWS

Telefon-
Durchwahl
53 73 37
53 73 34

Abteilung I: Geologische Landesaufnahme

Leiter: Ltd. Geol.-Direktor Dr. THEWS 53 73 34
 Vertreter: Ltd. Geol.-Direktor Prof. Dr. HÖLTING 53 73 38

Dezernat I 1:

Geologische Kartierung Ltd. Geol.-Direktor Dr. THEWS 53 73 34

Fachbereichsdezernate:

I 1/1 Wissenschaftliche Grundlagen, Methoden, Übersichtskartierung Geol.-Direktor Dr. KULICK 53 72 24
 I 1/2 Kartierung der Devon-, Karbon- und Permgebiete Geol.-Oberrat Dr. HORN 53 72 76
 Geol.-Oberrat ANDERLE 53 72 33
 Geol.-Oberrätin Dr. NÖRING 53 72 23
 I 1/3 Kartierung der Trias- und Juragebiete Geol.-Direktor Dr. LAEMMLEN 53 72 41
 Dipl.-Geologe Dr. BECKER 53 72 36
 I 1/4 Kartierung der Tertiär- und Quartärgebiete Geol.-Oberrat Dr. HICKETHIER 53 72 22
 I 1/5 Paläontologie, Biostratigraphie und Sammlungen Geol.-Oberrat Dr. KÜMMERLE 53 72 27
 I 1/6 Veröffentlichungswesen Ltd. Geol.-Direktor Dr. THEWS 53 73 34

Dezernat I 2:

Bodenkunde Geol.-Direktor Dr. REICHMANN 37 60 90

Fachbereichsdezernate:

I 2/1 Wissenschaftliche Grundlagen, Methoden, Bodenkundliche Beratung Geol.-Direktor Dr. REICHMANN 37 60 90
 I 2/2 Bodenkundliche Karten, Übersichtskartierungen WEIDNER 37 60 90
 I 2/3 Objektkartierungen für Sonderkulturen und Problemflächen Dr. SABEL 37 60 90
 I 2/4 Bodenphysik Geol.-Oberrat Dr. SCHRADER 37 60 90

Dezernat I 3:

Luftbildgeologie und Geophysik Geol.-Direktor Dr. REUL 53 72 13

Fachbereichsdezernate:

I 3/1 Luftbild- und Fotogeologie Geol.-Direktor Dr. REUL 53 72 13
 I 3/2 Geophysik Geol.-Rat Dr. BLUM 53 72 59

Abteilung II: Rohstoffgeologie und Ingenieurgeologie

Leiter: Ltd. Geol.-Direktor Prof. Dr. PRINZ 53 73 17
 Vertreter: Ltd. Geol.-Direktor Dr. THEWS 53 73 34

Dezernat II 1:

Mineralische Rohstoffe Geol.-Direktor Dr. PAULY 53 72 54

Fachbereichsdezernate:

II 1/1 Lagerstätten erkundung Geol.-Direktor Dr. PAULY 53 72 54
 Geol.-Oberrat Dr. HELBIG 53 72 57
 Geol.-Rat Dr. THEUERJAHN 53 72 62
 Geol.-Rat ZIEHLKE 53 72 55
 II 1/2 Lagerstättenschutz Geol.-Oberrat Dr. BARTH 53 72 51
 Dipl.-Geologe ABEL 53 72 53

Dezernat II 2:

Mineralogie und Petrologie Geol.-Direktor Prof. Dr. MEISL 53 73 42

Fachbereichsdezernate:

II 2/1 Mineralogie Geol.-Direktor Prof. Dr. MEISL 53 73 42
 Geol.-Oberrat Dr. HENTSCHEL 53 72 74
 Dipl.-Chemiker SUŠIĆ 53 73 54
 II 2/2 Petrologie Geol.-Oberrat Dr. EHRENBERG 53 72 56
 Geol.-Oberrat Dr. SCHRICKE 53 72 75

Dezernat II 3:			
	Ingenieurgeologie	Geol.-Direktor MÜLLER	53 73 15
Fachbereichsdezernate:			
II 3/1	Felsbaugeologie, Erdfälle, Bodensenkungen	Ltd. Geol.-Direktor Prof. Dr. PRINZ Geol.-Oberrat Dr. WESTRUP Dipl.-Geologe LINDSTEDT	53 73 17 53 73 18 53 73 14
II 3/2	Ingenieurgeologische Grundlagen, Inge- nieurgeologische Karten	Geol.-Oberrat Dr. BERNHARD	53 73 26
II 3/3	Bodenmechanik, Erd- und Grundbau, Rutschungen, Erfassung von ingenieur- geologischen Daten	Geol.-Direktor MÜLLER Geol.-Oberrat Dr. BEURER Geol.-Oberrat Dr. FRIEDRICH	53 73 15 53 72 49 53 73 12
II 3/4	Talsperrengeologie	Geol.-Oberrat Dr. HOLTZ	53 73 13
Dezernat II 4:			
	Zentrale Laboratorien	Geol.-Direktor Dr. GOLWER	53 73 25
Fachbereichsdezernate:			
II 4/1	Bodenmechanisches Labor und Werkstatt	Geol.-Direktor MÜLLER	53 73 15
II 4/2	Chemisches Labor	Dipl.-Chemiker Dr. KELTSCH	53 72 72
II 4/3	Mineralogisches Labor	Geol.-Direktor Prof. Dr. MEISL Dipl.-Mineraloge Dr. ROSENBERG	53 73 42 53 73 48
II 4/4	Geochemische Sonderaufgaben	Geol.-Direktor Dr. GOLWER	53 73 25
Abteilung III: Hydrogeologie und Geotechnologie			
Leiter:	Ltd. Geol.-Direktor Prof. Dr. HÖLTING		53 73 38
Vertreter:	Ltd. Geol.-Direktor Prof. Dr. PRINZ		53 73 17
Dezernat III 1:			
	Allgemeine Hydrogeologie	Geol.-Direktor Dr. STENGEL-RUTKOWSKI	53 73 28
Fachbereichsdezernate:			
III 1/1	Vollzug des Lagerstättengesetzes	Geol.-Direktor Dr. STENGEL-RUTKOWSKI	53 73 28
III 1/2	Praxisbezogene, wissenschaftliche Grund- lagen, hydrogeologische Kartierung und Karten	Geol.-Oberrat Dr. DIEDERICH	53 73 32
III 1/3	Archiv und Dokumentation	Geol.-Oberrätin Dr. HERZBERG	53 72 16
III 1/4	Koordination in Sachen ADV	Geol.-Rat STRECKER	53 72 50
Dezernat III 2:			
	Angewandte Hydrogeologie	Ltd. Geol.-Direktor Prof. Dr. HÖLTING	53 73 38
Fachbereichsdezernate:			
III 2/1	Grundwasserbelastung und Umwelt	Geol.-Oberrat Dr. TANGERMANN	53 72 18
III 2/2	Erkundung und Schutz von Grund-, Heil- und Mineralwasser im Regierungsbezirk Darmstadt	Geol.-Oberrat Dr. BÖKE Geol.-Oberrat Dr. SCHARPF	53 72 78 53 73 33
III 2/3	Erkundung und Schutz von Grund-, Heil- und Mineralwasser im Regierungsbezirk Gießen	Geol.-Oberrat Dr. WIEGAND	53 72 79
III 2/4	Erkundung und Schutz von Grund-, Heil- und Mineralwasser im Regierungsbezirk Kassel	Geol.-Oberrat Dr. RAMBOW Dipl.-Geologe Dr. SCHRAFT Dipl.-Geologe QUADFLIEG	53 72 21 53 72 26 53 72 46
Dezernat III 3:			
	Geotechnologie und Infrastrukturegeo- logie	Geol.-Direktor Dr. FINKENWIRTH	53 73 43
Fachbereichsdezernate:			
III 3/1	Geotechnologie Unterirdische Speicher und Deponien	Geol.-Direktor Dr. FINKENWIRTH Geol.-Rat Dr. PÖSCHL	53 73 43 53 73 60

III 3/2	Infrastrukturgeologie Federführung und Koordination in Sachen regionale Raumordnungs- und Planfeststellungsverfahren, Flächennutzungs- und Bauleitpläne, Flurbereinigungsverfahren u. ä.	Geol.-Rat Dr. KAUFMANN	53 73 30
Dem Amtsleiter direkt unterstellt:			
Dezernat V:			
	Verwaltung	Reg.-Direktor CHRISTIAN	53 73 22

Personalstand am 31. Dezember 1985

Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung: Dipl.-Landwirt Prof. Dr. ERNST BARGON

Leitende Geologiedirektoren:

Dipl.-Geologe Prof. Dr. BERNWARD HÖLTING

Dipl.-Geologe Prof. Dr. HELMUT PRINZ

Dipl.-Geologe Dr. JOE-DIETRICH THEWS

Geologiedirektoren:

Dipl.-Geologe Dr. ALFRED FINKENWIRTH

Dipl.-Geologe Dr. ARTHUR GOLWER

Dipl.-Geologe Dr. JENS KULICK

Dipl.-Geologe Dr. MANFRED LAEMMLEN

Dipl.-Geologe Prof. Dr. STEFAN MEISL

Dipl.-Ingenieur KARL-HANS MÜLLER

Dipl.-Geologe Dr. ERNST PAULY

Dipl.-Geologe Dr. HELMUT REICHMANN

Dipl.-Geologe Dr. KONRAD REUL

Dipl.-Geologe Dr. WITIGO STENGEL-RUTKOWSKI

Regierungsdirektor:

HUBERTUS CHRISTIAN

Geologieoberräte:

Dipl.-Geologe HANS-JÜRGEN ANDERLE

Dipl.-Geologe Dr. WALTER BARTH

Dr. HORST BERNHARD

Dipl.-Geologe Dr. MARTIN BEURER

Dr. ECKHARD BOKE

Dipl.-Geologe Dr. GISBERT DIEDERICH

Dipl.-Geologe Dr. KARL-HEINZ EHRENBERG

Dr. KUNIBERT FRIEDRICH

Dipl.-Geologe Dr. PETER HELBIG

Dr. GERHARD HENTSCHEL

Dipl.-Geographin Dr. ANNELIES HERZBERG

Dipl.-Geologe Dr. HELMUT HICKETHIER

Dipl.-Geologe Dr. SIEGFRIED HOLTZ

Dipl.-Geologe Dr. MANFRED HORN

Dipl.-Geologe Dr. EBERHARD KÜMMERLE

Dipl.-Geologin Dr. RENATE NÖRING

Dipl.-Geologe Dr. DIETRICH RAMBOW

Dipl.-Geologe Dr. HANS-JÜRGEN SCHARPFF

Dipl.-Landwirt Dr. LUDOLF SCHRADER

Dipl.-Geologe Dr. WILLI SCHRICKE

Dipl.-Geologe Dr. HANS TANGERMANN

Dipl.-Geologe Dr. JENS WESTRUP

Dipl.-Geologe Dr. KLAUS WIEGAND

Geologieräte:

Dipl.-Geophysiker Dr. RAINER BLUM

Dipl.-Geologe Dr. EBERHARD KAUFMANN

Dipl.-Geologe Dr. WERNER PÖSCHL

Dipl.-Mineraloge GERHARD STRECKER

Dipl.-Geologe Dr. ALBERT-KARL THEUERJAHR

Dipl.-Geologe CARL-PETER ZIEHLKE

Wissenschaftliche Angestellte:

Dipl.-Geologe HEINRICH ABEL

Dipl.-Geologe Dr. ROLAND BECKER

Dipl.-Chemiker Dr. HEINER KELTSCH

Dipl.-Geologe HANS-JOACHIM LINDSTEDT

Dipl.-Geologe KURT-ARNOLD QUADFLIEG

Dipl.-Mineraloge Dr. FRED ROSENBERG

Dr. KARL-JOSEF SABEL

Dipl.-Geologe Dr. ADALBERT SCHRIFT

Dipl.-Chemiker MARIJAN SUSIC

ERHARD WEIDNER

Bibliothek:

Leitung: WERNER FUCHS

GISELA BECK

CHRISTINE KINDSVOGEL

ANNETTE KÖLLNER

KLARA SCHÜLER

Vertriebsstelle:

DIETER HOMANN

Technische Bedienstete:

Dipl.-Ing. UTE ARAGON
 LIENHARD BARNETT
 OTTO BEINSTEIN
 Dipl.-Ing. NORBERT BLECK
 EDMUND BREMSER
 Dipl.-Ing. EWALD CLOEREN
 PETER DIEZ
 GEORG DOMES
 GÜNTER DZUBA
 ROLF ETZ
 KARL FINK
 PETER FUHRMANN

Dipl.-Ing. LUDWIG GRÜBER
 Ing. (grad.) WERNFRIED HÜBLER
 Dipl.-Ing. GERNOT HÜHNER
 ALBERT KARSCHNY
 GERHARD KNAB
 FRITZ KRÜGER
 HARTMUT POSCHWITZ
 ILSE POSUR
 NORBERT PREISNER
 Dipl.-Ing. ALBERT ROMSCHINSKI
 Dipl.-Ing. WINFRIED ROSENBERGER
 SUSANNE SALCHER

Dipl.-Ing. HANS-HEINRICH SCHMIDT
 Dipl.-Ing. RUDI SCHNEIDER
 Dipl.-Ing. NORBERT SCHOLZ
 MONIKA SCHRECKENBACH
 ECKHARD SCHULZ
 Ing. (grad.) ALOIS SEDLATSCHKE
 Dipl.-Ing. OTTO STIEGLER
 WILHELM TERME
 Dipl.-Ing. ERWIN THIEL
 Ing. (grad.) GEORG WENZEL
 Dipl.-Ing. ROLAND WIEDERER
 URSULA ZÖLLER

Landkartentechnisches Büro:

Leitung: HERMANN BRENNER
 JÜRGEN BARTHOLOMAY
 JENS DENGLER
 JUTTA VON DZIEGIELEWSKI
 MONIKA ECKL

EVELYN FRUCK
 ANNEROSE FUCHS
 Designer (grad.) ADELHEID HICKETHIER
 KARL HIELSCHER

MARTINA KREUSCH
 WOLFGANG RUPPERT
 ANFRED SWIHOTA
 MICHAEL STRYJ

Archiv und Dokumentation:

Leitung: Geologieberrätin Dr. ANNELIES
 HERZBERG
 ROSEL FISCHER

SUSANNE KÜTTNER-BAHR
 HEINZ LEICK

Ing. (grad.) WILHELM STICH
 GISELA WÜRFEL

Koordination in Sachen ADV:

Leitung: Geologierat GERHARD STRECKER

GERTRAUDE KRIEGER-SCHÄFER

Dipl.-Geol. RUDOLF ROGALLA

Verwaltung:

Leitung: Regierungsdirektor HUBERTUS
 CHRISTIAN
 CHRISTA ECKSTEIN

HARALD GEIST
 IRENE HEUSER
 DOROTHEE SCHULZ

BERND STIEGLER
 URSULA STOBER

Schreibbüro:

ELISABETH BAUER
 DAGMAR DERNBACH
 HEIDRUN GEBAUER

MARION KIRALL
 URSULA KOPP
 ILSE SCHMITZ

INGEBORG STRANGFELD
 EDELTRAUD ZIERZ

Lohnempfänger:

Fahrer FERDINAND FLIESS
 Fahrer KLAUS-DIETER GEIS
 Fahrer NORBERT HÖPFNER
 Fahrer FRITZ MEILINGER

Fahrer STEFFEN SCHÄFER
 Fahrer SIEGFRIED WENZKE
 Laborgehilfe SIEGFRIED BIERBRAUER

Bohrkernlagerverwalter HORST HOHLER
 Hausmeister HORST LOH
 Hausgehilfe KLAUS SCHUHMACHER

Freiwillige Mitarbeiter:

Prof. Dr. phil. habil. HANS HENTSCHEL, Regierungsdirektor a. D., Fontanestraße 2, 6200 Wiesbaden

Prof. Dr. HANSJOACHIM LIPPERT, Geologiedirektor a. D., Walkmühlstraße 63a, 6200 Wiesbaden

Dr. ARNOLD RABIEN, Geologiedirektor a. D., Schwedenstraße 71, 6203 Hochheim a. M.

Prof. Dr. ARNO SEMMEL, Geogr. Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberg-Anlage 36, 6000 Frankfurt a. M.

Prof. Dr. HEINZ TOBIEN em., Paläontologisches Institut der Johannes-Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, 6500 Mainz

Ausgeschieden in der Zeit vom 1. 1. 1983–31. 12. 1985:

31. 1. 1983 WILHELM RICHTER
 31. 1. 1983 HEIKE SCHNEIDER
 30. 4. 1983 PETER HOLLRICHER
 31. 5. 1983 URSULA ROTH
 30. 6. 1983 MARITA VELTEN
 31. 7. 1983 ANGELA WESTERHOFF
 31. 10. 1983 Dr. ARNOLD RABIEN

31. 10. 1983 Dr. JOACHIM TIEDEMANN
 15. 4. 1984 GISELA KRAHNKE
 30. 6. 1984 Dr. WALTER FICKEL
 30. 6. 1984 Dr. HANS-GÜNTHER KUPFAHL
 31. 8. 1984 WILLI EBEL
 31. 10. 1984 KARIN MÜCKENHEIM
 31. 12. 1984 HUBERT GROSSMANN

31. 3. 1985 Dipl.-Chem. GÜNTER THIE-
 LICKE
 31. 3. 1985 GERTRUD GROSSMANN
 31. 3. 1985 UTE HÖVELMANN
 4. 4. 1985 CHRISTOPH ABENDSCHEIN
 30. 9. 1985 FRIEDRICH LUDWIG
 31. 12. 1985 HANS KLING

ERNST BARGON

Bohrkernlager Hessisches Landesamt für Bodenforschung

Das Hessische Landesamt für Bodenforschung bewahrt in seinem Bohrkernlager Proben geologisch wichtiger Bohrungen auf. Das Probenmaterial stammt aus Kern-, Saug-, Spül- und Trockenbohrungen. In Ergänzung dazu werden Belegproben der mineralogisch-petrographischen Sammlung in Form von Handstücken von den bereits bearbeiteten Blättern (siehe: Blattübersicht Geologische Karte von Hessen 1:25000) eingelagert. Die vorgenannten Bohrproben wie auch die aus der Kartierung stammenden zahlreichen Handstücke können interessierten Wissenschaftlern für die Bearbeitung zur Verfügung gestellt werden, soweit dem nicht besondere Bestimmungen (z. B. Lagerstättengesetz) oder Anweisungen der Auftraggeber von Bohrungen entgegenstehen. Näheres ist durch eine Bohrkernlager-Benutzungsordnung geregelt, die Interessenten bei der Beantwortung von Anfragen zugesandt wird.

Wegen beschränkter Platzverhältnisse ist eine unbefristete Aufbewahrung von Bohrungen nur in Ausnahmefällen möglich. Einlagerungsfristen der Bohrungen sind auf 2, 5, 10 und 20 Jahre nach besonderen Kriterien festgesetzt. Erfolgt bis zum Ablauf dieser Fristen keine Bearbeitung, werden die Bohrproben in Absprache mit dem Auftraggeber und dem Bearbeiter ausgesondert. Bei Spül- und Meißelproben erfolgt aufgrund des Platzbedarfs (Klarsichtdosen auf Senckenberg-Schubfächern) grundsätzlich eine Einlagerung auf ständig, sofern eine Aufbereitung derselben vorangegangen ist.

Die nachstehende, dem neuesten Stand entsprechende Gesamtaufstellung ersetzt alle früheren Mitteilungen über eingelagerte Bohrungen. Diese sind in Reihenfolge der Blattnummern der TK25 und hier in alphabetischer Anordnung unter Angabe der Ausführungszeit, der R- und H-Werte, der Endteufen und stratigraphischer Bezeichnungen, z. T. unter Benennung der Gesteinsarten, geordnet. Der Ablauf von Einlagerungszeiten bzw. das Ende der Aufbewahrungsdauer ist am Ende der Angaben einer Bohrung vermerkt.

Interessierten Wissenschaftlern wird empfohlen, auch nach Ablauf der angegebenen Einlagerungszeit beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden, bezüglich eingelagerter Bohrungen anzufragen, da sich im Zeitraum der Einlagerung wichtige Gründe für eine weitere Aufbewahrung ergeben können. Die Einlagerungsliste wird jährlich fortgeschrieben.

Benutzte Abkürzungen: A = ausgewähltes, z. T. in Kernabschnitten eingelagertes Material
 A.E. = Ablauf der Einlagerungszeit/Aufbewahrungsdauer
 ET = Endteufe
 KB = Kernbohrung
 R, H = Rechtswert, Hochwert
 st. = Aufbewahrung für ständig, Einlagerungszeit nicht begrenzt

Für die stratigraphische Bezeichnung und die Gesteinsarten wurden z. T. die Symbole für die Dokumentation und Automatische Datenverarbeitung —ADV— geologischer Feld- und Aufschlußdaten verwendet (Kurzbezeichnung: Symbolschlüssel Geologie).

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4027 Lutter am Barenberge	Hahausen (1980)	35 83 37	57 57 60	493,90	Trias: s; Perm: z,r. KB	1990
4322 Bad Karlshafen	Würgassen 1 (1967)	35 27 05	57 23 15	65,00	Trias: s; Perm: z,r. KB, A	1995
4322 Bad Karlshafen	Würgassen 2 (1967)	35 27 24	57 22 93	50,00	Trias: smS. KB, A	1995
4422 Trendelburg	Beberbeck (1965/1966)	35 34 08	57 12 13	275,00	Trias: smS, smH (230 m !), smD. KB	st.
4519 Marsberg	Heddinghausen CW 001 (1983)	34 92 25	56 96 75	123,00	Trias: suB; Perm: z; Devon: dh. KB	1994
4519 Marsberg	Heddinghausen CW 002 (1983)	34 92 62	56 96 52	105,00	Trias: suB; Perm: z; Devon: do. KB	1994
4519 Marsberg	Heddinghausen CW 003 (1983)	34 92 41	56 96 31	43,00	Trias: suB; Perm: z. KB	1994
4519 Marsberg	Neudorf (1968/1969)	34 98 02	57 02 11	380,00	Trias: su; Perm: z (Brg. gekernt von 222—262 m)	st.
4520 Warburg	Ammenhausen 3 (Schrägbrg., 1981)	35 02 68	57 01 24	36,00	Quartär; Trias: smH. KB	1992
4520 Warburg	KB 9, Umgehung Rhoden (1979)	35 00 00	57 04 88	15,00	Quartär; Trias: soRö, smST. KB	1991
4520 Warburg	Schmillinghausen 1 (1981)	35 02 90	56 99 00	15,00	Quartär; Trias: smD. KB	1992
4520 Warburg	Schmillinghausen 2 (Schrägbrg., 1981)	35 02 90	56 99 00	50,00	Quartär; Trias: smD. KB	1992
4520 Warburg	Volkmarsen 1 (1961)	35 07 32	56 97 70	181,65	Trias: sm. KB	st.
4520 Warburg	Volkmarsen 2 (1961)	35 07 35	56 97 63	118,10	Trias: sm. KB	st.
4520 Warburg	Volkmarsen 3 (1978)	35 07 53	56 98 47	60,00	Trias: so2, so1, smS. KB	1989
4619 Mengerlinghausen	Mengerlinghausen-Trappenberg (1972)	34 98 54	56 90 22	374,70	Trias: s; Perm: z; Unterkarbon	st.
4619 Mengerlinghausen	Vasbeck CK 001 (1983)	34 91 87	56 92 44	30,00	Trias: suB; Perm: z. KB	1994
4619 Mengerlinghausen	Vasbeck CK 002 (1983)	34 91 87	56 92 44	60,00	Trias: suB; Perm: z. KB	1994
4619 Mengerlinghausen	Vasbeck CK 003 (1983)	34 91 84	56 92 55	89,00	Trias: suB; Perm: z; Karbon. KB	1994
4619 Mengerlinghausen	Vasbeck CK 004 (1983)	34 91 88	56 92 35	83,00	Trias: suB; Perm: z; Karbon. KB	1994
4619 Mengerlinghausen	Vasbeck CK 005 (1983)	34 93 93	56 91 00	91,50	Trias: su, suB; Perm: z; Störung; Karbon: cdKS, cdKS. KB	1994
4620 Arolsen	Braunsen (1980)	35 03 32	56 91 21	493,10	Trias: s; Perm: z, Tonschieferbreccie (Zechstein?); Karbon: cd,t+g. KB	1990
4621 Wolfhagen	Oberelsungen (1968)	35 18 00	56 92 89	227,00	Trias: soRö und smS	1990
4622 Kassel West	Ahnetal (1958/1959)	35 26 40	56 88 98	53,65	Tertiär	st.
4622 Kassel West	Frommershausen A2 (1956/1957)	35 33 52	56 92 14	177,00	Trias: smS, smH (Handstücke). KB, A	st.
4622 Kassel West	Menke 5 (1977)	35 25 84	56 88 44	60,00	Tertiär: tolo-tolm. KB, A	1988
4623 Kassel Ost	A 1 (1956), Simmershausen	35 35 70	56 92 88	160,10	Trias: soRö, smS, smH. KB	1995
4623 Kassel Ost	A 4 (1956/?1957)	35 35 26	56 92 91	69,90	Trias: soRö, smS. KB	1995
4623 Kassel Ost	Möncheberg 158/158a (1964)	35 37 39	56 91 18	25,80	Tertiär. A	1995
4624 Hedemünden	Baugrundbrg. 4 (1966)	35 55 78	56 93 90	24,50	Trias: soRö und Übergang zur smS. KB, A	1995
4624 Hedemünden	Escherode (1980)	35 52 18	56 87 20	683,50	Trias: suS, suG, suB; Perm: z; Karbon: cd-d.g. KB	1996
4718 Goddelsheim	EAU-B 2 (1978)	34 88 29	56 80 03	56,25	Unterkarbon: cdKS. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 3 (1978)	34 88 32	56 80 03	125,00	Unterkarbon: cdKS. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 4 (1978)	34 87 16	56 77 51	28,90	Karbon (Tonschiefer). KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 5 (1978)	34 87 99	56 78 95	20,20	Karbon (Tonschiefer). KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 6 (1978)	34 87 92	56 79 00	17,90	Unterkarbon: cdKS. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 8 (1978)	34 87 98	56 78 97	19,00	Unterkarbon: cdI. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 9 (1978)	34 87 15	56 78 94	144,85	Unterkarbon: cdKS. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 10 (1978)	34 87 45	56 78 44	55,60	Perm: z. KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 11 (1978)	34 87 46	56 77 82	36,20	Karbon (Tonschiefer). KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 12 (1978)	34 85 84	56 76 80	19,25	Unterkarbon: cdI. KB	1986

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4718 Goddelsheim	EAU-B 13 (1978)	34 88 20	56 79 91	122,80	Karbon (Tonschiefer). KB	1986
4718 Goddelsheim	EAU-B 14 (1978)	34 88 17	56 79 93	65,00	Unterkarbon: cdAL. KB	1986
4718 Goddelsheim	ESB 3 (1981/1982)	34 87 58	56 79 18	198,60	Unterkarbon II, III. KB	1993
4718 Goddelsheim	ESB 4 (1981/1982)	34 87 20	56 78 85	177,00	Unterkarbon II, III. KB	1993
4718 Goddelsheim	ESB 5 (1981/1982)	34 86 93	56 78 69	156,20	Unterkarbon II, III. KB	1993
4718 Goddelsheim	UTT 1 (1976)	34 87 72	56 79 52	17,35	Unterkarbon: cdI, cd 3,t. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 2 (1976)	34 87 72	56 79 52	52,64	Unterkarbon: cdI+KS, cdKK. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 3 (1976)	34 87 72	56 79 52	24,60	Unterkarbon: cdI. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 4 (1976)	34 87 73	56 79 50	21,40	Unterkarbon: cdKS+KK, cdI. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 5 (1976)	34 87 73	56 79 50	114,35	Unterkarbon: cdKS+KK, cdI, cd 3,t. KB	1996
4718 Goddelsheim	UTT 6 (1976)	34 87 73	56 79 50	68,20	Unterkarbon: cdKS+KK. KB	1996
4719 Korbach	Conti I (1954)	34 90 93	56 83 06	100,00	Perm: z; Unterkarbon: cd 3. A	1987
4719 Korbach	EAU-B 1 (1978)	34 88 20	56 79 84	93,80	Grenzsichten Devon/Karbon. KB	1986
4719 Korbach	EAU-B 7 (1978)	34 88 51	56 80 16	35,70	Unterkarbon: cdI. KB	1986
4719 Korbach	ESB 1 (1981/1982)	34 88 63	56 80 06	82,57	Perm: z. KB	1993
4719 Korbach	ESB 2 (1981/1982)	34 88 81	56 80 13	15,17	Unterkarbon II, III. KB	1993
4719 Korbach	Nordenbeck 1 (1961)	34 89 26	56 80 36	131,00	Perm: z; Unterkarbon: cd 3. KB	st.
4719 Korbach	Nordenbeck 2 (1961)	34 89 20	56 80 25	66,00	Quartär; Perm: z. KB	st.
4719 Korbach	Oberense (1967)	34 89 30	56 77 43	152,00	Trias: suK; Perm: z	st.
4721 Naumburg	A/84-B 10 (1984)	35 22 70	56 78 92	40,00	Tertiär; Trias: soRö. KB	1986
4721 Naumburg	A/84-B 11 (1984)	35 23 16	56 76 46	15,30	Tertiär; Trias: soRö. KB	1986
4721 Naumburg	A/84-B 12 (1984)	35 22 40	56 79 98	10,00	Tertiär; Trias: soRö. KB	1986
4721 Naumburg	A/85-B 9 (1985)	35 22 88	56 78 14	44,00	Quartär; Tertiär. KB	1987
4721 Naumburg	Altenstädt (1964)	35 12 06	56 82 68	208,00	Trias: smH, smD, smV. KB	1994
4721 Naumburg	Bad Wildungen VB 3.2 (1971)	35 11 75	56 74 80	112,00	Trias: smV, su	st.
4721 Naumburg	Elbenberg 1 (1969)	35 14 60	56 78 16	81,00	Quartär; Tertiär. KB	1989
4721 Naumburg	Elbenberg 2 (1969)	35 14 82	56 78 17	101,00	Quartär; Tertiär. KB	1989
4721 Naumburg	Elbenberg 3 (1974/1975)	35 14 68	56 78 27	254,64	Tertiär (Olivin-Nephelinit). KB (gekernt v. 191—194,4 u. 220,7—254,64 m)	1989
4721 Naumburg	Emstal 1 (1975/1976)	35 17 66	56 79 11	795,50	Trias: sm, su; Perm: z. KB (A von 721,3—772,7 m)	st.
4721 Naumburg	Kirchberg III (1977)	35 18 87	56 75 62	263,00	Quartär; Trias: smS bis smH	st.
4721 Naumburg	Niedenstein (1961)	35 21 94	56 78 68	157,00	Trias: smS. KB, A	1995
4722 Niederzwehren	A/84-B 7 (1984)	35 28 59	56 75 69	48,00	Tertiär. KB	1986
4722 Niederzwehren	A/84-B 8 (1984)	35 26 41	56 77 68	37,50	Tertiär (Tuff). KB	1986
4722 Niederzwehren	A/84-B 9 (1984)	35 28 18	56 77 20	20,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1986
4722 Niederzwehren	A/85-B 10 (1985)	35 28 45	56 75 98	30,00	Quartär; Tertiär. KB	1987
4722 Niederzwehren	Elgershausen 1 (1963/1964)	35 26 28	56 83 08	290,00	Trias: (soRö), smS. KB, A	1995
4722 Niederzwehren	Firnsbach (1956)	35 25 88	56 84 86	135,00	Tertiär	1995
4722 Niederzwehren	Fuldabrücke Guxhagen Brg. IIc, (1971)	35 32 96	56 75 00	30,00	?Tertiär. KB	1995
4722 Niederzwehren	Grifte (A) (1955/1956)	35 31 68	56 74 00	120,00	Trias: sm (Handstücke). KB, A	st.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4723 Oberkaufungen	Gm. Helsa III (1974/1975)	35 46 31	56 77 77	150,00	Trias: smH, smV	1986
4723 Oberkaufungen	Quentel (1981)	35 45 79	56 74 35	430,00	Trias: su; Perm: z; Devon oder Karbon. KB, A	1992
4723 Oberkaufungen	Vollmarshausen I (1958)	35 40 06	56 80 70	89,30	Tertiär: tol bis Oberkante Buntsandstein. KB, A	1995
4724 Großalmerode	Helsa 2 (1974)	35 46 98	56 78 45	120,00	Trias: sm	st.
4819 Fürstenberg	Frebershausen I (1975)	34 99 27	56 63 59	102,00	Devon: do (Aschkoppensandstein)	1990
4821 Fritzlär	A/85-B 3 (1985)	35 16 84	56 71 77	34,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1987
4821 Fritzlär	A/85-B 4 (1985)	35 16 62	56 71 22	12,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1987
4821 Fritzlär	A/85-B 5 (1985)	35 22 76	56 68 10	88,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1987
4821 Fritzlär	A/85-B 6 (1985)	35 23 08	56 69 92	78,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1987
4821 Fritzlär	A/85-B 7 (1985)	35 22 93	56 70 70	54,00	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1987
4821 Fritzlär	Bad Wildungen I/68 (1968)	35 11 86	56 63 32	200,00	Trias: smD, smV, su	st.
4821 Fritzlär	Bad Wildungen VB II/68 (1968)	35 11 77	56 62 77	200,00	Trias: s	1995
4821 Fritzlär	Bad Wildungen III/68 (1968)	35 12 61	56 63 42	250,00	Trias: su	st.
4821 Fritzlär	Bad Wildungen VB 1 (1971)	35 12 85	56 72 23	120,00	Trias: smV	st.
4821 Fritzlär	Bad Wildungen VB 2.1 (1971)	35 12 88	56 73 26	250,00	Trias: soRö, smS	st.
4821 Fritzlär	Bad Wildungen VB 2/3 (1971)	35 12 26	56 73 46	130,00	Trias: smV bis su	st.
4821 Fritzlär	B/76-B 1 (1976)	35 17 28	56 63 48	27,30	Quartär; Trias: mu. KB	1986
4821 Fritzlär	B/76-B 2 (1976)	35 17 52	56 62 76	35,50	Quartär; Trias: mu. KB	1986
4821 Fritzlär	B/76-B 4 (1976)	35 15 22	56 71 26	51,80	Quartär; Trias: k,m. KB	1986
4822 Gudensberg	A/85-B 8 (1985)	35 23 39	56 72 44	66,50	Quartär; Tertiär; Trias: soRö. KB	1987
4822 Gudensberg	B/76-B 11 (1976)	35 24 45	56 70 46	25,10	Quartär; Tertiär. KB	1987
4822 Gudensberg	Neuenbrunslar C (1955/1956)	35 31 14	56 70 76	141,80	Trias: sm. KB (A Handstücke)	st.
4822 Gudensberg	Wolfershausen B (1955/1956)	35 30 98	56 72 32	150,20	Trias: sm. KB (A Handstücke)	st.
4823 Melsungen	Eiterhagen (1953/1954)	35 41 58	56 73 32	121,00	Trias: smV bis su	1995
4823 Melsungen	Mörshausen (1978)	35 43 40	56 63 67	412,00	Trias: su; Perm: z; Oberdevon. KB (ab 150,60 m—ET gekernt)	1990
4824 Hessisch-Lichtenau	Küchen (1981)	35 57 91	56 73 11	533,00	Devon/Karbon. KB (ab 45 m—ET gekernt)	1992
4824 Hessisch-Lichtenau	Retterode 1, Himmelsberg (1972)	35 49 78	56 71 67	300,00	Trias: soRö und sm	st.
4824 Hessisch-Lichtenau	Retterode 2, WBV Lossetal (1972)	35 49 86	56 70 64	150,00	Trias: soRö	st.
4824 Hessisch-Lichtenau	Schemmern 1 (1977)	35 57 05	56 65 19	118,20	Trias: su; Perm: z; Unterkarbon: cd3. KB (ab 24 m—ET gekernt)	1987
4826 Eschwege	Schlierbachswald IV (1962)	35 77 82	56 69 35	403,00	Trias: smV, su; Perm: z. KB (A Handstücke)	st.
4918 Frankenberg (Eder)	Rennertehausen 1 (1967)	34 78 28	56 55 03	102,00	Quartär; Perm: z	st.
4921 Borken (Hessen)	BK 47 (1976)	35 21 84	56 59 08	247,00	Trias: soRö. KB	st.
4921 Borken (Hessen)	BK 52 (1976)	35 21 66	56 59 38	50,00	Trias: Grenzsichten Röt/Muschelkalk	2002
4921 Borken (Hessen)	Haarhausen 3 (1958)	35 18 16	56 53 50	40,00	Trias: smS. KB	1990
4921 Borken (Hessen)	Haarhausen VI (1962)	35 17 40	56 54 74	231,50	Trias: smS, smH, (smD). KB	st.
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 1 (1984)	35 26 34	56 62 03	62,00	Tertiär; Trias: soRö. KB	1986
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 2 (1984)	35 26 80	56 60 82	41,00	Tertiär; Trias: soRö. KB	1986
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 3 (1984)	35 28 11	56 60 43	75,00	Tertiär. KB	1986
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 4 (1984)	35 29 00	56 57 78	44,40	Tertiär; Trias (Kalkstein). KB	1986
4922 Homberg (Efze)	A/85-B 1 (1985)	35 26 52	56 61 55	56,00	Tertiär; Trias: soRö. KB	1987
4922 Homberg (Efze)	A/85-B 2 (1985)	35 27 24	56 60 70	41,80	Tertiär; Trias: soRö. KB	1987

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4923 Altmorschen	DB 141.015—41 (1982)	35 40 87	56 58 98	270,00	Trias: su; Perm: z; Karbon—Devon. KB	1992
4923 Altmorschen	Konnefeld (1977)	35 43 11	56 55 87	177,10	Perm: z; ?Oberdevon. KB	1990
4923 Altmorschen	Knüllwald-Rengshausen (1977)	35 37 33	56 53 06	402,70	Trias: su; Perm: z; ?Unterkarbon. KB (ab 223,3 m—ET gekernt)	1987
4923 Altmorschen	Sterkelshausen (1979)	35 43 60	56 52 80	273,00	Perm: z; Oberdevon. KB	1990
4923 Altmorschen	Wildsbergquelle, Beiseförth (1972)	35 39 29	56 61 46	122,00	Quartär; Trias: smV, suSA, su,B	st.
4924 Seifertshausen	Braach (1979)	35 48 09	56 51 83	155,45	Perm: z; Oberdevon. KB	1989
4924 Seifertshausen	Herlefeld (1978)	35 53 10	56 60 76	151,00	Quartär; p; Perm: z; Praezechstein, Grauwacke. KB	1988
4924 Seifertshausen	Obergude (1979)	35 49 60	56 59 80	200,20	Perm: z; Oberdevon. KB	1990
4925 Sontra	C/77-B 3 (1977)	35 60 48	56 60 17	47,40	Perm: z. KB	1987
4925 Sontra	C/77-B 5a (1977)	35 61 05	56 58 69	42,30	Perm: z. KB	1987
4925 Sontra	C/77-B 6 (1977)	35 62 08	56 56 48	33,25	Perm: z. KB	1987
4925 Sontra	C/77-B 10 (1977)	35 64 02	56 58 49	68,20	Perm: z,r. KB	1987
4925 Sontra	C/77-B 11 (1977)	35 66 15	56 58 35	59,80	Perm: z. KB	1987
4925 Sontra	C/76-B 15 (1976)	35 69 86	56 63 05	55,15	Quartär; Trias: s. KB	st.
4925 Sontra	Cornberg (1964/1965)	35 60 37	56 56 28	151,60	Perm: z. KB, A	st.
4925 Sontra	KB 1 (1978)	35 66 70	56 58 29	15,00	Perm: z; Paläozoikum (Tonschiefer). KB	1986
4925 Sontra	KB 2 (1978)	35 66 49	56 58 30	25,00	Quartär; Perm: z; Paläozoikum (Tonschiefer). KB	1986
4925 Sontra	KB 3 (1978)	35 66 50	56 58 32	15,00	Quartär; Perm: z; Paläozoikum (Glimmerschiefer). KB	1986
4926 Herleshausen	Lengforst (1982)	35 77 84	56 54 38	100,00	Perm: z, ro, s. KB, A	1993
4926 Herleshausen	Nesselröden 1 (1981)	35 78 78	56 54 69	193,70	Trias: su; Perm: z, ro, s. KB, A	1993
5019 Gemünden (Wohra)	Halsdorf VB 1 (1969/1970)	34 97 36	56 42 87	160,00	Trias: smD, smV, su.	st.
5019 Gemünden (Wohra)	Schiffelbach (1963)	34 98 94	56 46 87	241,03	Trias: su; Perm: z; ?Unterkarbon: cd3. KB, A	1987
5020 Gilserberg	Gilserberg (1965)	35 05 72	56 45 89	131,00	Trias: su; Perm: z; Unterkarbon: cd3 oder Devon. KB	1987
5020 Gilserberg	Jesberg (1962)	35 10 99	56 48 90	135,00	Trias: s; Perm: z; Unterkarbon: cd3. KB	1987
5022 Schwarzenborn	Völkershain (1967)	35 33 11	56 49 14	200,00	Trias: smV, su. KB	st.
5023 Ludwigseck	Ersrode (1971)	35 40 89	56 48 76	164,00	Trias: soRö und smS	st.
5023 Ludwigseck	Mühlbach I (1954)	35 38 95	56 43 82	250,90	Quartär; Trias: su; Mitteldevon. (A Handstücke)	st.
5024 Rotenburg an der Fulda	Blankenheim (1982)	35 53 47	56 44 40	485,10	Perm: ro. KB (ab 175 m—ET gekernt)	1992
5024 Rotenburg an der Fulda	Lüdersdorf (Mündershausen) (1978)	35 51 66	56 47 25	488,00	Trias: su; Perm: z1,r. KB (ab 202 m—ET gekernt)	1994
5024 Rotenburg an der Fulda	Rohrbach (1980)	35 50 58	56 41 60	558,00	Trias: s; Perm: z, r; Devon? KB (ab 310 m—ET gekernt)	1990
5025 Hönebach	Ronshausen 15 (1979)	35 59 42	56 45 33	551,00	Trias: s; Perm: z, r; Schiefer (evtl. Vordevon?). KB (ab 231 m—ET gekernt)	1990
5025 Hönebach	Ronshausen 16 (1980)	35 59 45	56 44 80	461,30	Trias: s; Perm: z,r; Schiefer (metamorph überprägt?). KB (ab 273 m—ET gekernt)	1990
5025 Hönebach	Ronshausen 17 (1980)	35 59 63	56 44 38	551,00	Trias: s; Perm: z, r; Schiefer (?Vordevon). KB (ab 306,7 m—ET gekernt)	1990
5025 Hönebach	Ronshausen 19, Nausisberg (1982)	35 59 93	56 45 50	360,45	Trias: su; Perm: z, r. KB, A	1993
5123 Niederaula	Gershausen (1981)	35 38 58	56 33 96	421,70	Trias: su; Perm: z; Karbon: cs,t. KB, A (ab 301 m—ET gekernt)	1993
5123 Niederaula	Kleba (1980)	35 41 51	56 31 15	558,00	Trias: s; Perm: z, r. KB, A (ab 331 m—ET gekernt)	1990
5124 Bad Hersfeld	Lullusbrunnen (1965)	35 49 46	56 36 48	412,00	Trias: su; Perm: z. KB, A	1995
5215 Dillenburg	Lusthain 1 (1956)	34 49 48	56 21 81	257,20	Devon: dn bis dv. KB, A	1986
5215 Dillenburg	Orion 1 (1956)	34 49 27	56 21 68	279,05	Devon: dn bis dv. KB, A	1986
5215 Dillenburg	261/2, BAB (1964)	34 49 76	56 19 05	15,00	Unterkarbon: cdDD. KB, A	st.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5215 Dillenburg	1012/46,BAB (1964)	34 49 27	56 21 44	15,00	Oberdevon. KB, A	st.
5216 Oberscheld	Handstein 1 (1955)	34 55 52	56 20 95	709,35	Unterkarbon: cdDD; Oberdevon: dh,dn,da (in mehreren Schuppen); da/v,Fe, dv. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Handstein 2 (1955)	34 55 72	56 21 31	595,70	Unterkarbon: cdDD; Devon: da, da/v,Fe, dv; Lagerzug Eiserne Hand. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Herrnberg 3 (1950)	34 55 78	56 25 97	350,80	Unterkarbon: cdDD; Devon: da, da/v,Fe; NE Eibacher Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Ida II/9 (1955)	34 54 19	56 21 31	339,70	Unterkarbon: cdDD; Oberdevon: da/v,Fe, dv; Lagerzug Eiserne Hand. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Ida II/10 (1955)	34 55 41	56 21 13	506,65	Unterkarbon II; da/v,Fe, dv. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Kreuzberg 1 (1939/1940)	34 54 53	56 23 68	1 004,00	Unterkarbon: cdDD; Devon: doCE bis dv (mehrere Schuppen); mittlerer Eibacher Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Medardus 8 (1951/1952)	34 56 36	56 26 45	424,40	Unterkarbon: cdDD; Devon: do,t+s, da, da/v,Fe, dv; NE Eibacher Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Stirnheckeberg 8 (1951)	34 56 57	56 26 83	230,75	Devon: dn/da mit D, da/v,Fe, dv; NE Eibacher Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Tiefe Grube 1 (1952/1953)	34 55 16	56 23 53	324,05	Unterkarbon: cdDD; Devon: da/v,Fe, dv (2 Schuppen); Schelder Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Tiefe Grube 2 (1953)	34 54 96	56 23 34	385,75	Unterkarbon: cdDD; Devon: da, dv; Schelder Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Vogel 1 (1940/1941)	34 53 78	56 23 55	503,00	Unterkarbon: cdDD; Devon: dn bis dv; mittlerer Eibacher Lagerzug. KB, A	1986
5216 Oberscheld	Vogel 9 (1961/1962)	34 53 89	56 23 49	353,20	Unterkarbon: cdDD, cdAL; Devon: dh—dn in Cephalopoden-Fazies, da, da/v,Fe, dv; 3 Schuppen, mittlerer Eibacher Lagerzug. KB	1986
5216 Oberscheld	Ypsilanta 1 (1947/1948)	34 55 21	56 23 44	454,40	Unterkarbon: cdDD; Devon: dd—w,Dvt, da, dv; Schelder Lagerzug. KB, A	1986
5220 Kirtorf	A/83-B 7 (1983)	35 11 08	56 29 10	25,50	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB	1988
5220 Kirtorf	A/83-B 9 (1983)	35 10 40	56 21 73	23,00	Tertiär; Trias: s. KB, A	1988
5220 Kirtorf	Lehrbach (1980)	35 05 70	56 26 77	531,20	Trias: s; Perm: z: ?Devon. KB, A	1990
5221 Alsfeld	A/83-B 5 (1983)	35 21 83	56 21 78	54,20	Tertiär; Trias: s. KB, A	1988
5221 Alsfeld	A/83-B 6 (1983)	35 22 77	56 19 79	47,50	Tertiär; Jura? KB, A	1988
5221 Alsfeld	A/83-B 8 (1983)	35 12 64	56 26 85	30,00	Tertiär; Trias: s. KB, A	1988
5222 Grebenau	A/83-B 1 (1983)	35 25 62	56 28 42	32,80	Quartär; Trias: s. KB	1988
5222 Grebenau	A/83-B 2 (1983)	35 23 63	56 25 61	63,00	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB	1988
5222 Grebenau	A/83-B 3 (1983)	35 25 89	56 18 67	30,00	Quartär; Trias: s. KB	1988
5222 Grebenau	A/83-B 4 (1983)	35 24 63	56 19 12	36,30	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB	1988
5222 Grebenau	Eifa (1979/1980)	35 25 34	56 22 57	166,40	Quartär; Tertiär; Trias: s. KB, A (ab 130 m—ET gekernt)	1992
5222 Grebenau	Wallersdorf (1980)	35 33 55	56 24 00	372,00	Trias: s; Perm: z; ?Vordevon. KB, A (ab 14 m—ET gekernt)	1990
5223 Queck	Queck (1981)	35 38 87	56 19 17	392,70	Trias: su; Perm: z, r. KB, A (ab 42,5 m—ET gekernt)	1992
5224 Eiterfeld	Reckrod 2 (1980)	35 75 89	56 14 83	755,40	Trias: s; Perm: z, r. KB, A	1990
5225 Geisa	Ufhausen (1981)	35 60 72	56 28 53	1 202,90	Trias: m, sm, su; Perm: z, r. KB	1996
5315 Herborn	Breitscheid 1 (1969)	34 43 41	56 17 28	305,00	Devon: Riffkalk. KB	st.
5315 Herborn	Breitscheid 2 (1969)	34 43 90	56 17 61	156,70	Devon: Riffkalk. KB	st.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5315 Herborn	Breitscheid 3 (1969)	34 44 10	56 17 61	102,60	Unterkarbon: cdDD; Riffkalk. KB	st.
5315 Herborn	Driedorf 2 (1940/1942)	34 41 92	56 12 16	1 222,60	Devon: do—dm (dv). KB, A	st.
5315 Herborn	264/3, BAB (1964)	34 50 26	56 17 89	≥17,00	Devon: dd—dw. KB, A	st.
5316 Ballersbach	B 2b, BAB (1968)	34 61 86	56 07 69	51,00	Unterkarbon; Devon: dd—dh mit körnigem Intrusiv-Diabas. KB	st.
5316 Ballersbach	B 10, BAB (1968)	34 62 79	56 07 57	25,00	Devon: do. KB, A	st.
5316 Ballersbach	B 29a, BAB (1968)	34 62 94	56 07 37	16,00	Devon: dv (Schalstein mit Kalksteinlinsen). KB, A	st.
5316 Ballersbach	BN 8, BAB (1968)	34 61 87	56 07 74	60,00	Unterkarbon; Devon: dd, dh mit Intrusiv-Diabas. KB, A	st.
5316 Ballersbach	KB 27, BAB (1968)	34 62 97	56 07 40	13,30	Devon: dv (Schalstein mit Kalksteineinschlüssen). KB, A	st.
5316 Ballersbach	KB 199a, BAB (1967)	34 53 22	56 10 41	10,00	Devon: do. KB, A	st.
5320 Burg-Gemünden	A/84-B 5 (1984)	35 02 55	56 17 34	28,00	Tertiär; Trias: s. KB	1986
5320 Burg-Gemünden	A/84-B 6 (1984)	35 08 31	56 17 55	50,00	Tertiär. KB	1986
5322 Lauterbach (Hessen)	Ützhausen (1982)	35 35 26	56 12 69	422,00	Trias: su; Perm: z, ro. KB, A (ab 29 m—ET gekernt)	1992
5324 Hünfeld	Mackenzell (1958)	34 55 98	56 14 30	129,90	Störungszone mit steilstehendem Buntsandstein. KB, A (Handstücke)	st.
5415 Merenberg	Strüthen 1 (1954)	34 49 23	55 96 59	140,36	Devon: do, da/v, dvD. KB, A	1986
5415 Merenberg	Victor 15 (1961)	34 52 35	56 04 78	361,00	Intrusiv-Diabas in Oberdevonischen Schichten. KB, A	st.
5416 Braunfels	Fortuna 35 (1957/1958)	34 57 92	56 05 20	673,70	Intrusiv-Diabas; Devon: do, dv. KB, A	st.
5417 Wetzlar	B 92, BAB (1968)	34 64 69	56 06 64	12,00	Devon. KB, A	st.
5421 Ulrichstein	Vogelsberg 1 (1973)	35 18 15	56 97 10	200,90	Quartär bis Tertiär: t,B und t,Bt. KB	st.
5421 Ulrichstein	Vogelsberg 2/2A (1972/1973)	35 20 81	55 98 89	490,35	Quartär bis Tertiär: t,B und t,Bt. KB	st.
5423 Großlöhder	Oberode 1 (1954)	35 40 00	56 01 04	833,60	Trias: s; Perm: z, r. A	st.
5424 Fulda	Armenhof (1959)	35 56 01	56 03 75	80,50	Trias: sm.KB, A	1995
5424 Fulda	BK 174/11, Rangierbhf. Fulda (1978)	35 49 01	56 00 49	15,30	Trias: muWT, muW2. KB	1996
5425 Kleinsassen	Dietges 1 (1956)	35 66 57	55 99 52	567,20	Quartär; Trias: sm; Perm: z, r. A	st.
5514 Hadamar	Sp. 2 (1980)	34 37 72	55 87 82	110,00	Tertiär; Devon. KB	1986
5514 Hadamar	Sp. 4 (1980)	34 38 65	55 88 45	120,00	Devon. KB	1986
5515 Weilburg	Georg 3 (1954/1955)	34 45 95	55 91 04	231,70	Devon: da, dv. KB, A	st.
5515 Weilburg	Hermannstein 2 (1939/1942)	34 45 60	55 90 67	537,10	Devon: dn, da, da/v,Fe, dv. KB, A	st.
5515 Weilburg	Joseph 3 (1961)	34 45 05	55 91 16	252,94	Unterkarbon: cdDD; Devon: do, da/v,Fe. KB, A	st.
5519 Hungen	Bad Salzhausen (1975/1976)	34 98 98	55 86 35	1 000,00	Quartär; Tertiär; Perm: r.	1996
5523 Neuhof	BK 181/35 (1979)	35 46 81	55 94 82	36,00	Quartär; Trias: smD, smV. KB	1996
5523 Neuhof	BK 203/4 (1980)	35 46 40	55 89 12	20,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs und Röts). KB	1996
5523 Neuhof	BK 203/7 (1980)	35 46 81	55 89 27	20,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Röts und der Solling-Folge). KB	1996
5523 Neuhof	BK 204/9 (1980)	35 46 42	55 88 64	20,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs, Röts, Solling-Bausandsteins)	1996
5523 Neuhof	BK 204/19 (1980)	35 46 74	55 88 12	19,00	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs, Röts und der Solling-Folge)	1996
5523 Neuhof	BK 204/20 (1980)	35 46 74	55 88 18	23,30	Quartär, Versturzmasse (Gesteine des Tertiärs und der Solling-Folge). KB	1996
5523 Neuhof	BK 204/22 (1980)	35 46 80	55 88 26	20,00	Quartär; Tertiär; Trias: smS. KB	1996
5523 Neuhof	BK 206/13 (1980)	35 46 54	55 87 04	40,00	Quartär; Tertiär; Trias: smS. KB	1996
5523 Neuhof	BK 206/15 (1980)	35 46 40	55 86 83	40,00	Quartär; Tertiär; Trias: smH. KB	1996
5523 Neuhof	BK 208/4 (1979)	35 46 84	55 85 05	120,00	Quartär; Tertiär; Trias: smS, smH, smD. KB	1996

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5523 NeuhoF	BK 208/13 (1980)	35 46 35	55 85 75	60,00	Quartär; Tertiär; Trias: smH, smD. KB	1996
5524 Weyhers	RN 1, Thalau (1980)	35 54 24	55 89 55	655,35	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5524 Weyhers	RN 2, Langenroth/Giechenbach (1980)	35 58 68	55 89 57	460,70	Trias: su; Perm: z; Kristallin. KB, A	1993
5524 Weyhers	RN 4, Hattenrod/Eichenzell (1980)	35 51 75	55 95 42	597,55	Trias: sm, su; Perm: z, r. KB, A	1993
5524 Weyhers	Schindel (1968)	35 55 92	55 93 89	172,85	Trias: s.	st.
5526 Bischofsheim a. d. Rhön	SR 5, Unterweißenbrunn (1981)	35 74 61	55 85 35	551,00	Trias: sm, su; Perm: z, ro. KB, A	1993
5614 Limburg a. d. Lahn	Limburg VB 16 (1961)	34 32 49	55 84 89	60,00	Quartär; Devon: dm. KB	1994
5618 Friedberg (Hessen)	Sprudel XIV (1900)	34 81 85	55 81 31	209,43	Holozän; Pleistozän; ?Tertiär; Devon: dm (Massenkalk). KB	st.
5619 Staden	A/81-B 1a (1980)	34 92 62	55 74 26	36,40	Quartär; Perm: r. KB	1986
5619 Staden	A/81-B 1b (1980)	34 92 68	55 76 62	45,00	Quartär; ?Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 1e, BAB (1969)	34 94 80	55 78 31	18,00	Quartär; Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 2a, BAB (1969)	34 94 79	55 78 03	15,00	Quartär; Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 3c, BAB (1969)	34 94 75	55 77 69	13,00	Quartär; Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 4a, BAB (1969)	34 94 79	55 76 90	41,00	Quartär; Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 8a, BAB (1969)	34 95 42	55 75 86	15,00	Quartär; Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 12c, BAB (1969)	34 96 55	55 75 16	40,00	Quartär; Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 12e, BAB (1969)	34 96 63	55 75 10	35,00	Quartär; Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 14, BAB (1969)	34 96 96	55 74 76	12,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB	1986
5619 Staden	Brg. 15, BAB (1969)	34 97 21	55 74 24	17,00	Quartär; Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 15a, BAB (1969)	34 97 23	55 74 14	15,00	Quartär; Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 15c, BAB (1969)	34 97 34	55 73 92	8,00	Quartär; Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 16, BAB (1969)	34 97 34	55 73 73	14,00	Quartär; Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 103a, BAB (1969)	34 97 14	55 74 37	17,50	Quartär; Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Brg. 103b, BAB (1969)	34 97 19	55 74 35	15,00	Quartär; Tertiär. KB	1986
5619 Staden	Obermockstadt (1953)	34 97 90	55 78 76	58,50	Tertiär; Trias: su	1991
5620 Ortenberg	Gelnhhaar (1983)	35 10 45	55 79 48	588,90	Trias: sm, su; Perm: z, ro. KB	1996
5620 Ortenberg	Hirzenhain (1966/1967/1968)	35 09 36	55 83 81	744,00	Quartär; Tertiär: mi; Trias: smS, smH, smD, smV, suS, suG, suB. KB	1994
5622 Steinau a. d. Straße	Ahl (1980)	35 29 40	56 74 15	631,00	Trias: sm, suS, suG, suB; Perm: z, r. KB	1990
5623 Schlüchtern	BK 208/5 (1979)	35 46 70	55 83 34	130,00	Quartär; Tertiär: mi; Trias: smS, smH, smD, smV. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/6 (1979)	35 46 75	55 82 02	140,50	Quartär; Tertiär: B, mi; Trias: soRö, smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 208/15 (1979)	35 46 30	55 83 96	121,30	Quartär; Tertiär: mi; Trias: smS, smH, smD. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 209/16 (1979)	35 47 30	55 74 87	13,30	Quartär; Trias: mu. KB	1996
5623 Schlüchtern	BK 210/20 (1979)	35 47 35	55 73 91	28,00	Quartär; Trias: ku. KB	1996
5623 Schlüchtern	Sterbfritz (1981)	35 43 06	55 75 85	735,00	Trias: sm, su; Perm: z, ro. KB, A (ab 29 m—ET gekernt)	1992
5624 Bad Brückenau	RN 3, Kothen (1980/1981)	35 55 92	55 82 74	293,00	Trias: su; Perm: z; Grundgebirge. KB, A	1992
5624 Bad Brückenau	RN 13, Grenzswald (1981/1982)	35 53 13	55 80 10	434,71	Trias: su; Perm: z, ro. KB, A	1992
5624 Bad Brückenau	SR 2, Lachsgrund (1981/1982)	35 55 16	55 79 04	418,00	Trias: su; Perm: z; Grundgebirge. KB, A	1993
5626 Sandberg	RN 14, Tannenkopf (1981/1982)	35 74 63	55 77 68	474,01	Trias: sm, su; Perm: z, ro. KB, A	1993
5719 Altenstadt	Brg. 106a, BAB (1969)	34 97 73	55 72 70	40,00	Quartär. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 107a, BAB (1969)	34 97 77	55 72 50	40,00	Quartär. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 110b, BAB (1969)	34 98 14	55 71 76	10,00	Quartär; Perm: r. KB	1994

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5719 Altenstadt	Brg. 112b, BAB (1969)	34 98 61	55 70 84	40,00	Quartär; Perm: r. KB	1994
5719 Altenstadt	Brg. 116b, BAB (1969)	34 99 55	55 70 55	26,70	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 33, BAB (1970)	35 00 12	55 64 25	13,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 121a, BAB (1969)	35 00 51	55 66 73	9,40	Quartär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 122a, BAB (1969)	35 00 59	55 66 51	20,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 122b, BAB (1969)	35 00 63	55 66 52	22,00	Quartär; Tertiär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 125b, BAB (1970)	35 00 45	55 65 30	15,00	Quartär; Perm: r. KB	1994
5720 Büdingen	Brg. 128h, BAB (1969/1970)	35 00 10	55 63 96	34,50	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 3, BAB (1970)	35 01 53	55 65 47	22,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 6, BAB (1970)	35 01 40	55 65 31	18,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 8, BAB (1970)	35 01 53	55 65 35	19,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Mark. BS 13, BAB (1970)	35 01 56	55 65 44	24,50	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 2, BAB (1970)	35 00 58	55 63 25	24,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 3, BAB (1970)	35 00 46	55 63 26	20,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 4a, BAB (1970)	35 01 02	55 64 02	10,00	Quartär; Tertiär. KB	1994
5720 Büdingen	Rav. BS 5, BAB (1970)	35 00 38	55 63 30	9,40	Quartär; Tertiär. KB	1994
5721 Gelnhausen	Stadtwald 3 (1967)	35 16 56	55 64 50	70,00	Trias: s	st.
5721 Gelnhausen	Stadtwald 4 (1967)	35 16 66	55 64 75	70,00	Trias: s	st.
5723 Altengronau	Altengronau (1982)	35 45 12	55 69 25	516,90	Perm: ro. KB, A	1992
5723 Altengronau	BK 7/1 (1979)	35 44 53	56 64 94	80,00	Quartär; Trias: suS, suG. KB	1995
5723 Altengronau	Burgioß (1981)	35 36 08	55 65 50	608,65	Trias: sm, su; Perm: z, ro. KB (ab 33 m—ET gekernt)	1996
5723 Altengronau	Marjoß (1980)	35 39 26	55 69 50	511,00	Trias: s; Perm: z, r. KB (von 121—129 m und ab 237,5—ET gekernt)	1990
5723 Altengronau	RN 5, Galgengrund (1981/1982)	35 41 15	55 68 43	429,50	Trias: su; Perm: z, ro. KB, A	1993
5723 Altengronau	RN 7, Dittenbrunn (1981/1982)	35 44 44	55 65 87	433,82	Trias: su; Perm: z, ro. KB, A	1992
5723 Altengronau	SR 6, Krümmelbach (1981/1982)	35 39 53	55 65 90	471,66	Perm: ro. KB, A	1993
5724 Zeitlofs	RN 12, Knüttelwiese (1981/1982)	35 59 15	55 67 40	636,80	Perm: ro. KB, A	1992
5724 Zeitlofs	RN 15, Mitgenfeld (1981/1982)	35 58 30	55 72 28	632,10	Trias: sm, su; Perm: z, ro. KB, A	1993
5724 Zeitlofs	SR 4, Weißenbach, Kleine Leite (1981/1982)	35 51 20	55 66 48	623,60	Trias: su; Perm: z, ro. KB, A	1993
5725 Stangenroth	RN 10, Thulba (1981/1982)	35 64 13	55 70 88	505,80	Gneis; Paläozoikum. KB, A	1992
5725 Stangenroth	RN 16, Schieferstein (1981/1982)	35 68 68	55 64 28	614,86	Trias: sm, su; Perm: z, ro. KB, A	1993
5820 Langenselbold	Brg. 132b, BAB (1970)	35 00 75	55 61 76	15,00	Quartär; Perm: r. KB, A	1995
5820 Langenselbold	Brg. 138c, BAB (1970)	35 01 40	55 59 12	16,00	Quartär; Tertiär. KB, A	1995
5823 Burgsinn	Rengersbrunn (1981/1982)	35 39 88	55 54 56	61,10	Trias: su. KB	1992
5823 Burgsinn	Rieneck (1982)	35 47 00	55 52 16	457,80	Trias: su; Perm: z, r. KB (ab 270 m—ET gekernt)	1992
5823 Burgsinn	RN 9, Aura-Grund (1981)	35 37 31	55 61 53	496,49	Trias: su; Perm: z, ro. KB, A	1993
5823 Burgsinn	SR1, Arfgrund, Aura (1981/1982)	35 41 00	55 59 20	422,30	Trias: su; Perm: z, ro. KB, A	1993
5823 Burgsinn	SR 8, Engelhaupt, Mittelsinn (1982)	35 44 55	55 61 55	398,20	Trias: su; Perm: z, ro. KB, A	1993
5913 Presberg	Aulhausen (1960)	34 20 54	55 41 30	75,00	Quartär; Tertiär; Devon. A (Kleinproben)	1994

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
5915 Wiesbaden	Adlerquelle, vermutlich Kleine A. (1954)	34 45 69	55 50 12	10,70	Quartär; Vordevon: Serizitgneis	1994
5915 Wiesbaden	VB 1, Neubau Postamt (1971)	34 45 71	55 48 44	110,00	Quartär; Tertiär: tAq, tolo. KB	1989
5916 Hochheim a. Main	Brg. 1, Mülldeponie (1974)	34 55 45	55 44 18	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 2, Mülldeponie (1974)	34 55 54	55 44 01	11,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 3, Mülldeponie (1974)	34 55 74	55 43 85	10,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 4, Mülldeponie (1974)	34 55 78	55 43 71	10,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 5, Mülldeponie (1974)	34 55 59	55 43 67	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 6, Mülldeponie (1974)	34 55 42	55 43 77	13,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 7, Mülldeponie (1974)	34 55 19	55 44 14	15,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 8, Mülldeponie (1974)	34 55 08	55 44 04	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 9, Mülldeponie (1974)	34 54 91	55 43 72	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 10, Mülldeponie (1974)	34 55 67	55 43 57	13,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 11, Mülldeponie (1974)	34 55 41	55 43 46	15,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 12, Mülldeponie (1974)	34 55 55	55 43 19	14,50	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 13, Mülldeponie (1974)	34 56 22	55 43 42	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 14, Mülldeponie (1974)	34 56 28	55 43 10	12,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5916 Hochheim a. Main	Brg. 15, Mülldeponie (1974)	34 56 04	55 42 73	10,00	Quartär: qp; Tertiär: tmi	1995
5924 Gemünden am Main	BK 28/4 (1980)	35 48 38	55 44 41	170,00	Quartär; Trias: soRö, smS, smH. KB, A	1995
5924 Gemünden am Main	BK 28/5 (1980)	35 48 48	55 44 14	146,00	Trias: soRö, smS, smH, smD. KB	1995
5924 Gemünden am Main	Langenprozelten (1981/1982)	35 48 46	55 47 34	461,50	Trias: su, suB; Perm: z, ro. KB (ab 314 m—ET gekernt)	1993
6018 Langen	Brg. 1 (1974)	34 82 11	55 30 82	36,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1987
6018 Langen	Brg. 2 (1974)	34 82 00	55 31 20	53,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1987
6018 Langen	Brg. 3 (1974)	34 81 94	55 31 44	68,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1987
6018 Langen	Brg. 4 (1974)	34 82 10	55 31 64	66,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1987
6018 Langen	Brg. 5 (1974)	34 83 12	55 32 10	59,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit und Porphyr). KB	1987
6018 Langen	Brg. 6 (1974)	34 81 82	55 31 64	40,00	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1987
6018 Langen	Brg. 7 (1974)	34 83 24	55 31 48	50,50	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1987
6018 Langen	Brg. 8 (1974)	34 83 89	55 32 08	60,50	Perm: r; Kristallin (Granodiorit). KB	1987
6023 Lohr a. Main	Lohr (1981)	35 42 14	55 37 84	485,70	Perm: ro. KB (ab 242 m—ET gekernt)	1992
6119 Groß-Umstadt	Lengfeld/Odenwald (1965)	34 93 45	55 22 57	65,00	Quartär; Trias: suB; Perm: ?z, ?ro. A	1996
6316 Worms	A/75-B 1 (1975)	34 54 86	55 06 15	60,00	Quartär. KB	1990

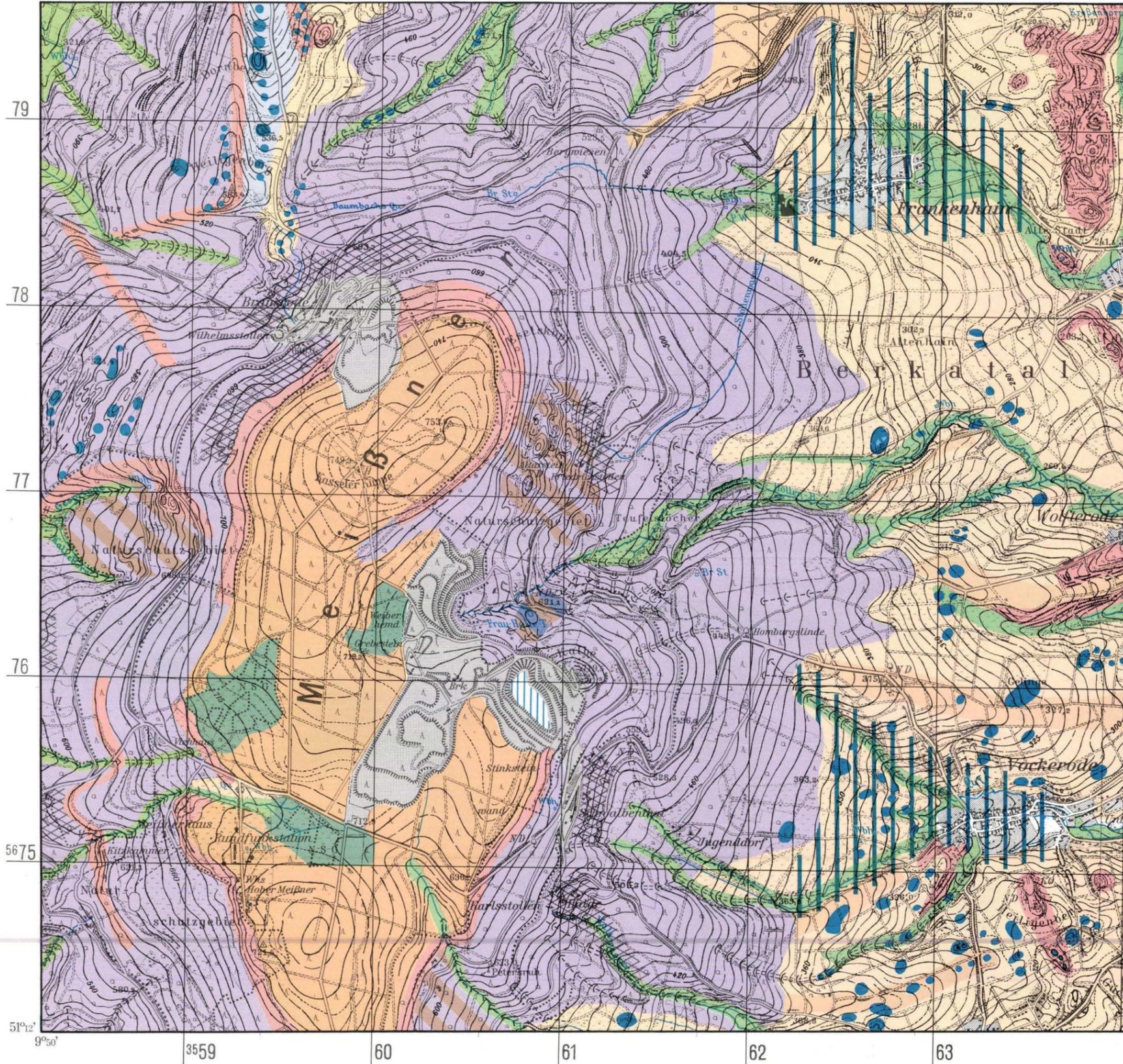
Stand: 31. Januar 1986

GERNOT HÜHNER

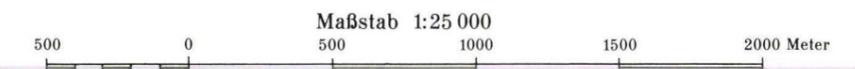
Geomorphologische Karte 1:25 000 des Meißner (Nord-Hessen)

GMK 25/Auszug:

4725 Bad Sooden-Allendorf SW



- | | |
|--|--|
| 5 Täler und Tiefenlinien | 13.4 cryogen,periglaziale Hangschuttdecken |
| 5.1 Muldental (Breite 25-<100m) | 13.5 fluvial,holozäne Täler |
| 5.2 Sohlental (Breite 25-<100m) | 13.6 biogen,Vermoorungsbereiche |
| 5.3 Kerbtal (Breite 25-<100m) | 13.7 strukturell,Oberflächengesteine |
| 5.4 Kerbsohlental (Breite 25-<100m) | 13.8 subrosiv,Dolinen und Erdfälle |
| 5.5 Muldenkerbtal (Breite 25-<100m) | 13.9 gravitativ,Rutschungen |
| 5.6 muldenförmige Tiefenlinie (Breite <25m) | 13.10 nival,eiszeitliche Schneenische |
| 5.7 kerbförmige Tiefenlinie (Breite <25m) | 13.11 periglazialfluvial,Trockental |
| 5.8 kastenförmige Tiefenlinie (Breite <25m) | 13.12 gravitativ,cryogen überformt |
| 13 Geomorphologische Prozeß- und Strukturbereiche | 13.13 gravitativ,nival überprägt |
| 13.1 denudativ, Hochfläche des Meißner | 13.14 großräumige Auslaugungsbereiche |
| 13.2 denudativ,Fußflächen | 13.15 anthropogen,Bergbau und Steinbrüche |
| 13.3 denudativ,Hangflächen | 13.16 anthropogene Überformung,Bergbaureste |



Grundlage: *Topographische Karte 1:25 000
Blatt 4725 Bad Sooden-Allendorf
Ausgabe 1980.Mit Genehmigung
des Landesvermessungsamtes Hessen*

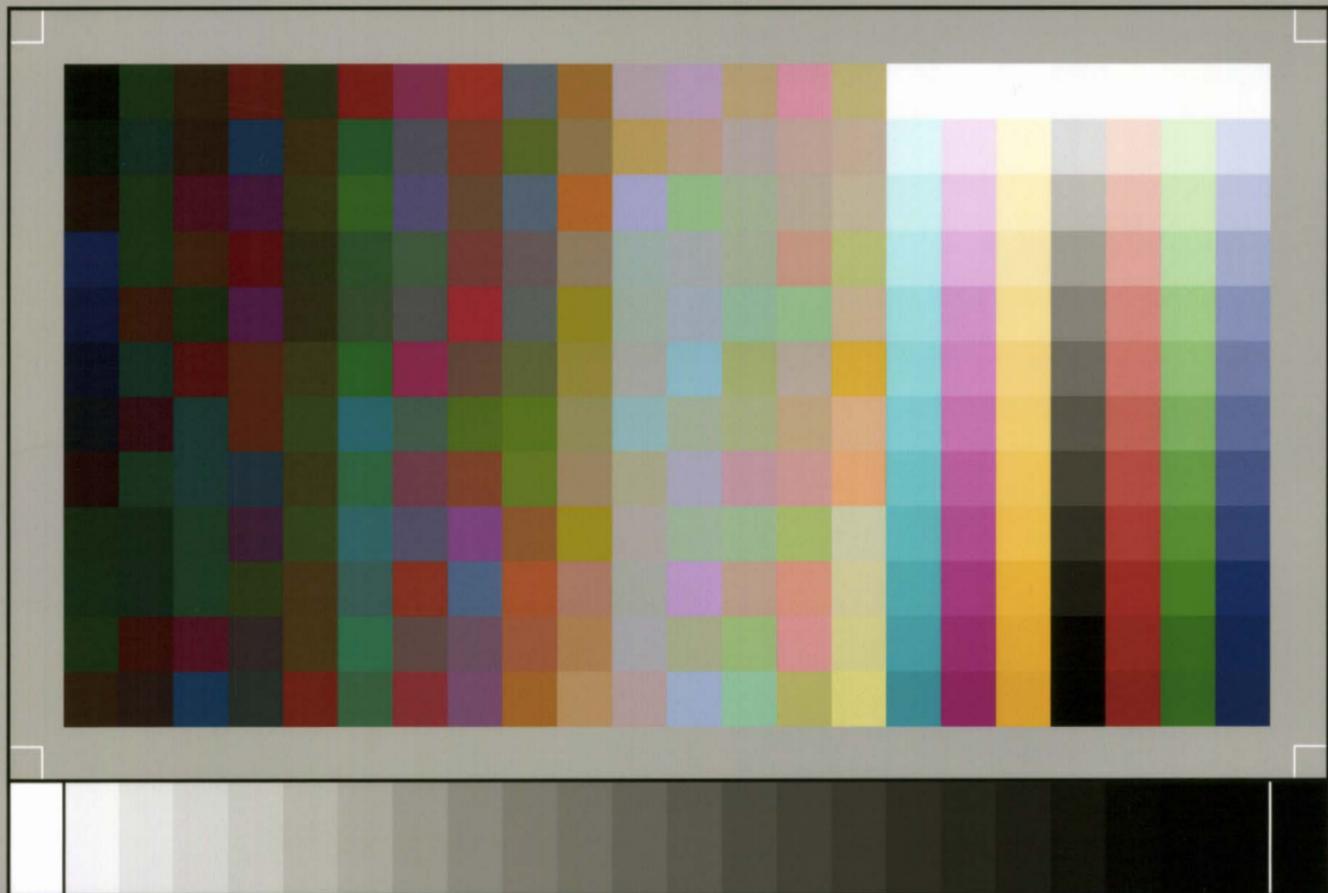
Aufnahme: *K.Möller, G.Stäblein 1979-81*
Kartographie: *J.Schulz*
Druck: *ReproLabor, Freie Universität Berlin*
Beilage zu: *STÄBLEIN u. MÖLLER : Subrosionsformen
im Bereich des Meißners in Nordhessen.
-Geol.Jb.Hessen, 114.*

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
Band 107, 1979: 330 S., 93 Abb., 15 Tab., 4 Taf.	88,- DM
Band 108, 1980: 277 S., 68 Abb., 22 Tab., 10 Taf.	62,- DM
Band 109, 1981: 238 S., 48 Abb., 22 Tab., 4 Taf., 1 Bild.	40,- DM
Band 110, 1982: 297 S., 76 Abb., 37 Tab., 9 Taf.	50,- DM
Band 111, 1983: 366 S., 36 Abb., 39 Tab., 19 Taf.	60,- DM
Band 112, 1984: 339 S., 164 Abb., 19 Tab., 3 Taf.	60,- DM
Band 113, 1985: 342 S., 76 Abb., 50 Tab., 8 Taf., 1 Bild.	66,- DM



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0