



Inhalt

Seite 5

E. KÜMMERLE
Geologische Kartierung unter Wasser

Seite 11

M. HOTTENROTT
Über kalkfreies „Kalktertiär“ im Untergrund von Wiesbaden

Seite 27

G. RADTKE & E. KÜMMERLE
Neudefinition von fünf stratigraphischen Einheiten im Tertiär (Miozän) des Hanauer Beckens und des Oberrheingrabens (Deutschland): Niederrad- bis Bockenheimer-Formation

Seite 45

T. SIMON
Rote feinklastische Lagen im Mittleren Muschelkalk Südwest-Deutschlands (Baden-Württemberg)

Seite 53

R. BLUM, P. DIEZ & R. ETZ
Die „Horn'sche Anomalie“ bei Warburg – Eine magnetische Neuvermessung

Seite 61

J. PAUL & D. SIGGELKOW
Lakustrische Sedimente der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein, Norddeutschland)

Seite 81

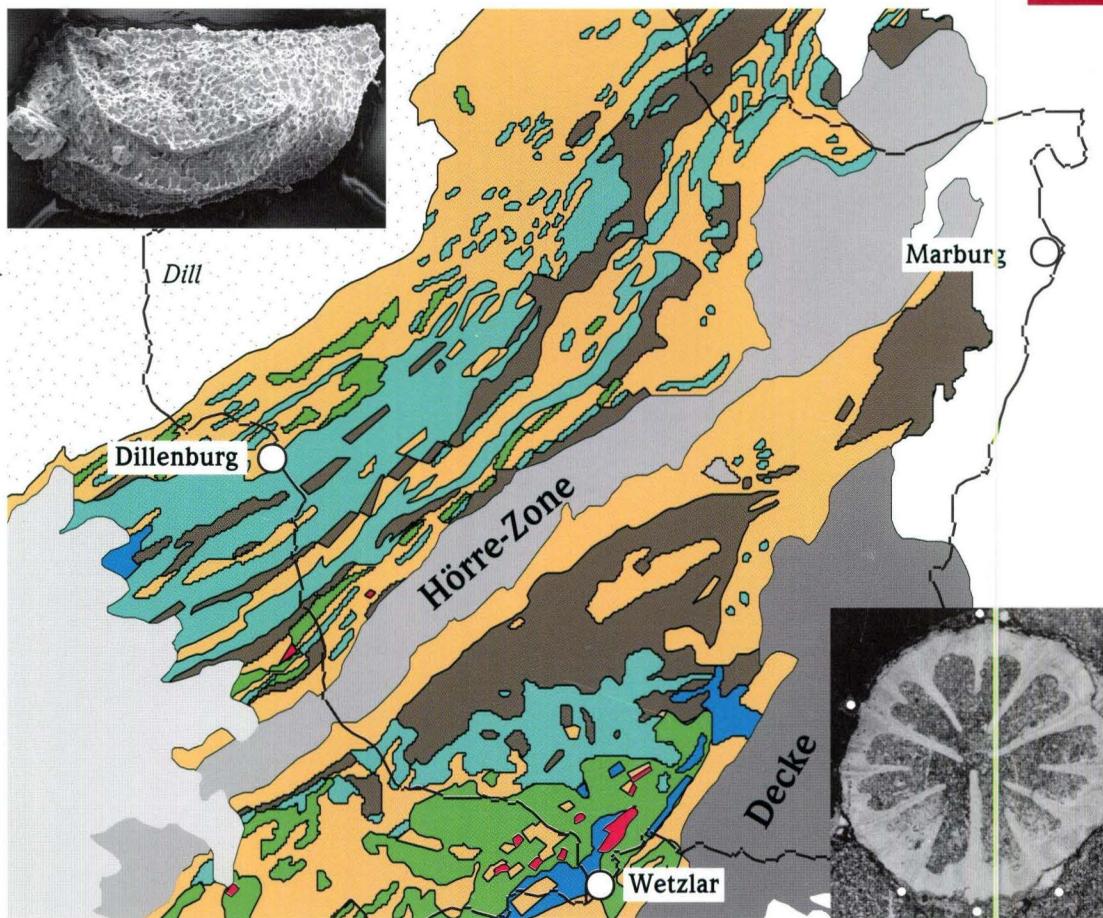
M. DERSCH-HANSMANN & N. HUG
Oberer und Mittlerer Buntsandstein im Untergrund des Dieburger Beckens

Seite 97

R.E. BECKER & A.-K. THEUERJAHR
Die Schwerspatgänge im Mittleren Buntsandstein bei Lichtenhagen, Bl. 4923 Altmorschen

Band 131/2003

Geologisches Jahrbuch Hessen 2003



HLUG

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Band 131/2003

227 Seiten, 97 Abbildungen, 11 Tabellen, 9 Tafeln, Wiesbaden 2004

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen 2003



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

Schriftleitung
Dr. Roland E. Becker
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

Titelbild: Verbreitung der vulkanischen Gesteine im Lahn–Dill-Gebiet aus dem Beitrag NESBOR.

Foto oben links: *Corniferacia horni* n. sp. aus dem Beitrag BENDER & BLUMENSTENGEL.

Foto unten rechts: *Thecaxon horni* n. sp. aus dem Beitrag WEYER.

Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Ausgearbeitet von S. Horatschek und T. Schubert, 51 S.; Hannover 1998. Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Johannesstraße 3A, D-70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2004
ISSN 0341-4027

Printed in Germany

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autorinnen und Autoren allein verantwortlich.

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 permission of the publisher.

Redaktion: Dr. Adalbert Schraft, Martina Peter, Monika Retzlaff,
Dagmar Tangermann

Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden
Telefon: 06 11/70 10 34; e-mail: vertrieb@hlug.de
Telefax: 06 11/97 40 813

Inhalt	Seite
E. KÜMMERLE Geologische Kartierung unter Wasser	5
M. HOTTENROTT Über kalkfreies „Kalktertiär“ im Untergrund von Wiesbaden	11
G. RADTKE & E. KÜMMERLE Neudefinition von fünf stratigraphischen Einheiten im Tertiär (Miozän) des Hanauer Beckens und des Ober- rheingrabens (Deutschland): Niederrad- bis Bockenheim-Formation	27
T. SIMON Rote feinklastische Lagen im Mittleren Muschelkalk Südwest-Deutschlands (Baden-Württemberg)	45
R. BLUM, P. DIEZ & R. ETZ Die „Horn’sche Anomalie“ bei Warburg – Eine magnetische Neuvermessung	53
J. PAUL & D. SIGGELKOW Lakustrische Sedimente der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein, Norddeutschland)	61
M. DERSCH-HANSMANN & N. HUG Oberer und Mittlerer Buntsandstein im Untergrund des Dieburger Beckens	81
R.E. BECKER & A.-K. THEUERJAHR Die Schwerspatgänge im Mittleren Buntsandstein bei Lichtenhagen, Bl. 4923 Altmorschen	97
H. HEGGEMANN, H. KAUFMANN, T. KELLER & B. EILRICH Die Geologie des Steinbruchs Rodenbach bei Frankenberg – Unterschutzstellung von drei Steinbruchsarealen	105
M. PIECHA, M. SALAMON, H.-G. HERBIG, D. KORN & B. MESTERMANN Das Unterkarbonprofil Hatzfeld (Wittgensteiner Mulde, Rheinisches Schiefergebirge) – Stratigraphie des Kulm (Ober-Tournaisium bis Viséum) und die Karbonatfazies im Niveau des <i>crenistria</i> -Horizontes	119
H.-D. NESBOR Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf	145
H.-J. ANDERLE, P. BENDER & H.-D. NESBOR Neuaufnahme des Oberdevon-Profiles von Freindiez (Bl. 5614 Limburg an der Lahn)	183
P. BENDER & H. BLUMENSTENGEL Ostracoden aus der Weitershausen-Formation (Oberdevon, Hörre, Rheinisches Schiefergebirge)	191
D. WEYER Neue Rugosa-Funde aus dem Unter-Famenne von Deutschland (Anthozoa, Oberdevon)	203
H. WALTER, K. HOTH & G. FREYER Manfred Horn, ein hessischer Landesgeologe aus Masuren	225



Dr. Manfred Horn
* 24.2.1934 – † 5.3.1999

Der frühere Abteilungsleiter der Geologischen Landesaufnahme am ehemaligen Hessischen Landesamt für Bodenforschung (HLfB, heute HLUG), Dr. Manfred Horn, wäre im Februar diesen Jahres 70 Jahre alt geworden. Er ist im März 1999 unerwartet verstorben. Manfred Horn war ein ausgewiesener Kenner des Paläozoikums im Rheinischen Schiefergebirge und überregional der Trias. Er hat sich um die Geologie des Landes Hessen verdient gemacht. Die Arbeiten des vorliegenden Bandes wurden von den Autoren seinem Andenken gewidmet.

EBERHARD KÜMMERLE¹

Geologische Kartierung unter Wasser

Kurzfassung

Auf der Grundlage von Aufschlüssen im Rheinbett, auf den Rheininseln (Auen) und an den Ufern wird eine abgedeckte Karte des Rheinlaufs zwischen Mainz und Bingen entworfen.

Sie zeigt Oligo- bis Miozänschichten, ab Rüdesheim Unterdevongesteine.

Abstract

Based on outcrops in the river-bed, on the river islets, and on the banks of the Rhine an uncovered geological map of the Rhine course between Mainz and Bingen is presented. It shows

oligocene and miocene layers, down from Rüdesheim lower devonian rocks.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	5
2. Pleistozäne und holozäne Flussfracht	5
3. Der Rhein-Untergrund zwischen Mainz und Bingen	7
4. Schriftenverzeichnis	10

1. Einleitung

Wasserflächen in der topographischen Karte erfreuen meist das Auge des kartierenden Geologen, ersparen sie ihm doch hier die Darstellung geologischer Details. Vom Rheinstrom, beispielsweise zwischen Mainz und Bingen, gibt es aber ein ganz dichtes Netz von Sondierungen der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung. So wurden allein zwischen Rüdesheimer Hafen und Nahemündung im Oktober 1990 über hundert Sondierbohrungen zur Sohlenerkundung vorgenommen, aus denen Probenmaterial paläontologisch ausgewertet werden konnte. Ergänzt durch Bohrprofile auf den Auen und an den Ufern wird der Versuch einer Darstellung der Geologie des Stromes im Abschnitt Mainz – Bingen möglich (Abb. 1).

Um ohne Taucherausrüstung die Rheinsohle untersuchen zu können, muss ein wasserfreier Luftraum geschaffen werden. Mittels Druckluft kann man aus einer Taucherglocke das Wasser verdrängen, so bei dem Taucherschacht „Kaiman“ (Abb. 2) oder bei dem Taucherglockenschiff „Carl Straat“. In der Glocke kann man nicht nur die Flusssohle begehen, sondern von ihr aus Sondierungen wie auch Kernbohrungen niederbringen. Auch kann die Glocke bei der Weiterfahrt leicht angehoben werden: durch eine gewisse Wasserschicht hindurch kann man die Sohle fortlaufend beobachten, weil der Druckraum über dem Wasser während der Fahrt erhalten bleibt.

2. Pleistozäne und holozäne Flussfracht

Der würmglaziale Rheinlauf zeigt gravierende Unterschiede zum heutigen Fluss.

Die Niederterrasse t7, nach KANDLER (1971) T1/T2, geht unter der Auenlehmdecke in ihrer Breite vielerorts noch über die heutige, von Hochfluten episodisch erfasste Talaue hinaus.

Auch liegt die Terrassenbasis tiefer als die Sohle des heutigen Flusses, und die tiefsten Bereiche sind nicht identisch mit den jetzigen. So breiten sich mehrfach geteilte Rinnen zwischen Heidesheim – Gau-Algesheim – Kempten unter dem heutigen Uferbereich aus, in denen die Terrassenbasis bei nur 70–72 m

¹ Dr. E. Kümmerle (e-mail: kuemmerle@web.de), Hauptstr. 67, D-65344 Martinthal

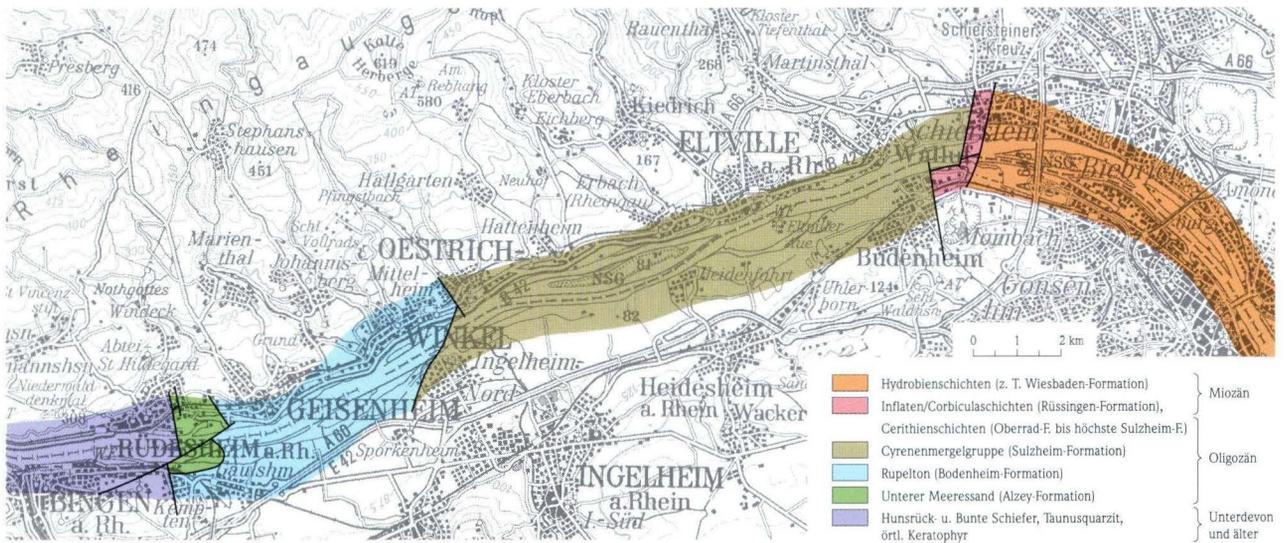


Abb. 1. Abgedeckte geologische Karte des Rheinstroms zwischen Mainz und Bingen.

ü. NN liegt (SONNE 1977/78), während die rezente Sohle selten unter 75 m hinab reicht. Der würmzeitliche Rhein hatte also eine tiefere Erosionsbasis. Das wird u.a. damit erklärt, dass sich im Postglazial das Schiefergebirge, hier in der „Felsenstrecke“, heraus hob. Wie Bohrprofile zeigen, fließt der jetzige Rhein weitgehend auf dem mehr oder weniger (bis zu 10 m) erhaltenen würmglazialen Terrassenkörper, kenntlich durch den hohen Anteil an grobem Korn: es belegt die große Schleppkraft des damaligen Flusses. Mit Hilfe der groben Gerölle entstanden auch die Gletschermühlen-ähnlichen tiefen Auskolkungen, die bei sehr niedrigen Wasserständen im Rheinbett sichtbar werden, so am Mäuseturmriff, auf der Pfalzinsel bei Kaub und wie HEINECK (1925) zeigte, in Höhe von Bacharach. Wie feinkörnige, vermutlich eisenzeitliche (mdl. Mitt. M. Hottenrott) Sedimente innerhalb der groben Schotter im Raum Mainz belegen, ist das Geröll der Niederterrasse ganz lokal auch noch postglazial umgelagert worden.

Das feinere Korn wurde mehr oder weniger ausgewaschen, und vielfach blieb eine Sohle aus grobem Kies und Blöcken übrig, die wie gepflastert erscheint und als relativ beständig gilt, weil dieses grobe Material nur noch örtlich begrenzt bewegt wird (GÖLZ 1979). Hier finden sich an der Sohle auch Reste zerlegter Kalksteinbänke aus den oberhalb angeschnittenen Miozänschichten (Abb. 3).

Abschnittsweise hat freilich der holozäne Rhein seine eigenen alten Absätze ganz ausgeräumt. Es sind Gebiete junger Hebung (GÖLZ 1979) oder Strecken, in denen die Vertiefung der Flussrinne durch Ausbaumaßnahmen bewusst forciert wurde oder wo der Schraubenstrahl der Motorschiffe die Sohle je nach Wasserstand aufriss. In der Kleinen Gieß zwischen dem rechten Ufer und der Mariennau sind noch Schrauben-

strahlrinnen der Berg- und Talfahrt zu beobachten. Von 1861–1878 und von 1966–1976 erfolgten weiträumig im Rheingau Baggerungen zur Erhaltung der Fahrrinntentiefe. Weithin fehlt z. B. der Terrassenkies in Höhe von Biebrich (Abb. 4), bei Winkel, Frei-Weinheim (Abb. 5) und unterhalb der Rüdeshheimer Aue, in letzterem Fall durch Schollenhebung, Talverengung und starke Sohlenerosion (Abb. 6).

Die Sedimente des postglazialen Flusses bestehen dagegen überwiegend aus Sand, Silt, Lehm und Ton. Die Rheininseln von der Peters- bis zur Rüdeshheimer Aue sind aus solchem Material, bis zu 6 m, aufgebaut, das bei 1–4 m unter MW (Mittlerer Wasserstand) auf Kies der Niederterrasse ruht. Die „Auen“ sind also postglazialer Entstehung, sie sind Zeugen eines „verwilderten“, in Arme aufgeteilten Rheinlaufs, der örtlich erodierte, andernorts akkumulierte. Die Anzahl der Auen erscheint heute geringer als früher. Sie wurden großenteils künstlich an die Ufer angeschlossen wie die Ingelheimer Au bei Mainz, die Langau und Jungau bei Ingelheim oder die Schönbornsche Au bei Geisenheim, oder sie wurden Hafenabschluss wie die Schiersteiner- und Bismarksau oder die Lachau bei Rüdeshheim.

Die rezent bewegte Flussfracht in der Flussrinne selbst ist überwiegend sandig, bei Bachmündungen auch gröber, und wird über die grobkörnige Unterlage oder, wo diese fehlt, über Tertiärschichten hinweg flussabwärts transportiert. Berüchtigt sind barchanförmige „Dünen“ mit flacher Luv- und steiler Lee-seite mit über einem Meter Höhe und bis hundert Meter Breite, die sich mit mehreren Metern pro Tag abwärts bewegen, die Fahrwassertiefe örtlich stark verringern und von Zeit zu Zeit auszubaggern sind (GÖLZ 1996).



Abb. 2. Taucherschacht „Kaiman“ bei Bingen.

3. Der Rhein-Untergrund zwischen Mainz und Bingen

Zwischen dem Floßhafen bei Kostheim und der Einfahrt des Schiersteiner Hafens bilden (vermutlich Untere) Hydrobienschichten (Wiesbaden-Formation) das Liegende des Terrassenkörpers oder direkt die Flusssohle. Flache Lagerung und große Mächtigkeit (bis 50 m) bewirken die weite Verbreitung. Nach Osten zu in Richtung Main wie rheinabwärts nach Westen folgen jeweils ältere Tertiärschichten.

In Höhe des Biebricher Schlosses ist die Oberfläche der Hydrobienschichten bei niedrigem Wasserstand vom Ufer her sichtbar (Abb. 4). Die Schichtenfolge ist aus den riesigen Budenheimer und Amöneburger Kalksteinbrüchen bekannt, die in neuester Zeit intensiv bearbeitet wurden (z.B. KRAUSE 1991, SCHÄFER & KADOLSKY 1998, REICHENBACHER & KELLER 2002). Die Liegendgrenze der Hydrobienschichten steigt nach Westen an: unter der Schiersteiner Brücke liegt sie bei 57 m, im Schiersteiner Hafen bei rund 66 m ü. NN über Inflaten-/Corbicularschichten (Rüssingen-Formation). Zwei markante Verwerfungen heben weiter nach Westen die Hydrobienschichten über das Rheinbett heraus.

Bis zum Westende des Schiersteiner Hafens schließen sich Inflaten-/Corbicularschichten (Rüssingen-Formation) und dann Cerithienschichten (Oberrad-Formation bis höchste Sulzheim-Formation) an, schließlich deren Liegendes, die Cyrenenmergel-Gruppe (Sulzheim-Formation). Die ganze Abfolge ist tektonisch eingeeignet und hier kaum untersucht. In der Karl-Lehr-Straße, rund 400 m nördlich des Hafens, wurden unter Mergel und Ton mit Hydrobien und Fischresten bei 42 m u. GOK

bunte Tone und Quarzkies erbohrt, die man der „Wiesbadener Randfazies“ (vermutlich Obere Pechelbronn-Formation) i. S. v. KÜMMERLE (1996) zuordnen kann und die auch aus dem Untergrund des Wasserwerks Schierstein bekannt und hier nach Osten geneigt sind (MEHLHORN & THEWS 1974): Zwischen Hafen und Absetzbecken des genannten Wasserwerks sind Kies, Sand und Ton verbreitet, wohl der Randfazies oder den Süßwasserschichten (oberer Teil Sulzheim-Formation) zugehörig. Darunter folgt glimmerführender Ton, d.h. Cyrenenmergel, der als „Cyrenenmergelgruppe“ (Sulzheim-Formation) auch Schleichsand (Stadecken-Formation) und nach Osten hin Süßwasserschichten umfassen mag und von hier bis in Höhe von Frei-Weinheim den Rhein-Untergrund bildet. Auch hier sind Mächtigkeit und flache Lagerung für die weite Verbreitung maßgebend. Im Rhein vor Frei-Weinheim (Ingelheim-Nord) wurden buckelförmig herausragende Septarien bis zu einem Meter Durchmesser beobachtet (GÖLZ 1979). Diese waren zwar namensgebend für den „Septarienton“ (= Rupelton, Bodenheim-Formation), kommen aber genau so im Cyrenenmergel (Sulzheim-Formation) vor, z.B. als steinartige Verfestigungen zwischen Erbach und Hattenheim (KÜMMERLE 1982). Brunnen in Frei-Weinheim (Ingelheim-Nord) standen im Cyrenenmergel (GROOSS 1862), der wieder nach Westen heraus gehoben ist. Bis westlich der Ilmenau folgt im Rheinbett Rupelton (Bodenheim-Formation), danach eine Wechselfolge von Sedimenten, die unschwer als küstennahe Bildungen des mitteloligozänen Mainzer Beckens zu deuten



Abb. 3. Kalksteinblöcke im Rheinkies der Niederterrasse, abgerollt und/oder in der Strömung zugerundet (Oberer Rheingau).



Abb. 4. Rheinbett vor Schloss Biebrich im Winter 1989/90. Kalksteinbänke der Hydrobienschichten (z.T. Wiesbaden-Formation), polyedrisch zerklüftet.



Abb. 5. Von der Strömung freigelegte bzw. durch Sedimentfracht freigescheuerte Oberfläche des Cyrenenmergels (Sulzheim-Formation) vor Frei-Weinheim, rillenförmig zerfurcht.



Abb. 6. Erosiv freigelegte Bunte Schiefer, darüber und dazwischen grober Kies mit Geröllen, die sich in der Felsenstrecke nur an strömungsgeschützten Stellen halten, sonst aber durch hohe Schleppkraft noch rezent in Bewegung sein können.

sind, sich sowohl mit Rupelton (Bodenheim-Formation) ver-zahnen als auch dessen Liegendes bilden. Dies geht aus den Bohrungen hervor, die zum Bau der Hindenburgbrücke 1912 abgeteuft und von WAGNER & MICHELS (1930) bearbeitet worden sind. In Folge der Verzahnung bleibt die Grenze zum Rupelton (Bodenheim-Formation) selbst unscharf: sie zieht etwa von der Rüdeshheimer Kläranlage nach SW und in einem Bogen in Richtung Kempten (Abb. 1). Die interessante Abfolge im Liegenden des Rupeltons wird als Äquivalent des Unteren Meeressandes (Alzey-Formation) gedeutet. Sie ist nicht nur im Rheinbett, sondern im tiefer gelegenen Ostteil von Rüdeshheim verbreitet, wie Bohrungen z.B. in Ufernähe auf der Rüdeshheimer „Lach“ (bei R 342400, H 553846), nördlich der Hafeneinfahrt (Bohrarchiv HLUG 6013/10, R 342418, H 553855), beim Campingweg (6013/105, R 342407, R 553875) u.a. zeigen. Abgelagert sind Ton und Mergel, hellgrau, blaugrün, rötlich, z.T. kreidig, im Wechsel mit sandigem weißem Kalkstein bis Kalksandstein und teilweise kalkig verbackenem Quarzkies bis Quarzkonglomerat aus gut gerundeten weißen Geröllen bis 3 cm Durchmesser, sowie Sandlagen, weiß bis bräunlich, mit Siderit- und selten idiomorphen Quarzkristallen. Fossilien sind sehr selten. Außer Molluskenbruchstücken, glattschaligen Ostrakodenfragmenten, Resten von *Hemicyprideis* sp. und Fischen wurden nur wenige Charophyten-Gyrogonite gefunden. Die Fossilarmut fällt bei einem Vergleich, etwa mit dem fossilreichen Meeressand (Alzey-Formation) vom Gei-

senheimer Rotenberg auf (PINKOW 1953, KÜMMERLE 1978). Immerhin dürfte die genannte Schichtenfolge belegen, dass der Raum Bingen – Rüdeshheim zum Uferbereich des Mainzer Meeresbeckens gehörte.

Die Grenze zum Rheinischen Schiefergebirge ist vorwiegend tektonisch geprägt. Eine streichende Verwerfung lässt sich vom Rochusberg zur Ostspitze der Rüdeshheimer Aue verfolgen (WAGNER 1926, WAGNER & MICHELS 1930), von da aber eine SE – NW-Störung zur „Lach“, wo sie zwischen Polizeistation und Stützpunkfeuerwehr hindurch zieht. Westlich der Rüdeshheimer Aue bilden Tonschiefer und Quarzit unter nur örtlich vorhandener und geringmächtiger Geröldecke das Rheinbett. Örtlich wurde auch die Überlagerung von Schiefer bzw. Quarzit durch die Meeressand-Äquivalente (Alzey-Formation) direkt erbohrt: in Brg. 19a vor dem Kemptener Ufer (Quarzit ab 14,15 m u. GOK, WAGNER & MICHELS 1930: 142–143), in der o. g. Brg. 6013/10 und am Rüdeshheimer Rechacker in Brg. 6013/9 (R 342392, H 553908).

Danksagung: Herrn Prof. Dr. E. GÖLZ von der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz wird für mehrmalige Mitnahme in den Taucherschacht und die Überlassung von Bohrproben, Herrn H. BLASCHKE, vormals Wasser- und Schifffahrtsdirektion Südwest in Mainz, für zahlreiche sachdienliche Hinweise gedankt. Dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie gebührt Dank für die Möglichkeit der Einsichtnahme in das Bohrarchiv.

4. Schriftenverzeichnis

- GÖLZ, E. (Bearb.) (1979): Geologische Untersuchung der Rheinsohle zwischen Oppenheim und Bingen (Strom-km 480,0–528,8). – Ber. B.-Anst. Gewässerkd.: 10 S., 70 Anl.; Koblenz.
- GÖLZ, E. (1996): Der Rhein als Wasserstraße – Verkehr, Ausbau, Geologie. – DGG-Tag. 1996 Bonn, Exk. A1: 33–42, 7 Abb.; Hannover.
- GROOSS, A. (1862): Geognostische Beobachtungen in der Umgegend von Nieder-Ingelheim. – Notizbl. Ver. Erdk. mittelh. geol. Ver., 3. F., **H1**: 107–112; Darmstadt.
- HEINECK, F. (1925): Bilder vom niedrigen Wasserstand des Rheins im Sommer 1921. – Jb. nass. Ver. Naturkd., **77**: 79–80, 4 Taf.; Wiesbaden.
- KANDLER, O. (1971): Die pleistozänen Flussterassen im Rheingau und im nördlichen Rheinhessen. – Mainzer naturwiss. Arch., **10**: 5–28, 1 Tab., 1 Kt.; Mainz.
- KRAUSE, C. (1991): Der Grenzbereich Corbicula-/Hydrobienschichten speziell im Tertiärprofil Wiesbaden-Amöneburg (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **93**: 23–65, 10 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1978): Unterer Meeressand und Kaolin am Rotenberg bei Geisenheim am Rhein. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 147–158, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1982): Beobachtungen zur Tektonik im Rheingau. – Geol. Jb. Hessen, **110**: 101–115, 1 Abb.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1996): „Milchquarzkies“, „Randfazies“ und Unteroligozän bei Wallau, Main-Taunus-Kreis. – Jb. nass. Ver. Naturkd., **117**: 65–68, 1 Abb.; Wiesbaden.
- MEHLHORN, H. & THEWS, J.-D. (1974): Die Gestalt des Grundwasserleiters im Bereich des Wasserwerkes Wiesbaden-Schieferstein. – Wiss. Ber. Unters. Plan. Stadtwerke Wiesbaden AG, **2**: 65–67, 2 Abb.; Wiesbaden.
- PINKOW, H.-H. (1953): Eine neue Fundstelle von Fossilien des Meeressandes (Unteres Mitteloligozän) am Nordhang des Rothenberges bei Geisenheim. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**: 199–205, 2 Abb.; Wiesbaden.
- REICHENBACHER, B. & KELLER, T. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 2: Wiesbaden-Formation (= Untere Hydrobienschichten). – Mainzer geowiss. Mitt., **31**: 99–122, 3 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- SCHÄFER, P. & KADOLSKY, D. (1998): Zur Gliederung eines Tertiärprofils von Budenheim bei Mainz, insbesondere zur stratigraphischen Stellung und Genese der „Milchquarzschorter“ (Oberoligozän) im nordwestlichen Rheinhessen (Mainzer Becken). – Mainzer naturwiss. Arch., Beih. **21**: 115–132; Mainz.
- SONNE, V. (1977/78): Tiefenlinienplan des Talbodens der Rhein-Niederterrasse zwischen Budenheim bei Mainz und Bingen-Kempten. – Mainzer naturwiss. Arch., **16**: 83–90, 1 Abb.; Mainz.
- WAGNER, W. (1926): Goethe und der geologische Aufbau des Rochusberges bei Bingen. – Notizbl. Ver. Erdk. geol. L.-Anst. Darmstadt, (V) **8**: 224–231, 1 Taf.; Darmstadt.
- WAGNER, W. & MICHELS, F. (1930): Geol. Kt. Hessen 1 : 25000, Bl. [6013] Bingen – Rüdeshheim m. Erl.: 167 S., 3 Taf.; Darmstadt.

MARTIN HOTTENROTT¹

Über kalkfreies „Kalktertiär“ im Untergrund von Wiesbaden

Kurzfassung

Im engeren Stadtgebiet von Wiesbaden sind kalkfreie tertiäre Sedimente verbreitet. Sie wurden aufgrund des fehlenden Kalkgehaltes und der damit verbundenen Fossilarmut zumeist in das Pliozän gestellt. Die klastischen Sedimente enthalten häufiger kohlige Lagen sowie Pflanzenreste. Mikroflora verschiedener Lokalitäten gestatten eine Gleichstellung dieser Bildungen mit dem Kalktertiär des Mainzer Beckens (Oberoligozän bis Untermiozän). Neben den charakteristischen terrestrischen Palynomorphen haben sich auch Zysten mariner

Dinoflagellaten gefunden. Danach können Bohrprofile vom Schulberg in die Unteren Hydrobienschichten gestellt werden. Profile vom Dernschen Gelände sowie die Basis vom Schulberg korrelieren mit den *Corbicula*-Schichten. Die kalkfreien Tertiärsedimente von Wiesbaden können als nördliche Randfazies des Mainzer Beckens im Untermiozän angesehen werden. Es wird vorgeschlagen, für diese Sedimente die lithostratigraphische Bezeichnung Schulberg-Formation einzuführen.

Abstract

In the entire area of the city of Wiesbaden there occur carbonate-free Tertiary sediments. Because of the lack of carbonate and fossils they had been placed mostly into the Pliocene for a long time. The clastic sediments often are bearing lignitic layers and plant remains. Microfloras of several localities give evidence that these sediments belong to the "Calcareous Tertiary" of the Mainz Basin (Upper Oligocene until Lower Miocene). Beside the characteristic elements of the terrestrial microflora of this time span, marine dinoflagellate cysts have

been found. According to the microfloras the drill profiles of the Schulberg (without those of the base) can be compared with the Lower Hydrobia Beds. The spectra from the Dernsches Gelände and those from the base of the Schulberg profiles can be slightly older (*Corbicula* Beds). The carbonate free Tertiary sediments of Wiesbaden represent the northern coast border line of the Mainz Basin in Lower Miocene. For those sediments the lithostratigraphic name Schulberg-Formation is proposed here.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	12
2. Palynostratigraphie	12
3. Schulberg-Formation	20
4. Schriftenverzeichnis	21
5. Anhang	22

¹ Dr. M. Hottenrott (e-mail: m.hottenrott@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, D-65203 Wiesbaden

1. Einleitung

Im Untergrund des Stadtkerns von Wiesbaden sind kalkfreie Sedimente des Tertiärs verbreitet, die gelegentlich durch Baugruben oder durch Bohrungen erschlossen werden. Zumeist sind diese Bildungen sandig und kiesig bis konglomeratisch, teilweise auch durch die Einwirkung von Thermalwasser eingekieselt (LEPPLA & STEUER 1923, KIRNBAUER 1997). Untergeordnet kommen tonige Partien sowie kohlige Lagen vor, in denen auch häufiger Pflanzenreste enthalten sind. Nicht selten sind Wurzelröhren und Wurzelböden in verfestigten sandigen Gesteinen, auch Kieselhölzer wurden gefunden. Über diese Schichtenfolge ist bereits von F. SANDBERGER (1847) vom Geisberg berichtet worden. In Ermangelung stratigraphisch geeigneter Fauna und der Kalkfreiheit der Gesteine wurde bis in die jüngere Zeit zumeist von einem pliozänen Alter dieser Ablagerungen ausgegangen (LEPPLA & STEUER 1922, 1923, 1971, ROSENBERG & MITTELBACH 1996, ROSENBERG et al. 1999). Das Pliozän der regionalen Profile im Rhein-Main-Gebiet ist weitestgehend kalkfrei ausgebildet, was wohl die Ursache für die Altersdeutung gewesen sein mag. Aus den Erläuterungen von LEPPLA & STEUER (1923) zu Bl. Wiesbaden-Kastel der geo-

logischen Karte 1 : 25 000 ist allerdings zu entnehmen, dass sie sich bei dieser Einstufung keineswegs sicher waren. KOCH (1880a+b) hat bei der 1. Auflage von Bl. Wiesbaden (Karte und Erläuterungen) die genannten Tertiärbildungen mit dem oligozänen Meeressand des Mainzer Beckens in Verbindung gebracht („Meeressand und Strandbildungen“), was bereits zumindest genetisch durchaus zutreffend war. Die von MICHELS (1964, 1966) bekannt gemachte Altersdeutung (Kalktertiär: *Inflata*-Schichten bis Hydrobienschichten) blieb in der Literatur weitgehend unbeachtet und deckt sich voll mit den hier vorgestellten Ergebnissen. Bereits viel früher hat HENRICH (1905) Braunkohlen von Wiesbaden mit dem miozänen „Litorinellenkalk“ parallelisieren können. Das Kalktertiär umfasst im Mainzer Becken die traditionellen drei Schichtglieder („Mainzer Triade“) mit den Hydrobienschichten im Hangenden, den *Corbicula*-Schichten bzw. *Inflata*-Schichten und den Cerithienschichten im Liegenden. Diese biostratigraphisch abgrenzbaren Einheiten können wiederum in mehrere Untereinheiten aufgegliedert werden (ROTHAUSEN et al. 1988).

2. Palynostratigraphie

Im Jahr 1989 sind erstmalig kohlige Einschaltungen dieser Schichten vom Verfasser palynologisch untersucht worden. Es hat sich gezeigt, dass die tertiären pflanzlichen Mikrofossilien hier eindeutig gegen ein pliozänes Alter sprechen. Bohrproben vom Dernschen Gelände und vom Schulberg (Abb. 1) haben Spektren geliefert, wie sie für das Kalktertiär des Mainzer und des Hanauer Beckens charakteristisch sind. Besonders wichtig sind hier Funde mariner Dinoflagellaten-Zysten, diese ermöglichen eine engere stratigraphische Zuordnung der Vorkommen.

Die bis 25 m tiefen Baugrunderkundungsbohrungen zum Bau einer Tiefgarage am Schulberg haben eine schluffige, sandige und kiesige Tertiärabfolge angefahren, mit Feinsandsteinen und tonigen sowie auch kohligem Lagen besonders im tieferen Profilabschnitt (Anhang: Schichtenverzeichnisse der KB 21, 23, 24, 28 vom Schulberg und KB 17 und 20 vom Dernschen Gelände). Einige der Profile enden im unterlagernden Serizitgneis (Metarhyolith) des Vordevons. Die Gesteine am Schulberg sind durch die Einwirkung fossiler Thermalwässer teilweise verkieselt (KIRNBAUER 1997). Bohrungen für eine Tiefgarage am Dernschen Gelände (bis 15 m Teufe) haben entsprechende Tertiärsedimente angefahren, die Gesteine sind im Wesentlichen unverfestigt geblieben, obwohl auch hier Mineralisationen durch Thermalwässer in der späteren Baugrube zu beobachten waren (KIRNBAUER 1997).

Alle Profile haben reichhaltige Spektren aus verschiedenen Horizonten geliefert (Tab. 1a+b). In großen Quantitäten sind

die charakteristischen Pollenkörner und Sporen vertreten, wie sie typisch für das Kalktertiär sind: *Momipites punctatus*, *Caryapollenites simplex*, *Polyporopollenites undulosus*, *Periporopollenites stigmaticus*, *Tricolporopollenites microreticulatus* sowie die *Tricolporopollenites henrici*-Gruppe (mit der in ihrer botanischen Deutung ebenfalls unklaren *Tricolporopollenites pseudocingulum*-Gruppe). Typisch sind auch die geflügelten Koniferen sowie regelmäßig auch Vertreter von *Sciadopitys*, gelegentlich auch von *Tsuga*. An Sporen treten die großen „Lygodien“ (Tab. 1a+b) der *Leiotriletes maxoides*- und der *Triplanosporites*-Gruppe hervor. Hinweise auf Ufernähe geben Funde von *Cyperaceapollis*. Einige Vertreter sind auf Taf. 1 abgebildet.

Die Dinoflagellaten-Funde gestatten – neben den Pollen und Sporen – eine engere stratigraphische Zuordnung der Profile zu Schichtgliedern des Kalktertiärs. Nur drei häufigere Gruppen von Dinozysten sind im Kalktertiär bezeichnend (*Deflandrea*, *Homotryblum* [*Cordosphaeridium* bei WEILER 1988] und *Polysphaeridium*; WEILER 1988, HOTTENROTT 1993a+b). Diese Gruppen sind in den marinen Abschnitten vertreten und bilden jeweils charakteristische Maxima, um schließlich innerhalb der Hydrobienschichten endgültig zu erlöschen. Stratigraphisch besonders bedeutsam ist das Aussetzen von *Homotryblum* innerhalb der Abfolge. Spätestens mit Beginn der Oberen Hydrobienschichten setzen im Hanauer Becken verstärkt Grünalgen der limnischen Fazies ein (besonders *Pediastrum*; WEILER 1988, HOTTENROTT 1993a), die lokalen

tertiären Senkungsfelder sind damit weitgehend ausgesüßt. Die in manchen Wiesbadener Spektren ebenfalls sehr häufigen Kolonien der „Ölalg“ *Botryococcus* (Taf. 1) sind bezeichnend für limnische fazielle Verhältnisse, häufig sind sie immer in Profilabschnitten mit wenig oder gar keinen Dinozysten (z.B. HOTTENROTT 1993a und Tab. 1a+b).

Die choraten Dinoflagellaten-Zysten der *Polysphaeridium*-Gruppe [besonders *Polysphaeridium zoharyi* (ROSSIGNOL 1962) BUJAK et al. 1980] sind in Abschnitten der Profile vom Schulberg teils massenhaft vertreten, die Gattung *Homotryblum* hat sich hier hingegen bislang lediglich an der Basis gefunden (in KB 23, 19–20 m; vgl. Anhang und Tab. 1a). *Homotryblum* ist bezeichnend für die marinen Cerithienschichten und erreicht bis in die tieferen *Corbicula*-Schichten noch Massenergebnisse. Zum Hangenden zu wird die Form selten um spätestens mit dem tiefsten Abschnitt der Hydrobienschichten gänzlich

zu verschwinden (HOTTENROTT 1993a+b; vgl. WEILER 1988). *Polysphaeridium* hingegen erreicht noch abschnittsweise hohe Anteile in den Unteren Hydrobienschichten, auch *Deflandrea* ist hier noch häufiger vertreten. In den Oberen Hydrobienschichten indessen ist *Polysphaeridium* nur im mittleren Abschnitt noch angetroffen worden (mit *Deflandrea*). Daraus folgt, dass die genannten Schichten vom Schulberg (bis auf den Liegendabschnitt) den Hydrobienschichten zugeordnet werden können, mit großer Wahrscheinlichkeit den Unteren Hydrobienschichten. Die Oberen Hydrobienschichten sind im Mainzer Becken nur von wenigen Lokalitäten bekannt und hier nicht zu erwarten (ROTHAUSEN et al. 1988). Die tiefsten Profilabschnitte vom Schulberg dürften bereits den *Corbicula*-Schichten entsprechen, da hier noch *Homotryblum* gefunden wurde (Tab. 1a).

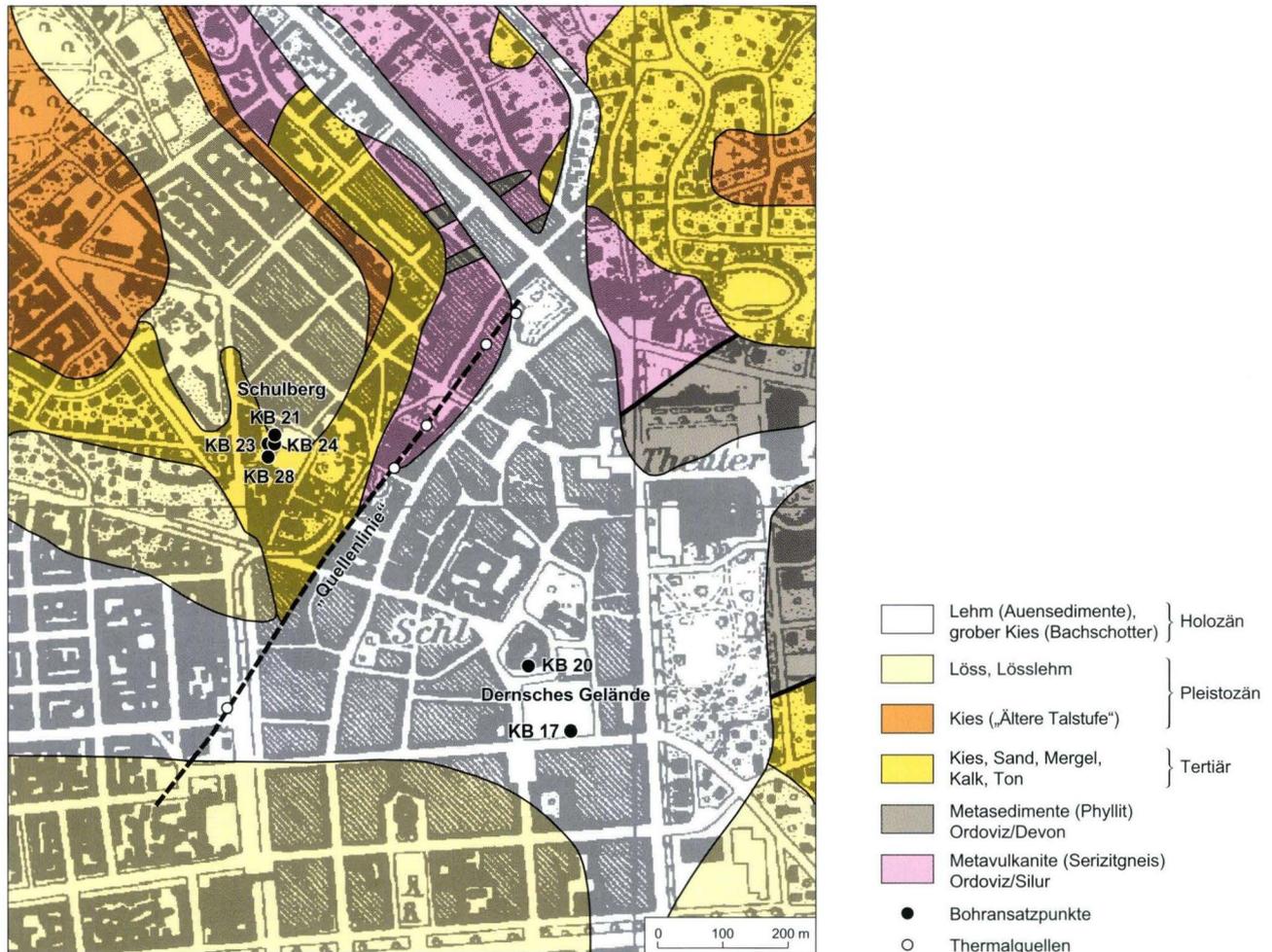


Abb. 1. Geologisches Übersichtskärtchen der Wiesbadener Innenstadt mit den Ansatzpunkten der Bohrungen am Schulberg und am Dernsches Gelände (nach KOCH 1880b, LEPPLA & STEUER 1922 und KIRNBAUER 1997).

Tab. 1a. Diagramm der Palynomorphen in Prozentwerten.

Schulberg KB	21	23	23	23	24
	16,00– 18,00 m	13,00– 15,00 m	18,00– 19,00 m	19,00– 20,00 m	12,20– 12,50 m
<i>Leiotriletes maxoides</i> KRUTZSCH 1962 (Schizaeaceae: <i>Lygodium</i>)		12	<1		<1
<i>Triplanosporites sinomaxoides</i> KRUTZSCH 1962 (Schizaeaceae: <i>Lygodium</i>)	<1	31	1	<1	2
<i>Leiotriletes</i> sp.	<1	2			<1
<i>Echinatisporis miocenicus</i> KRUTZSCH & SONTAG 1963 (Selaginellaceae: <i>Selaginella</i>)		<1			
<i>Polypodiaceosporites</i> sp. (Pteridaceae)				<1	
<i>Laevigatosporites</i> sp. (Polypodiaceae)				<1	
<i>Verrucatosporites</i> sp. (Polypodiaceae)			<1		<1
<i>Pityosporites</i> sp. (Pinaceae: <i>Pinus</i>)	27	28	54	26	49
<i>Pityosporites microalatus</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Pinaceae: ? <i>Cathaya</i>)	13	3	7	8	4
<i>Piceapollis</i> sp. (Pinaceae: <i>Piceae</i>)	21		<1	30	1
<i>Cedripites</i> sp. (Pinaceae: ? <i>Cedrus</i>)	2	<1	<1	6	1
<i>Abiespollenites</i> sp. (Pinaceae: <i>Abies</i> , ? <i>Keteleeria</i>)	2	<1	<1	4	<1
<i>Zonalapollenites spinulosus</i> KRUTZSCH 1971 (Pinaceae: <i>Tsuga</i>)	<1	<1			<1
<i>Zonalapollenites</i> sp. (Pinaceae: <i>Tsuga</i>)	<1	<1			
<i>Podocarpidites libellus</i> (R. POTONIÉ 1931) KRUTZSCH 1971 (Pinaceae: ? <i>Podocarpus</i>)	<1				<1
<i>Sciadopityspollenites serratus</i> (R. POTONIÉ & VENITZ 1934) RAATZ 1937 (Taxodiaceae: <i>Sciadopitys</i>)	1	<1	3	2	4
<i>Inaperturopollenites concedipites</i> (WODEHOUSE 1933) KRUTZSCH 1971 (Taxodiaceae)	7	3	4	3	4
<i>Sequoiapollenites</i> sp. (Taxodiaceae)	3	<1	<1	<1	
<i>Ephedripites</i> sp. (Ephedraceae: <i>Ephedra</i>)		<1			
<i>Sparganiaceapollenites</i> sp. (Sparganiaceae)			<1		<1
<i>Dicolpopollis kockeli</i> PFLANZL 1956 (Palmae: <i>Calamus</i>)				<1	
<i>Cyperaceapollis</i> sp. (Cyperaceae)			<1		
<i>Triatriopollenites rurensis</i> THOMSON & PFLUG 1953 (Myricaceae: <i>Myrica</i>)	<1		<1	<1	3
<i>Momipites punctatus</i> (R. POTONIÉ 1931) NAGY 1969 (Juglandaceae: <i>Engelhardia</i>)	2	2	4	4	5
<i>Caryapollenites simplex</i> (R. POTONIÉ 1931) RAATZ 1960 (Juglandaceae: <i>Carya</i>)	2	2	<1	3	4
<i>Pterocaryapollenites stellatus</i> (R. POTONIÉ 1931) THIERGART 1937 (Juglandaceae: <i>Pterocarya</i>)				<1	
<i>Polyvestibulopollenites verus</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Betulaceae: <i>Alnus</i>)				<1	<1
<i>Trivestibulopollenites betuloides</i> PFLUG 1953 (Betulaceae: <i>Betula</i>)	<1			<1	1
<i>Carpinuspollenites carpinoides</i> (PFLUG 1953) NAGY 1969 (Betulaceae: <i>Carpinus</i>)					<1
<i>Polyporopollenites undulosus</i> (WOLFF 1934) THOMSON & PFLUG 1953 (Ulmaceae: <i>Ulmus</i>)	<1	1	2	<1	1
<i>Intratrisporopollenites instructus</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Tiliaceae)	<1				
<i>Porocolpopollenites vestibulum</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Symplocaceae: <i>Symplocos</i>)		<1			<1
<i>Periporopollenites stigmosus</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Hamamelidaceae: <i>Liquidambar</i>)	<1	<1			<1

Schulberg KB	21	23	23	23	24
	16,00– 18,00 m	13,00– 15,00 m	18,00– 19,00 m	19,00– 20,00 m	12,20– 12,50 m
<i>Aceripollenites striatus</i> (PFLUG 1953) THIELE-PFEIFFER 1980 (Aceraceae: <i>Acer</i>)	<1	<1	<1		<1
<i>Tricolporopollenites henrici</i> -Gruppe (R. POTONIÉ 1931) KRUTZSCH 1961	12	10	18	7	10
<i>Tricolporopollenites cingulum</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953-Gruppe	<1		<1	1	1
<i>Tricolporopollenites marcodurensis</i> PFLUG 1953 (Vitaceae)			<1		
<i>Tricolporopollenites megaexactus</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Cyrillaceae)		<1			<1
<i>Faguspollenites verus</i> RAATZ 1937 (Fagaceae: <i>Fagus</i>)	<1	<1			
<i>Tricolporopollenites microreticulatus</i> THOMSON & PFLUG 1953 (Oleaceae: <i>Fraxinus</i>)	<1	<1	1	<1	4
<i>Ilexpollenites margaritatus</i> (R. POTONIÉ 1931) THIERGART 1937 (Aquifoliaceae: <i>Ilex</i>)	<1		<1		<1
<i>Araliaceoipollenites euphorii</i> (R. POTONIÉ 1931) R. POTONIÉ 1951 (Araliaceae)					<1
<i>Platanus ipelensis</i> PACLTOVA 1982 (Platanaceae: <i>Platanus</i>)		<1		<1	<1
<i>Tetracolporopollenites sculptatus</i> PACLTOVA 1960		<1			<1
<i>Tetracolporopollenites sapotoides</i> THOMSON & PFLUG 1953 (Sapotaceae)					
<i>Ericipites</i> sp. (Ericaceae)	<1	<1	<1	<1	<1
<i>Polysphaeridium</i> -Gruppe	••	•••	•		•••
<i>Deflandrea</i> -Gruppe			•		
<i>Homotryblium</i> -Gruppe				•	
<i>Botryococcus</i> -Gruppe	••	••	••	•••	

<1 = Werte kleiner 1 %; Algen in relativer Häufigkeit, • = vorhanden, •• = häufig, ••• = massenhaft

Tab. 1b. Diagramm der Palynomorphen in Prozentwerten.

Schulberg KB und Dernsches Gelände (D) KB	28	28	D (17)	D (17)	D 20
	6,20– 6,30 m	9,30– 9,45 m	5,30– 5,50 m	10,85– 10,95 m	8,00– 8,20 m
<i>Leiotriletes maxoides</i> KRUTZSCH 1962 (Schizaeaceae: <i>Lygodium</i>)	<1	<1		2	
<i>Triplanosporites sinomaxoides</i> KRUTZSCH 1962 (Schizaeaceae: <i>Lygodium</i>)	<1	1	<1	<1	<1
<i>Trilites multivallatus</i> (PFLUG 1953) KRUTZSCH 1959 (?Schizaeaceae)				82	
<i>Baculatisporites primarius</i> (WOLFF 1934) THOMSON & PFLUG 1953 (Osmundaceae: <i>Osmunda</i>)		<1	<1		
<i>Echinatisporis miocenicus</i> KRUTZSCH & SONTAG 1963 (Selaginellaceae: <i>Selaginella</i>)		<1	<1	<1	<1
<i>Polypodiaceosporites</i> sp. (Pteridaceae)		<1			<1
<i>Laevigatosporites</i> sp. (Polypodiaceae)		<1		<1	<1
<i>Verrucatosporites</i> sp. (Polypodiaceae)		<1	<1		
<i>Pityosporites</i> sp. (Pinaceae: <i>Pinus</i>)	37	37	48	6	60
<i>Pityosporites microalatus</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Pinaceae: ? <i>Cathaya</i>)	3	4	7	<1	12
<i>Piceapollis</i> sp. (Pinaceae: <i>Piceae</i>)		<1	<1		1
<i>Cedripites</i> sp. (Pinaceae: ? <i>Cedrus</i>)	<1	<1	2	<1	<1
<i>Abiespollenites</i> sp. (<i>Abies</i> , ? <i>Keteleeria</i>)		<1	<1		1
<i>Zonalapollenites spinulosus</i> KRUTZSCH 1971 (Pinaceae: <i>Tsuga</i>)		1			
<i>Zonalapollenites</i> sp. (Pinaceae: <i>Tsuga</i>)	<1	<1			
<i>Podocarpidites libellus</i> (R. POTONIÉ 1931) KRUTZSCH 1971 (Pinaceae: ? <i>Podocarpus</i>)		<1	<1		<1
<i>Sciadopityspollenites serratus</i> (R. POTONIÉ & VENITZ 1934) RAATZ 1937 (Taxodiaceae: <i>Sciadopitys</i>)	2	<1	<1		<1
<i>Inaperturopollenites concedipites</i> (WODEHOUSE 1933) KRUTZSCH 1971 (Taxodiaceae)	8	2	12	2	5
<i>Sequoiapollenites</i> sp. (Taxodiaceae)	1	<1	<1		<1
<i>Milfordia minima</i> KRUTZSCH 1970 (Restionaceae)	<1				
<i>Sparganiaceapollenites</i> sp. (Sparganiaceae)			<1		
<i>Dicolpopollis kockeli</i> PFLANZL 1956 (Palmae: <i>Calamus</i>)			<1		
<i>Buxapollis buxoides</i> KRUTZSCH 1966 (Buxaceae)	<1	<1			
<i>Graminidites</i> sp. (Gramineae)			<1		
<i>Cyperaceapollis</i> sp. (Cyperaceae)	<1	<1			<1
<i>Triatriopollenites rurensis</i> THOMSON & PFLUG 1953 (Myricaceae: <i>Myrica</i>)	<1	<1	<1	<1	1
<i>Momipites punctatus</i> (R. POTONIÉ 1931) NAGY 1969 (Juglandaceae: <i>Engelhardia</i>)	2	2	12	1	5
<i>Platycaryapollenites miocaenicus</i> NAGY 1969 (Juglandaceae: <i>Platycarya</i>)			<1	<1	<1
<i>Caryapollenites simplex</i> (R. POTONIÉ 1931) RAATZ 1960 (Juglandaceae: <i>Carya</i>)	3	6	2	<1	2
<i>Polyvestibulopollenites verus</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Betulaceae: <i>Alnus</i>)			<1		
<i>Trivestibulopollenites betuloides</i> PFLUG 1953 (Betulaceae: <i>Betula</i>)		<1	<1		<1
<i>Carpinuspollenites carpinoides</i> (PFLUG 1953) NAGY 1969 (Betulaceae: <i>Carpinus</i>)	<1				
<i>Polyporopollenites undulosus</i> (WOLFF 1934) THOMSON & PFLUG 1953 (Ulmaceae: <i>Ulmus</i>)	<1	5	<1		2

Schulberg KB und Dernsches Gelände (D) KB	28	28	D (17)	D (17)	D 20
	6,20– 6,30 m	9,30– 9,45 m	5,30– 5,50 m	10,85– 10,95 m	8,00– 8,20 m
<i>Celtipollenites intrastructurus</i> (KRUTZSCH & VANHOORNE 1977) THIELE-PFEIFFER 1980 (Ulmaceae: <i>Celtis</i>)		<1			
<i>Intratropopollenites instructus</i>			<1		
<i>Porocolpopollenites vestibulum</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Symplocaceae: <i>Symplocos</i>)				<1	
<i>Periporopollenites stigmus</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Hamamelidaceae: <i>Liquidambar</i>)	<1	2	<1		
<i>Aceripollenites striatus</i> (PFLUG 1953) THIELE-PFEIFFER 1980 (Aceraceae: <i>Acer</i>)	<1	<1	<1		
<i>Tricolporopollenites henrici</i> -Gruppe (R. POTONIÉ 1931) KRUTZSCH 1961	32	26	8	<1	2
<i>Tricolporopollenites cingulum</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953-Gruppe	<1	<1		<1	
<i>Tricolporopollenites marcodurensis</i> Pflug 1953 (Vitaceae)	<1	<1	<1	<1	1
<i>Tricolporopollenites megaexactus</i> (R. POTONIÉ 1931) THOMSON & PFLUG 1953 (Cyrillaceae)					<1
<i>Nyssapollenites kruschi</i> (R. POTONIÉ 1931) NAGY 1969 (Nyssaceae: <i>Nyssa</i>)			<1	<1	<1
<i>Faguspollenites verus</i> RAATZ 1937 (Fagaceae: <i>Fagus</i>)		<1	<1		
<i>Tricolporopollenites satzveyensis</i> PFLUG 1953 (?Mastixiaceae)				<1	<1
<i>Tricolporopollenites microreticulatus</i> THOMSON & PFLUG 1953 (Oleaceae: <i>Fraxinus</i>)	3	3	<1		<1
<i>Ilexpollenites margaritatus</i> (R. POTONIÉ 1931) THIERGART 1937 (Aquifoliaceae: <i>Ilex</i>)	<1	<1	<1		
<i>Araliaceipollenites euphorii</i> (R. POTONIÉ 1931) R. POTONIÉ 1951 (Araliaceae)		<1			
<i>Araliaceipollenites reticuloides</i> THIELE-PFEIFFER 1980 (Araliaceae: <i>Hedera</i>)			<1	<1	
<i>Tricolporopollenites reticulate</i> Form D SONTAG 1966 (?Polygonaceae)	<1	<1			
<i>Platanus ipelensis</i> PACLTOVA 1982 (Platanaceae: <i>Platanus</i>)	<1	<1			<1
<i>Tetracolporopollenites sculptatus</i> PACLTOVA 1960	<1	<1			
<i>Tetracolporopollenites sapotoides</i> THOMSON & PFLUG 1953 (Sapotaceae)		<1			
<i>Tetracolporopollenites</i> sp. (?Sapotaceae)				<1	
<i>Ericipites</i> sp. (Ericaceae)	2	1	<1		<1
<i>Polysphaeridium</i> -Gruppe					
<i>Deflandrea</i> -Gruppe			•		•••
<i>Homotryblium</i> -Gruppe			•		•
<i>Botryococcus</i> -Gruppe		•••	•	•	•

<1 = Werte kleiner 1 %; Algen in relativer Häufigkeit, • = vorhanden, •• = häufig, ••• = massenhaft

Polysphaeridium zoharyi spricht für Schelf, Flachwasser (weniger als 22 m Tiefe), lagunäre Fazies, Küstennähe und subtropisches bis tropisches Klima sowie hohen Salzgehalt des Wassers. Die Form ist heute auf die Karibik, die Bermudas, das Mittelmeer und auf Gebiete vor Nordwest-Afrika beschränkt (z.B. ENGEL 1992, LUND et al. 1993). Letztmalige Massenwerte sind aus dem Untermiozän von Norddeutschland und Ostdeutschland bekannt, was auf nachfolgende klimatische Veränderungen oder auf eine Zunahme der Wassertiefe zurückgeführt wird (z.B. LUND et al. 1993). Diese letztmalige Blüte der Gruppe im Untermiozän scheint ein regional verfolgbares Ereignis zu sein, welches zumindest in Nordwesteuropa Bedeutung hat. Die Beobachtungen im Mainzer und Hanauer Becken fügen sich dazu ein, wobei das letztliche Verschwinden von *Polysphaeridium* hier wesentlich auf die Aussüßung der Gewässer in den hiesigen Ablagerungsräumen zurückzuführen ist (WEILER 1988, HOTTENROTT 1993a+b). In den Profilen des Nordseeraumes ist die Gruppe nach dem Untermiozän nur noch sporadisch vertreten (STRAUSS et al. 2001).

Die Spektren vom Dernschen Gelände hingegen sind offensichtlich insgesamt etwas älter als die vom Schulberg. Hier sind in Probe KB 20 (8,00–8,20 m) massenhaft Deflandreen enthalten sowie einige Exemplare der Formgattung *Homotryblum*. Entsprechend dem bekannten Aussetzdatum von *Homotryblum* spätestens im tiefsten Abschnitt der Unteren Hydrobienschich-

ten (mit letzten Massenwerten im unteren Abschnitt der *Corbicula*-Schichten) ist anzunehmen, dass die Abfolge vom Dernschen Gelände bereits den *Corbicula*-Schichten äquivalent ist. *Homotryblum* ist im Oberoligozän noch stark vertreten und scheint im Untermiozän zu verschwinden, die Gruppe wird als Indikator für hypersalinare Verhältnisse angesehen (z.B. KÖTHE 1990, ENGEL 1992). *Homotryblum* indiziert lagunäre Verhältnisse und eher temperierte Wasseroberflächentemperaturen. Diese wären somit etwas kühler, als dies für die nachfolgende Zeit mit ausschließlich *Polysphaeridium* anzunehmen ist (STRAUSS et al. 2001). In einigen Punkten weichen die terrestrischen Mikroflora vom Dernschen Gelände von denen des Schulberges ab. Diese Unterschiede sind in ihrer evtl. stratigraphischen Aussagekraft noch nicht hinreichend zu deuten (Tab. 1a+b). Auffallend sind hohe Anteile von Farnsporen in den Mikroflora des Dernschen Geländes. Sie besagen stratigraphisch nichts weiter, zeigen aber sehr ufernahe Verhältnisse an.

In der späteren Baugrube der Tiefgarage am Dernschen Gelände hat sich auch ein Stück verkieseltes Holz gefunden. Nach der Bestimmung von Prof. Dr. H.H. Gottwald (Reinbek) handelt es sich hierbei um ein stark abgebautes Wurzelholz einer homogenen Gymnospermen-Art (freundliche schriftliche Mitteilung vom 6.7.1992).

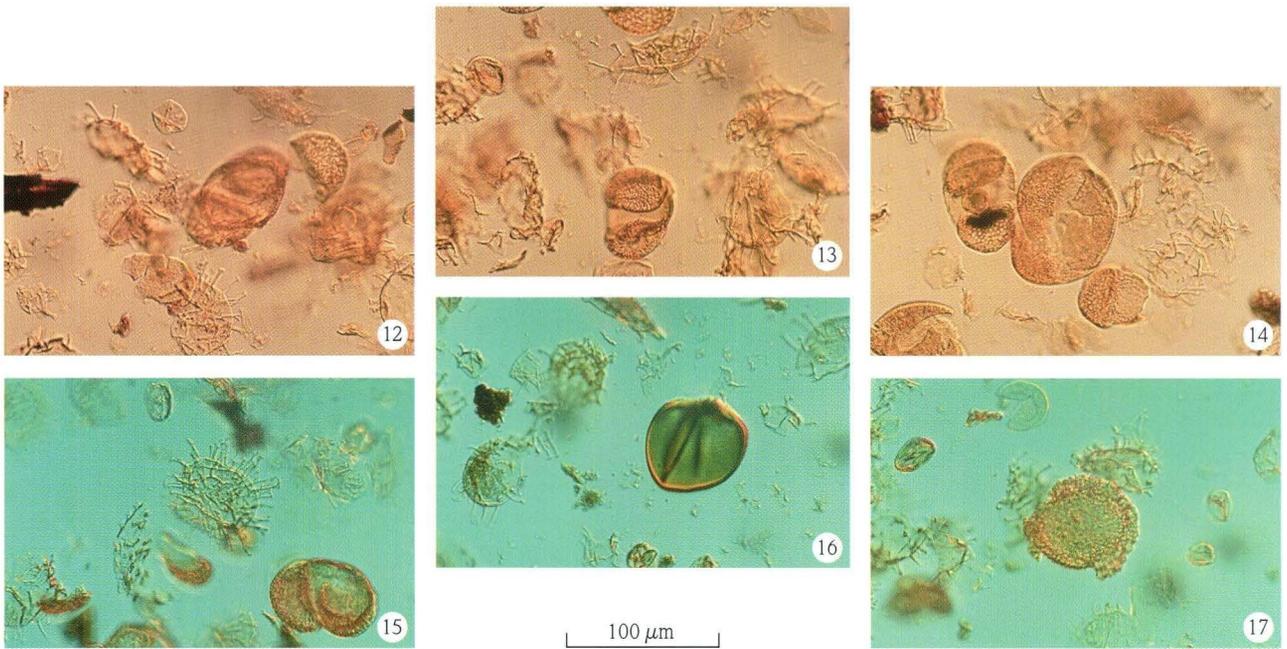
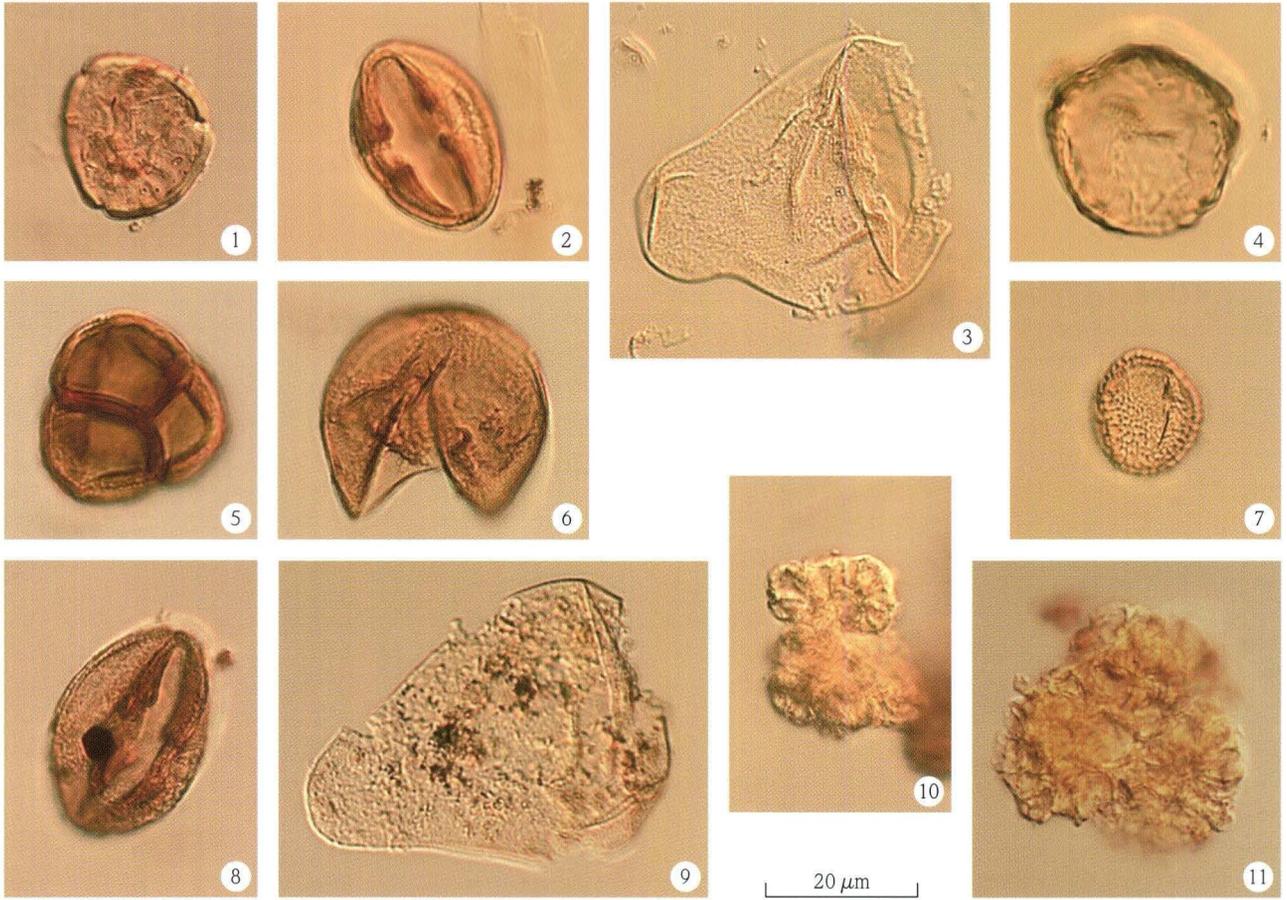
Tafel 1. Palynomorphen aus der Schulberg-Formation.

- Fig. 1. *Momipites punctatus* (R. POTONIÉ 1931) NAGY 1969 (Juglandaceae: *Engelhardia*)
 Fig. 2. *Tricolporopollenites henrici* (R. POTONIÉ 1931) KRUTZSCH 1961
 Fig. 3. *Cyperaceae-pollis* sp. (Cyperaceae)
 Fig. 4. *Polyporopollenites undulosus* (WOLFF 1934) THOMSON & PFLUG 1953 (Ulmaceae: *Ulmus*)
 Fig. 5. *Ericipites* sp. (Ericaceae)
 Fig. 6. *Sequoiapollenites* sp. (Taxodiaceae)
 Fig. 7. *Tricolporopollenites microreticulatus* THOMSON & PFLUG 1953 (Oleaceae)
 Fig. 8. *Tricolporopollenites henrici* (R. POTONIÉ 1931) KRUTZSCH 1961
 Fig. 9. *Cyperaceae-pollis* sp. (Cyperaceae)
 Fig. 10. *Botryococcus* sp.
 Fig. 11. *Botryococcus* sp.
 Fig. 12. Dinoflagellaten-Zysten (*Polysphaeridium*) mit Pollenkörnern
 Fig. 13. Dinoflagellaten-Zysten (*Polysphaeridium*) mit Pollenkörnern
 Fig. 14. Dinoflagellaten-Zysten (*Polysphaeridium*) mit Pollenkörnern
 Fig. 15. Dinoflagellaten-Zysten (*Polysphaeridium*) mit Pollenkörnern
 Fig. 16. Dinoflagellaten-Zysten (*Polysphaeridium*) mit Spore (*Triplanosporites sinomaxoides*)
 Fig. 17. Dinoflagellaten-Zysten (*Polysphaeridium*) mit Zonalapollenites sp. (*Tsuga*)

Fig. 1, 5, 6, 8, 9, 10, 11: Schulberg KB 23 (18,00–19,00 m).

Fig. 2, 3, 4, 7: Schulberg KB 28 (8,30–9,45 m).

Fig. 12, 13, 14, 15, 16, 17: Schulberg KB 24 (12,20–12,50 m).



3. Schulberg-Formation

Die hier genannten Sedimente von Wiesbaden sind somit biostratigraphisch näher einzuordnen, es handelt sich um randfazielle Äquivalente des Kalktertiärs (von den Unteren Hydrobienschichten bis zu den *Corbicula*-Schichten, soweit bislang bekannt). Sehr wahrscheinlich gehört auch das unweit vom Schulberg gelegene, von ANDERLE & RADTKE (2001) beschriebene Profil der Baugrube Kapellenstraße (Bereich der Häuser 13a bis 15b) zu diesen Bildungen sowie die weiter genannten Vorkommen aus der Innenstadt (Dambachtal 22, Idsteiner-/Ecke Schumannstraße, Corneliusweg 10, Röderstraße 29, Römerberg 6, Saalgasse 24, Parkstraße 7). Das Vorkommen der Kapellenstraße ist überwiegend grobklastisch ausgebildet, es ist vermutlich sehr dicht an der ehemaligen Meeresküste am heutigen Taunusrand gelegen. Braunkohlen hat HENRICH (1905) von der Platter Straße, der Emser Straße sowie vom „Melonenberg“ bekannt gemacht und näher untersucht. Weitere Lokalitäten dieser Randfazies sind bei KIRNBAUER (1997) aufgeführt.

Die Unteren Hydrobienschichten in ihrer typischen beckenwärtigen Ausbildung werden im Sinne der lithostratigraphischen Nomenklatur (STEININGER & PILLER 1999) neuerdings auch als Wiesbaden-Formation bezeichnet (REICHENBACHER & KELLER 2002); Typlokalität ist der Steinbruch „Kalkofen“ der Dyckerhoff AG Wiesbaden Ost. Die vorstehend beschriebenen kalkfreien klastischen Sedimente der Wiesbadener Innenstadt stellen offensichtlich Küstenablagerungen des Mainzer Beckens dar und sind zumindest zum Teil als Äquivalente (Küstenfazies) der Wiesbaden-Formation aufzufassen, sie enthalten aber offenkundig auch ältere Zeitabschnitte.

Mit den Hydrobienschichten (Wiesbaden-Formation) bzw. den *Corbicula*-Schichten oder *Inflata*-Schichten (Göllheim-Formation; SCHÄFER & KADOLSKY 2002) lassen sich diese Ablagerungen allerdings lithologisch nicht vergleichen.

Es wird daher vorgeschlagen, für diese Randfazies des Kalktertiärs einen eigenen lithostratigraphischen Begriff einzuführen. Als Name dieser lithostratigraphischen Einheit wird „Schulberg-Formation“ gewählt. Typusprofil ist die durch mehrere Bohrungen erschlossene Schichtenfolge vom Wiesbadener Schulberg, die Abfolge vom Dernschen Gelände ergänzt das Typusprofil um ein älteres Schichtglied (Anhang). Biostratigraphisches und zugleich lithologisches Merkmal sind auffallende Makro-Pflanzenreste sowie die bezeichnenden terrestrischen und teilweise marinen Mikroflora, wie sie für das Kalktertiär typisch sind. Damit werden Unterschiede zu ähnlich gearteten Randfazies abweichender Altersstellung deutlich. Das Gesteinsspektrum der Gerölle der Wiesbadener Tertiärkiese enthält nur Serizitgneis und Phyllit sowie Kappen-

und Pseudomorphosenquarz neben Milchquarz; Taunusquarzit und Hermeskeil-Sandstein fehlen hingegen (ANDERLE & RADTKE 2001). Abtragung und Transport erfolgten auf kurze Distanz, wohl nur aus dem Vordertaunus. Die Verzahnung dieser Randfazies mit der beckenwärtigen Normalfazies des Kalktertiärs vollzieht sich zwischen dem Wiesbadener Stadtkern und dem Hauptbahnhof. Eine weitere Verzahnung liegt vermutlich am Fuß des Leberberges, hier haben LEPPLA & STEUER (1922) kalkige Hydrobienschichten auskartiert (mit Fossilzeichen auf der Karte). KIRNBAUER (1997: 37) erwähnt hingegen vom Leberberg randfaziell ausgebildete kiesige und sandige Sedimente, die früher in Gruben abgebaut wurden. Das Liegende der Schulberg-Formation wird, soweit bislang bekannt, ausschließlich aus den paläozoischen Metagesteinen des Vordertaunus (Serizitgneis, Phyllit) gebildet, das Hangende von geringmächtigem Quartär. Die Mächtigkeit der Schulberg-Formation liegt bei 20 bis 35 m.

Über die Verbreitung dieser stratigraphischen Einheit außerhalb des engeren Stadtgebietes von Wiesbaden ist nicht viel bekannt, möglicherweise gibt es äquivalente Bildungen im Rheingau. Zumindest wurden dortige Kiesvorkommen von MICHELS (1931) mit denen von Wiesbaden verglichen und seinerzeit entsprechend ins Pliozän gestellt. Andere Vorkommen liegen wahrscheinlich bei Hofheim (Hofheimer Kies; u.a. KOCH 1877, KÜMMERLE & SEMMEL 1969). Aus diesen mutmaßlich oberoligozänen Bildungen konnte 1990 eine Mikroflora mit *Polysphaeridium* und *Momipites punctatus* isoliert werden (Schorfgrube am Brunnen an der Viehweide bei Hofheim; R 3461040, H 5552900; Bl. 5816 Königstein im Taunus). Dies macht es sehr wahrscheinlich, dass hier marin beeinflusste Hydrobienschichten in Randfazies anstehen.

Die hier aufgeführten und bearbeiteten Bohrkerne von Wiesbaden sind nicht erhalten, Restproben werden aufbewahrt, anderes Material harrt noch der Bearbeitung. In Wiesbaden ist allerdings jederzeit mit neuen Bohrungen oder anderen Aufschlüssen in dieser Schichtenfolge zu rechnen.

Danksagung: Vorliegende Arbeit ist Teil des DFG-Projektes Ro 143/10–1 (K. Rothausen, „Palynologie Kalktertiär Mainzer Becken“). Für die Förderung der Untersuchungen im Kalktertiär in den Jahren 1990–1992 ist der Deutschen Forschungsgemeinschaft sowie Herrn Prof. Dr. K. Rothausen (Bad Wörishofen) zu danken. Herr Dr. C. Strauß (Assen, Niederlande) gab wertvolle Hinweise zur Dinoflagellaten-Stratigraphie. Herr Prof. Dr. H.H. Gottwald (Reinbek) übernahm freundlicherweise die Bestimmung eines Kieselholzes vom Dernschen Gelände.

4. Schriftenverzeichnis

- ANDERLE, H.-J. & RADTKE, G. (2001): Beobachtungen zur oligozänen Meeresküste in Wiesbaden – Küstensedimente beiderseits von Nero- und Rambachtal. – Jb. nass. Ver. Naturkd., **122**: 23–42, 13 Abb.; Wiesbaden.
- BUJAK, J.P., DOWNIE, C., EATON, G.L. & WILLIAMS, G.L. (1980): Dinoflagellate cysts and archarchs from the Eocene of southern England. – Spec. Pap. in Palaeontol., **24**: 1–100, 24 figs., 22 pls.; London.
- ENGEL, E. (1992): Palynologische Evidenz klimarelevanter Ereignisse in miozänen Sedimenten des Nordatlantiks. – Geol. Jb., **A 125**: 3–139, 31 Abb., 11 Tab., 14 Taf., 5 Anl.; Hannover.
- HENRICH, F. (1905): Über das Vorkommen von erdiger Braunkohle in den Tertiärschichten Wiesbadens. – Z. prakt. Geol., **13**: 409–413; Berlin.
- HOTTENROTT, M. (1993a): Zur Palynologie im „Kalktertiär“ des Mainzer Beckens. – In: Pflanzen der geologischen Vergangenheit. – Festschrift Prof. W. Krutzsch. – Mus. f. Naturk. Berlin: 133–144, 2 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- HOTTENROTT, M. (1993b): Mikrofloristische Gliederung und Charakterisierung der Tertiärschichten von Frankfurt a.M. – In: KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G.: Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost: 54–69, Abb. 8, Tab. 2; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (1997): Die Mineralisationen der Wiesbadener Thermalquellen. – Jahrb. Nass. Ver. Naturkd., **118**: 5–90, 13 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- KÖTHER, A. (1990): Paleogene Dinoflagellates from Northwest Germany – Biostratigraphy and Paleoenvironment. – Geol. Jb., **A 118**: 3–111, 13 figs., 33 pl.; Hannover.
- KOCH, C. (1877): Beitrag zur Kenntnis der Ufer des Tertiär-Meeres im Mainzer Becken. – Ber. Senckenberg. naturforsch. Ges., **1876/1877**: 75–93; Frankfurt am Main.
- KOCH, C. (1880a): Geol. Specialkt. Preussen u. d. Thüring. Staaten 1 : 25 000, Bl. Wiesbaden; Berlin.
- KOCH, C. (1880b): Erl. geol. Specialkt. Preussen u. d. Thüring. Staaten 1 : 25 000, Bl. Wiesbaden: 1–71; Berlin.
- KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. (1969) mit Beiträgen von KÜTSCHER, F., THEWS, J.-D. & WENDLER, R.: Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5916 Hochheim am Main: 1–209, 19 Abb., 17 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G. (1993) mit Beiträgen von BLUM, R., EHRENBURG, K.-H., GOLWER, A., HOTTENROTT, M., MÜLLER, K.-H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & WIEGAND, K.: Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost, 3. Aufl.: 1–308, 31 Abb., 36 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LEPPLA, A. & STEUER, A. (1922): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Bl. Wiesbaden-Kastel (2. Aufl.); Berlin.
- LEPPLA, A. & STEUER, A. (1923): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Bl. Wiesbaden-Kastel (2. Aufl.): 1–52; Berlin.
- LEPPLA, A. & STEUER, A. (1971): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5915 Wiesbaden, 3. Aufl.: 4+52 S.; Wiesbaden.
- LUND, J.J., LUND-CHRISTENSEN, J. & STRAUß, C. (1993): Dinoflagellate cyst biostratigraphy and paleoenvironment analysis in the Miocene of the RCNNS research well Nieder Ochtenhausen, NW Germany. – In: Pflanzen der geologischen Vergangenheit. – Festschrift Prof. W. Krutzsch. – Mus. f. Naturk. Berlin: 27–28, 2 text-figs., 1 tab., 1 pl.; Berlin.
- MICHELS, F. (1931) mit Beiträgen von LEPPLA, A. & WAGNER, W.: Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachb. deutschen Ländern, Lfg. 288, Bl. Eltville-Heidenfahrt, Nr. 3406: 1–79; Berlin.
- MICHELS, F. (1964): Von der Wiesbadener Thermalquellenspalte. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **97**: 37–40, 3 Abb.; Wiesbaden.
- MICHELS, F. (1966): Die Wiesbadener Mineralquellen (Neue Beiträge zur Klärung ihrer geologischen Position), nebst einem Anhang über C.E. STIFFT's Ansichten über die Genese unserer Mineralquellen. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **98**: 17–54, 7 Abb.; Wiesbaden.
- REICHENBACHER, B. & KELLER, T. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 2: Wiesbaden-Formation (= Untere Hydrobienschichten). – Mainzer geowiss. Mitt., **31**: 99–122, 3 Abb.; 3 Tab.; Mainz.
- ROSENBERG, F. & MITTELBACH, G. (1996): Geogene Arsenanreicherung im Wiesbadener Bergkirchenviertel. – Geol. Jb. Hessen, **124**: 175–189, 4 Abb., 7 Tab.; Wiesbaden.
- ROSENBERG, F., MITTELBACH, G. & KIRNBAUER, T. (1999): Geogene Arsengehalte im Bereich der Wiesbadener Thermalquellen. – In: ROSENBERG, F. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): Arsen in der Geosphäre. – Schriftenreihe dt. geol. Ges., **6**: 101–106, 4 Abb.; Hannover.
- ROTHAUSEN, K., MARTINI, E., ROTHE, P., SONNE, V., TOBIEN, H. & WEILER, H. (1988): Das Kalktertiär des Mainzer Beckens (Oberoligozän – Untermiozän) – Paläontologische, geologische, petrologische und geochemische Untersuchungen im „Kalktertiär-Projekt“. – In: ROTHAUSEN, K. (Hrsg.): Das Kalktertiär des Mainzer Beckens, Oberoligozän – Untermiozän. – Geol. Jb., **A 110**: 17–52, 2 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- SANDBERGER, F. (1847): Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. – VIII + 144 S., 1 Kt.; Wiesbaden (C.W. Kreidel).
- SCHÄFER, P. & KADOLSKY, D. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 1: Oberrad-Formation [= Obere Cerithien-schichten, oberer Teil] und Rüssingen-Formation [= Inflata-Schichten]. – Mainzer geowiss. Mitt., **31**: 73–98, 4 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- STEININGER, F.F. & PILLER, E. (Hrsg.) (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **209**: 1–19, 11 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a.M.
- STRAUSS, C., LUND, J.J., LUND-CHRISTENSEN, J. (2001): Miocene Dinoflagellate Cyst Biostratigraphy of the Nieder Ochtenhausen Research Borehole (NW Germany). – Geol. Jb., **A 152**: 395–447, 6 figs., 1 tab., 7 pl.; Hannover.
- WEILER, H. (1988): Das Mikrophytoplankton im Kalktertiär (Oberoligozän – Untermiozän) des Mainzer Beckens. – Geol. Jb., **A 110**: 371–398, 38 Abb.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 23.10.2003, angenommen am 02.02.2004

5. Anhang

Schichtenverzeichnisse von Bohrungen am Schulberg und am Derschen Gelände

Schulberg KB 21 , R 3445450, H 5550100, 139,92 m ü. NN	Schulberg KB 23 , R 3445440, H 5550090, 139,52 m ü. NN
– 1,70 m Schluff, feinsandig, gelbbraun, fest (Quartär?)	– 1,30 m Feinsand, schluffig, kiesig, gelbbraun (Tertiär)
– 5,20 m Feinsand, schluffig, kiesig bis Kies, feinsandig, schluffig, gelbbraun, rotbraun, einzelne rein schluffige und sandige Lagen (Tertiär)	– 1,90 m Schluff, feinsandig, schwach kiesig, ockerfarben, halbfest bis fest
– 5,30 m Schluff, hellgrau gebändert, steif	– 3,50 m Feinsand, stark schluffig, kiesig, gelbbraun bis braun
– 5,50 m Feinsand, rötlichgrau bis grau	– 4,00 m Schluff, stark feinsandig, gelbbraun, halbfest
– 6,40 m Schluff, hellgrau, rot gebändert, halbfest	– 4,30 m Feinsand, schluffig, rötlich, gelblich
– 7,40 m Feinsand, gelb	– 4,80 m Schluff, feinsandig, hellgrau, rot und gelbbraun gebändert
– 8,90 m Schluff, tonig, hellgrau, Top rot gebändert, halbfest bis fest	– 5,30 m Feinsandstein, ockerfarben, plattig, schwach verfestigt
– 9,10 m Feinsandstein, rötlich, eisenschüssig, schwach verfestigt	– 6,00 m Schluff bis Ton, sehr schwach feinsandig, hellgrau, rot und gelbbraun gebändert, weich bis steif
– 9,30 m Feinsand, schwach kiesig, gelb	– 8,50 m Schluff, feinsandig bis stark feinsandig, rotbraun, fest bis halbfest
–10,30 m Schluff, feinsandig, hellgrau, halbfest bis fest, Basis stärker verfestigt (schwach verfestigter Schluffstein)	– 9,20 m Schluff, teilweise schwach feinsandig, rotbraun, weich bis steif
–10,50 m Feinsandstein, graugelb, schwach verfestigt	– 9,30 m Feinsandstein, gelbbraun, schwach verfestigt
–11,60 m Feinsandstein, grau bis graugrün, schwach verfestigt, Pflanzenreste	–10,00 m Schluff, hellgrau bis dunkelgrau, fest
–11,80 m Schluff, feinsandig, gelbbraun, halbfest	–11,40 m Wechsellagerung von Feinsandstein, gelbbraun und Schluff (schwach verfestigter Schluffstein), stark feinsandig, grau bis gelbgrau, halbfest bis fest
–12,20 m Feinsand, braunoliv, einzelne dünne harte Bänken	–12,00 m Schluff, teilweise schwach feinsandig, graubraun, fest, hoher Anteil organischer Substanz (schwach verfestigter Schluffstein)
–12,50 m Schluff, tonig, dunkelgrau, fest	–12,50 m Wechsellagerung von Feinsandstein, graugrün und Schluff, dunkelgrau, fest
–12,70 m Feinsandstein, gelbbraun, hart, Pflanzenreste	–13,00 m Ton, dunkelgrau, fest (schwach verfestigter Tonstein)
–14,70 m Schluff, Ton, dunkelgrau, fest (teilweise halbfest), kohlige Lagen, Feinsandstein-Bänken (schwach verfestigter Schluffstein bzw. Tonstein)	–13,10 m Feinsandstein, dunkelgrau, schwach verfestigt
–15,20 m Feinsandstein, grau, hart	–13,50 m Ton, dunkelgrau, fest (schwach verfestigter Tonstein)
–15,25 m Ton, dunkelgrau, fest	–13,60 m Schluff, kohlig, dunkelgrau bis schwarz, fest (schwach verfestigter Schluffstein)
–15,45 m Feinsandstein, grau, hart	–13,90 m Schluff, dunkelgrau, fest (schwach verfestigter Schluffstein)
–15,70 m Ton, dunkelgrau, fest	–14,00 m Ton, dunkelgrau bis schwarz, fest
–15,95 m Feinsandstein, tonig, dunkelgrau, hart, bis 15,88 m kohlig	–15,50 m Schluff, grau, fest, mit feinsandigen Lagen (schwach verfestigter Schluffstein)
–16,10 m Ton, dunkelgrau, fest	–16,60 m Ton, dunkelgrau, halbfest
–16,20 m Feinsandstein, dunkelgrau, hart	–17,50 m Ton, dunkelgrau, fest
–17,40 m Ton, dunkelgrau, fest, mit einzelnen kleinen Feinsandsteinbänken (schwach verfestigter Tonstein)	–18,40 m Feinsandstein, schluffig, dunkelgrau, harte Bänken
–18,00 m Feinsandstein, dunkelgrau, hart, Pflanzenreste	–19,90 m Schluffstein, tonig, grau, schwach verfestigt
–18,40 m Ton, dunkelgrau, fest (Tonstein, schwach verfestigt)	–21,20 m Feinsandstein, grau, hart, schluffige Lagen, Pflanzenreste
–20,00 m Feinsandstein, grau, hart, Pflanzenreste Bohrfirma: GEOTEC, Cochem; Profilaufnahme: Stapf & Sturny Beratende Ingenieure; Ingenieurgesellschaft für Bodenmechanik und Grundbau, Mainz, 1989	

–22,00 m Konglomerat, Matrix sandig, grau, hart
Bohrfirma: GEOTEC, Cochem; Profilaufnahme:
Stapf & Sturny Beratende Ingenieure; Ingenieur-
gesellschaft für Bodenmechanik und Grundbau,
Mainz, 1989

Schulberg KB 24, R 3445440, H 555007, 139,62 m ü. NN

– 0,70 m Feinsand, schluffig, kiesig, ockerfarben
(Tertiär)
– 1,20 m Schluff, tonig, feinsandig, gelbbraun, steif bis
halbfest
– 1,50 m Mittelsand bis Feinsand, kiesig, schwach schluf-
fig, gelbbraun
– 1,70 m Schluff, feinsandig, hellbraun, steif bis halbfest
– 2,80 m Feinsand, schluffig, kiesig, teilweise stark kiesig,
ockerfarben
– 3,60 m Feinsand, kiesig, schwach schluffig, rotbraun bis
gelbbraun
– 4,20 m Schluff, schwach feinsandig, grobkiesig, gelbbraun,
halbfest bis fest
– 4,70 m Grobkies, feinsandig, schluffig, hellgelb
– 5,40 m Feinsand, gelb
– 7,20 m Ton, schluffig, hellgrau, halbfest bis fest
– 7,90 m Feinsand, schwach schluffig, schwach kiesig, rot-
braun, steif bis halbfest
– 8,30 m Schluff, tonig, feinsandig, grau, halbfest
– 8,60 m Feinsandstein, rot, schwach verfestigt
– 8,90 m Schluff, feinsandig, grau, steif bis halbfest
–10,00 m Feinsandstein, schluffig grau, gelb, rot, schwach
verfestigt, einzelne geringmächtige Schluffla-
gen
–10,50 m Feinsand, gelbbraun, mit schwach verfestigten
Feinsandsteinlagen
–10,80 m Schluff, stark feinsandig, hellgrau, halbfest
–11,30 m Feinsandstein, Basis stark schluffig, gelbbraun,
schwach verfestigt
–12,00 m Feinsand, stark schluffig, hellgrau
–12,50 m Schluff, stark feinsandig, kohlig, schwarz (schwach
verfestigter Schluffstein)
–13,00 m Schluffstein, hellgrau bis graugrün, schwach ver-
festigt
–13,70 m Feinsandstein, gelb (bei 13,40 m Schlufflage)
–14,10 m Schluff, feinsandig, grau, fest (schwach verfestigter
Schluffstein)
–14,80 m Feinsandstein, gelbbraun bis oliv, plattig, schwach
verfestigt
–17,50 m Schluff, feinsandig, grau (teilweise schwach ver-
festigter Schluffstein), Pflanzenreste, kohlige La-
gen, Feinsandsteinlagen bei 16,00–16,20 m,
16,70–16,80 m und 17,00–17,20 m
–17,90 m Feinsandstein, hellgrau bis graugrün, schwach
verfestigt
–18,10 m Konglomerat, Matrix sandig, dunkelgraugrün, hart

–18,30 m Feinsandstein bis Mittelsandstein, kiesig, dunkel-
grau, hart, Pflanzenreste
–18,40 m Grobsandstein, dunkelgrau, hart
–18,80 m Feinsandstein, dunkelgrau, hart
–19,20 m Konglomerat, Quarzgerölle bis 15 cm Durchmes-
ser, Matrix sandig, dunkelgrau, hart
–20,10 m Konglomerat, Quarzgerölle bis 2 cm Durchmes-
ser, Matrix feinsandig bis schluffig (aufgearbeiteter
Serizitgneis), graugrün, sehr schwach verfestigt
Bohrfirma: GEOTEC, Cochem; Profilaufnahme:
Stapf & Sturny Beratende Ingenieure; Ingenieur-
gesellschaft für Bodenmechanik und Grundbau,
Mainz, 1989

Schulberg KB 28, R 3445450, H 5550090, 136,08 m ü. NN

– 0,60 m Schluff, stark sandig, kiesig, gelbbraun, steif bis
halbfest
(Tertiär)
– 1,00 m Feinsand, schluffig, schwach kiesig, gelb
– 1,30 m Feinsand, gelb
– 1,40 m Schluff, tonig, hellgrau, steif
– 1,65 m Feinsand, gelb und rötlich
– 2,00 m Schluff, stark feinsandig, tonig, hellgrau bis weiß-
grau, steif
– 2,20 m Feinsand, gelb
– 2,50 m Schluff, feinsandig bis Feinsand, schluffig, weiß,
rot gefleckt, steif
– 3,25 m Feinsand, hellgelb bis weiß
– 3,45 m Feinsand, gelb bis rötlich
– 3,55 m Feinsand, schluffig, weiß
– 5,20 m Schluff, tonig, teilweise sehr schwach feinsandig,
gelbbraun (–3,90 m), hellgrau, steif
– 5,60 m Feinsand, gelb, Top rotbraun
– 6,20 m Schluff, tonig, hellgrau, teilweise rötlich gefleckt,
weich bis steif
– 6,70 m Ton, dunkelgrau, steif bis halbfest
– 6,80 m Feinsandstein, hellgrau, hart, Wurzelreste
– 7,20 m Schluff, teilweise feinsandig (ab 7,00 m), dunkel-
grau, weich bis steif
– 7,80 m Feinsandstein, graugelb, hart, mit unverfestigten
Feinsand-Lagen
– 7,90 m Schluffstein, feinsandig, hart
– 8,40 m Feinsand, schluffig, braun bis dunkelbraun, etwas
kohlig
– 8,60 m Feinsandstein, schwach verfestigt, gelbgrün, Pflan-
zenreste
– 9,20 m Schluff, schwach feinsandig (ab 9,00 m feinsan-
dig bis stark feinsandig), dunkelgrau, steif bis halb-
fest
– 9,30 m Feinsandstein, schwach verfestigt, gelbgrün
– 9,75 m Ton, schluffig, sehr schwach feinsandig, dunkel-
grau, fest (schwach verf. Tonstein)
– 9,85 m Feinsandstein, dunkelgrau, hart, Pflanzenreste

-10,30 m	Ton, schluffig, dunkelgrau bis schwarz, fest (schwach verf. Tonstein)	- 3,60 m	Schluff, hellgrünlichgrau, feinsandig, mit einzelnen Kiesgeröllen, steif (Tertiär)
-10,35 m	Feinsandstein, grau, hart, Pflanzenreste	- 4,70 m	Ton, hellgrüngrau, stark schluffig, mit einzelnen Kiesgeröllen (Quarz), steif, Kieslage bei 4,40 m
-10,40 m	Schluff, feinsandig, dunkelgrau, fest (schwach verf. Schluffstein)	- 5,60 m	Ton, hell- bis dunkelgrau, stark schluffig, steif
-10,95 m	Ton, schluffig, dunkelgrau, fest (schwach verf. Tonstein)	- 5,70 m	Feinsand, hellbraun und dunkelbraun, schluffig, dicht
-11,65 m	Feinsandstein, teilweise schluffig, grau bis dunkelgrau, hart, dünne schwach verfestigte Zwischenlagen, Pflanzenreste	- 6,10 m	Ton, hellgrün, schluffig, steif
-11,90 m	Schluff, tonig, dunkelgrau, fest, mit dünnen Feinsandsteinlagen (schwach verf. Schluffstein)	- 6,60 m	Fein- bis Mittelsand, hellgrün, schluffig, mitteldicht
-12,20 m	Feinsandstein, grau, hart	- 7,50 m	Ton, hell- bis mittelgrau, schluffig, mit cm-dicken Feinsand- und Schlufflagen, steif
-12,35 m	Schluff, feinsandig, dunkelgrau, fest	- 7,90 m	Fein- bis Mittelsand, hellgrau, stark schluffig bis tonig, mit Pflanzenresten, steif
-12,70 m	Feinsandstein, grau bis dunkelgrau, hart, einzelne dünne schluffige Lagen	- 8,30 m	Ton, hellgrün, schluffig, mit einzelnen Pflanzenresten, steif
-14,25 m	Schluff, feinsandig, grau, fest, dünne Feinsandsteinlagen (schwach verf. Schluffstein)	- 8,90 m	Fein- bis Mittelsand, hellgrün, stark schluffig, tonig, mit einzelnen Kiesgeröllen, an Basis stark kiesig, steif bzw. dicht
-14,70 m	Feinsandstein, schluffig, dunkelgrau, hart	- 9,00 m	Steine, grau, dicht
-15,20 m	Ton, zur Basis schluffig, dunkelgrau, fest (schwach verf. Tonstein)	- 9,80 m	Fein- bis Mittelsand, hellgraubraun, stark schluffig, schwach tonig, dicht bzw. steif
-16,00 m	Wechselagerung Feinsandstein/Schluffstein, grau, hart, Pflanzenreste	-10,70 m	Ton, hellgrüngrau, stark schluffig, steif
-16,55 m	Feinsandstein, Top schwach kiesig, Basis schluffig, hellgrau, sehr hart	-11,10 m	Schluff, schwarzgrau, sandig, kohlig, lagenweise kiesig, steif
-16,70 m	Schluffstein, dunkelgrau, hart	-11,30 m	Fein- bis Mittelsand, dunkelgrau, kiesig, schwach schluffig, dicht
-17,00 m	Feinsandstein, grau, hart	-11,90 m	Ton, hellgrün, schluffig, sehr steif
-17,25 m	Feinkonglomerat, Quarzkiesel bis max 1 cm Durchmesser, Matrix feinsandig, grau, sehr hart	-13,90 m	Kies, hellgrün, sandig, stark schluffig, stark tonig, dicht
-17,70 m	Grobkonglomerat, Quarzkiesel mit durchschnittlich 3 cm Durchmesser, Matrix feinsandig, grau, sehr hart	-14,20 m	Fein- bis Mittelsand, hellgrün, stark schluffig, tonig, sehr steif
-19,00 m	Konglomerat, Quarzkiesel durchschnittlich bis 1 cm Durchmesser, max. 2 cm, Matrix schluffig (aufgearbeiteter Serizitgneis), graugrün, schwach verfestigt	-14,70 m	Schluff, hellgrüngrau bis weißgrau, feinsandig, mehr oder weniger tonig, bei 14,70 m 3 cm dicke Kieslage, steif bis halbfest
-25,00 m	Serizitgneis, klüftig, geschiefert, bis ca. 22,5 m stark entfestigt, graugrün (Paläozoikum) Bohrfirma: GEOTEC, Cochem; Profilaufnahme: Stapf & Sturny Beratende Ingenieure; Ingenieurgesellschaft für Bodenmechanik und Grundbau, Mainz, 1989	-15,00 m	Ton, hellgrüngrau, stark schluffig, stark feinsandig, sehr steif Bohrfirma: Waschek Nachf.; Frankfurt am Main; Profilaufnahme: K.-H Müller, 1989

Dernsches Gelände KB 17, R 3445905, H 5549650, 111,83 m ü. NN

- 0,10 m	Asphalt, schwarz mit Schotter (Parkplatzbefestigung, Auffüllung)
- 2,50 m	Steine (Serizitgneis), hellgrün mit Ziegelsteinen, rot, sandig (Auffüllung)
- 3,40 m	Kies, braungrau, sandig, schwach schluffig, einzelne Steine, dicht (Quartär)

Dernsches Gelände KB 20, R 3445840, H 5549750, 114,42 m ü. NN

- 0,25 m	Asphalt (Straßenpflaster)
- 0,65 m	Pflaster und Sand, kiesig (Pflasterunterbau, Auffüllung)
- 2,00 m	Schluff, braun, sandig, mit Ziegelresten (Auffüllung)
- 2,70 m	Schluff, braun, mehr oder weniger sandig, mit einzelnen Ziegelresten (Auffüllung)
- 3,00 m	Schluff, rostbraun und braun mit Eisen-/Mangan-Ausfällungen (Holozän)

- 3,50 m Schluff, z.T. kalkhaltig, feinsandig, schwach torfig, teilweise mit Eisen-/Mangan-Ausfällungen
 - 4,00 m Ton, hellgrau, teilweise hellbraun, kalkhaltig
 - 6,00 m Fein-, Mittel- und Grobkies, hellgelbbraun, teilweise hellgraubraun, stark sandig (Pleistozän)
 - 7,05 m Fein-, Mittel- und Grobkies und Steine (Quarzgerölle bis 12 cm Durchmesser), hellgrau und hellbraun, teils grünlich, stark schluffig und feinsandig an Basis
 - 7,20 m Schluff, grau, feinsandig, vereinzelte Quarzgerölle bis 1,5 cm Durchmesser (Tertiär)
 - 7,35 m Feinsand, dunkelgrau, schluffig, einzelne Quarzgerölle bis 1,5 cm Durchmesser
 - 7,65 m Fein- bis Mittelsand, hellgrün bis hellgrau, mit Schluff, hellgrün, tonig
 - 8,15 m Schluff, hellgrau und dunkelgrau, stark feinsandig, mit dünnen kohligen Lagen
 - 8,25 m Schluff, grau bis dunkelgrau, stärker kohlig
 - 8,75 m Schluff, hellgraugrün, teilweise feinsandig
 - 9,60 m Fein- bis Mittelkies, hellgrau bis grau, stark fein- bis mittelsandig
 - 10,70 m Schluff, grün, mit weißgrauen Einlagerungen sowie mit Fein- und Mittelkiesgeröllen (Quarz)
 - 13,85 m Schluff, grün und graugrün mit weißgrauen Einlagerungen, teilweise sandig, häufig mit Fein- und Mittelkiesgeröllen (Quarz)
 - 15,00 m Schluff, hellgrau bis hellgrüngrau, mit einzelnen Quarzgeröllen
- Bohrfirma: Waschek Nachf.; Frankfurt am Main;
Profilaufnahme: M. Hottenrott, 1989

GUDRUN RADTKE¹ & EBERHARD KÜMMERLE²

Neudefinition von fünf stratigraphischen Einheiten im Tertiär (Miozän) des Hanauer Beckens und des Oberrheingrabens (Deutschland): Niederrad- bis Bockenheim-Formation

Kurzfassung

Es werden für das Hanauer Becken und den Oberrheingraben folgende Einheiten lithostratigraphisch neu definiert: Niederrad-Formation [= Landschneckenmergel], Praunheim-Formation [= Prososthenien-Schichten], Staden-Formation [= Congerien-Schichten], Untermain-Basalt-Formation [= „Vulkanite des Vogelsbergs“] und Bockenheim-Formation [= Bockenheimer Schichten]. Sie umfassen eine Zeitspanne des höheren Unter- bis tieferen Mittel-Miozän (Burdigalium bis Langhium); dies

entspricht ca. 18,5 bis 15 Mio. Jahren. Mit den Schichten der Praunheim-Formation kommen die letzten kalkhaltigen Sedimente im nördlichen Oberrheingraben („Kalktertiär“) zur Ablagerung. Die Sedimente der Staden- und der Bockenheim-Formation werden durch Lavaergüsse des Vogelsberg-Vulkanismus (Untermain-Basalt-Formation [= „Vulkanite des Vogelsbergs“]), die sich wie ein Schichtglied in die Abfolge einfügen, getrennt.

Abstract

The following units will be lithostratigraphically new defined in the Hanau Basin and the Upper Rhinegraben system: Niederrad Formation [= Landschneckenmergel], Praunheim Formation [= Prososthenien-Schichten], Staden Formation [= Congerien-Schichten], Untermain Basalt Formation [= „Vulkanite des Vogelsbergs“] and Bockenheim Formation [= Bockenheimer Schichten]. The time scale includes late Lower to early

Middle Miocene (Burdigalian to Langhian), this corresponds to 18.5 to 15 Mio. years. Last calcareous sediments of the northern Upper Rhinegraben occur in the Praunheim Formation. The deposits of Staden Formation and Bockenheim Formation are separated by lavaflows of the Vogelsberg volcanism (Untermain Basalt Formation [= „Vulkanite des Vogelsbergs“]).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	28
2. Lithostratigraphische Gliederung	28
2.1 Niederrad-Formation	28
2.2 Praunheim-Formation	32
2.3 Staden-Formation	35
2.4 Untermain-Basalt-Formation	37
2.5 Bockenheim-Formation	39
3. Schriftenverzeichnis	43

¹ Dr. G. Radtke (e-mail: g.radtke@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, D-65203 Wiesbaden

² Dr. E. Kümmerle (e-mail: kuemmerle@web.de), Hauptstr. 67, D-65344 Martinsthal

1. Einleitung

Im Mainzer Becken sind dem Untermiozän die jüngsten „kalktertiären“ Schichtenfolgen der Wiesbaden-Formation (vormals Untere Hydrobien-Schichten) zuzuordnen (REICHENBACHER & KELLER 2002). Vereinzelt sind noch Vorkommen von Oberen Hydrobien-Schichten im Mainzer Becken erhalten.

Im nördlichen Oberrheingraben bzw. im Hanauer Becken (sensu GOLWER 1968) sind darüber hinaus weitere zunächst kalkige, dann kalkfreie Schichtenfolgen zur Ablagerung gekommen. Die Schichten wurden bisher als Landschneckenmergel, Prososthenien-Schichten, Congerien-Schichten, „Vulkanite des Vogelsbergs“ und Bockenheimer Schichten bezeichnet. Dabei fügen sich die „Vulkanite des Vogelsbergs“ zwischen Congerien- und Bockenheimer Schichten wie ein Schichtglied in die Abfolge und werden als solches hier auch behandelt.

An dieser Stelle wird auf der Basis der „Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur“ (STEININGER & PILLER 1999) versucht, die ehemalige Schichtenfolge lithostratigraphisch zu gliedern. Dies haben schon GRIMM et al. (2000) wie auch REICHENBACHER & KELLER (2002) und SCHÄFER & KADOLSKY (2002) für andere oligozäne bzw. untermiozäne Sedimente des Mainzer Beckens vollzogen. Einen Überblick über die neu bearbeiteten Schichten des Rheingrabensystems gibt u.a. die „Stratigraphische Tabelle von Deutschland“ (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002).

Neben dem neuen Formationsnamen, der Synonymie der bisher verwendeten Bezeichnungen, der Definition und Beschreibung der Lithologie, den Abgrenzungskriterien und Un-

tergliederungsmöglichkeiten, dem Fossilinhalt und den Bildungsbedingungen werden auch Verbreitung und Mächtigkeit einer Einheit beschrieben. Außerdem sind Typus- und Referenzprofile für die jeweilige Formation nach folgenden Kriterien ausgewählt:

Detaillierte Bohrkernbeschreibung eines typischen Erscheinungsbildes der Abfolge, mächtige Ausbildung der Formation mit am weitesten entwickelter Fazies, Formation mit Ober- und Untergrenze und die Verfügbarkeit von Proben. Einzelne Bohrungen und Proben sind im Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) archiviert (z.B. U-Bahn-Bohrung Ginnheim, B 1573, Archiv-Nr. 5817/3613; Aufnahme: G. Radtke). Die dazugehörigen Schichtenverzeichnisse sind im Archiv des HLUG hinterlegt und einsehbar. Bei den fossilführenden Einheiten sind Probenrückstände mit Fossilinhalt (Mikrofauna/Mikroflora) bzw. bei den Vulkaniten Schliffe mit Analysen (EHRENBERG in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993: 50) vorhanden. Ein für die jeweilige Formation schematisiertes Standardprofil gibt graphisch die Lithologie und Besonderheiten wieder (Abb. 1–4). Kurz vor Abgabe des Manuskriptes konnte eine Bohrung in das Bohrkernlager des HLUG (Brg. EX 1/03, TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West, Franklinstr., „Blue Heaven“, R 347340, H 5553547, 97,55 m ü. NN, Aufnahme: G. Radtke 2003) aufgenommen werden, die unter quartärer Bedeckung die Schichtenfolge von Untermain-Basalt-Formation bis zur Basis der Niederrad-Formation erschließt.

2. Lithostratigraphische Gliederung

2.1. Niederrad-Formation

[Landschneckenmergel und Melanienmergel (WENZ 1921)
Schichten mit *Melania escheri* (WENZ 1921) über Landschneckenmergel (WENZ 1922; WIESNER 1967, 1971)
Niederrad-Schichten (STRUVE 1973)
Schichten mit *Melania escheri* und *Melanopsis narzolina* über Landschneckenmergel und Algenkalk (FISCHER & WENZ 1912; BEST 1966, 1974, 1975)
Obere und Untere Landschneckenmergel (KÜMMERLE 1974)
Landschneckenmergel (KINKELIN 1884b; WENZ 1921; GOLWER 1968; WIESNER 1970, 1971; KÜMMERLE & SCHEER 1979; TOBIEN 1987; HOTTENROTT 1987, 1988; STREIM 1989; KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; RENFTEL 1998)]

Name

Die Benennung der Niederrad-Formation erfolgte nach der „Schleusenkammer“ im südlich des Mains gelegenen Frankfurter Stadtteil Niederrad, in deren Baugrube die Schichtenfolge von KINKELIN 1884b und 1892 bekannt gemacht wurde.

Beschreibung

Ganz allgemein gesehen beinhaltet die Niederrad-Formation einen geschichteten – meist im unteren Abschnitt – und einen ungeschichteten Faziestyp, der meist im oberen Teil der Folge auftritt. Ersterer besteht aus Mergel (mergeligem Silt bis siltigem Mergelton), Kalksand, Kalkkies, Kalkstein bis zu Riffschutt. Ungeschichtet sind die Riffgesteine stromatolithischer Kalkalgen (Abb. 1).

Im unteren Abschnitt der Niederrad-Formation dominieren grüngraue, graue bis blaugrüne Mergel (mit allen Übergängen von Mergelton über mergeligem Silt, Kalksilt bis zu tonigem Kalksand) mit dünnplattigen Dolomit-/Kalksteinbänkchen, manchmal auch nur Kalksanden. Sie enthalten oft Ostracodenschill (*Eucypris*) und feinen Schalendetritus. Die Kalkbänke nehmen zum Hangenden zu. Insbesondere in Mergeln von grauer Farbe sind häufig silbergraue Quarzsilt- bis -feinsandlamellen eingelagert. Sie treten meist deutlich getrennt von den Kalksiltlagen auf, die meist bräunliche Farben besitzen.

Im oberen Teil der Folge herrschen Algenriffkalke vor. Die kleinen pfeiler- und riffartigen Algenkalkstöcke „mit blumenkohlähnlichen Umrissen“ treten im cm- bis m-Bereich auf. An ihren Rändern – meist steil gestellt – verzahnen sie sich mit Riffdetritus und Riffschutt aus fein geschichtetem Kalksilt-, sand und -kies, die Quarzkornanteile besitzen können. Eingeschaltete Mergeltone, selten auch Ooidsande, enthalten oft massenhaft Reste von Landschnecken. Im obersten Teil sind gehäuft Kalksandlagen zu beobachten.

Die Algenkalkstotzen sind oft kavernös, knollig und schaumig-porös und so weit entfestigt, dass oft nur ein gelblich hell- bis dunkelgrauer, mehr oder weniger grober Algenkalkgrus zu beobachten ist. Die geschichteten Mergel mit Kalksandlagen und Mergelkalkbänke sind von bröckelig-kreidiger Konsistenz und gelbweiß bis weißgrün gefärbt. Mitunter können die Mergel von intensiv dunkelgrünblauer Farbe sein.

Durch Kalklösung und -fällung haben sich sowohl größere Kavernen als auch Konkretionen von Sinterkalken gebildet. Die stratifizierten Schichten zeigen insbesondere in unmittelbarer Umgebung der Algenriffstotzen steiles Einfallen. Die Sauerstoffzufuhr in gröberkörnigem Gestein führt zur Oxidation und damit zu gelblich braunen Farben. Feinkörnige Ausbildungen der Sedimente wie Mergel, Ton- und Siltmergel sind häufig noch nicht oxidiert und zeigen oft leuchtend blaugrüne oder dunkelgraue bis schwarze Farben, wofür fein verteilter Schwefelkies im Sediment verantwortlich gemacht wird (BEST 1975).

Eine Korrelation von benachbarten Profilen fällt aufgrund der lateral rasch wechselnden Ausbildung der Formation schwer. Die Niederrad-Formation ist im Raum Frankfurt a.M. bis nach Hanau verbreitet. Die maximale Mächtigkeit ist in Frankfurt mit 35 m festgestellt worden (KÜMMERLE 1971, 1974, BEST 1975). Im Raum Hanau werden nur 12 m Mächtigkeit angegeben (RENFTEL 1998). Hier fehlen die typischen Kalkalgenriffe, nur ein Vorkommen westlich von Langendiebach wird genannt (RENFTEL 1994, 1998). Typische Kalkalgenriffe, die erstmals von KINKELIN (1884b) beschrieben werden, treten größtenteils in der Umgebung der Friedberger Warte im Norden Frankfurts auf (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993). Die deutliche Mächtigkeitsschwankung der Formation ist neben den randnahen, reduzierten Ablagerungen im Raum Hanau evtl. auch durch das unterschiedliche Vorkommen der Algenriffe zu erklären.

Eine Denudationsperiode ist nach Ablagerung der Oberen Hydrobien-Schichten im Gegensatz zu älteren Angaben (WENZ 1921, MICHELS et al. 1930) nicht nachweisbar, vielmehr ist ein kontinuierlicher Übergang in die jüngeren Sedimente zu beobachten (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

Die Niederrad-Formation stellt größtenteils brackisch-limnische Ablagerungen dar; sie setzt damit den Trend der Verbrackung und Aussüßung des Ablagerungsraumes aus den Oberen Hydrobien-Schichten fort. Nur letzte einzelne marine Horizonte sind an der Basis der Einheit durch Foraminiferen-Funde belegt. Sie stellen für das gesamte „Kalktertiär“ (= Mainz-Gruppe, M.C. GRIMM, in Vorber.) letzte marine Vorstöße dar. Anzeichen von Trockenfallen ist durch Bodenbildungen und Trockenrisse belegt.

Die Niederrad-Formation ist unterhalb des Foraminiferen-Vorkommens zu ziehen. Die Hangendgrenze ist identisch mit dem Erlöschen der Kalkalgenriffe und den letzten Vorkommen von blaugrünen Mergeln.

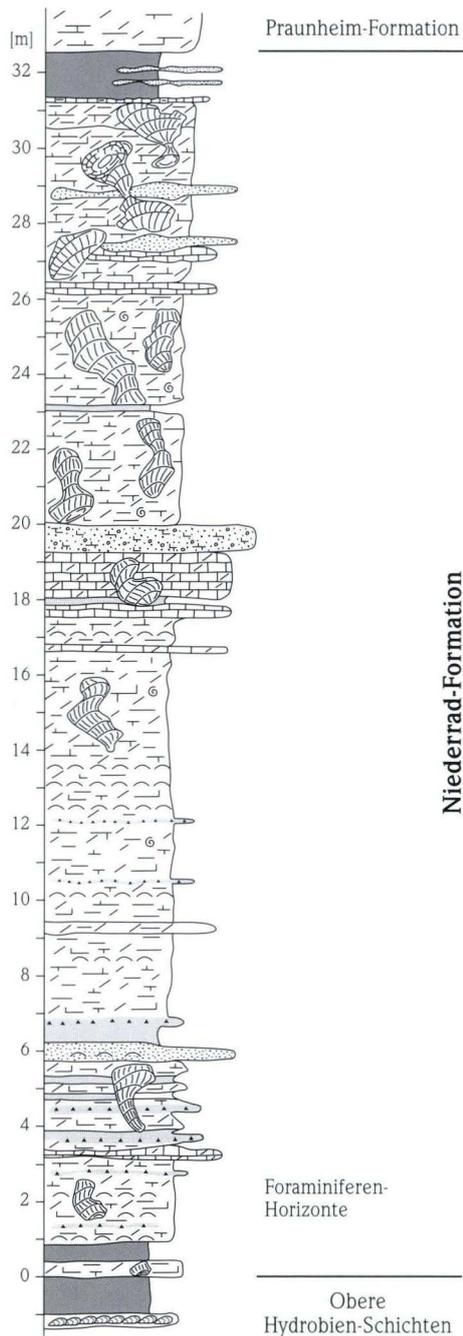


Abb. 1. Schematisiertes Standardprofil der Niederrad-Formation: Brackisch-limnische Ablagerungen aus blaugrünen Mergeln und Algenkalkriffen mit letzten marinen Einschaltungen (Foraminiferen-Horizonte) an der Basis. Legende siehe Abb. 4.

Profile

Das Typusprofil ist mit seiner mächtigen Ausbildung und seiner detailliert beschriebenen Wechselfolge von Algenkalkriffen und geschichteten Gesteinen für die Niederrad-Formation wegweisend, obwohl die Untergrenze zu den Oberen Hydrobien-Schichten nicht erschlossen ist. Dagegen ist die Untergrenze im weiter östlich gelegenen Referenzprofil ausgebildet; dies zeigt aber nicht mehr die große Mächtigkeit der Formation wie im Typusprofil. Weder Typus- noch Referenzprofil schließen das Hangende zur Praunheim-Formation auf. Diese Grenze ist aber in den Profilen zur Praunheim-Formation nachgewiesen (Kap. 2.2).

Typusgebiet: TK 25, Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost

Typusprofil: B 73 (Kernbohrungen der Voruntersuchung zur Nordtangente – Miquelallee), TK 25, Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost, R 3476661, H 5555013, 121,20 m ü. NN (HLUG Archiv-Nr. 5818/2211), KÜMMERLE 1971
Aufnahme: E. Kümmerle 1970

[m]

Hgd.

- 2,50 Sand, Kies, z.T. siltig, Gerölle bis 15 cm Durchmesser, und Silt, gelbbraun, kalkreich (künstliche Auffüllung und Löss, Pleistozän)

Quartär**Tertiär, Niederrad-Formation**

- 3,65 Ton, braungrün, mergelig, mit Kalkkonkretionen
- 4,60 Kalksilt, grüngrau, mürbe, mit Algenkalkknollen
- 4,90 Mergel, braungrün, Algenkalkknollen
- 5,40 Kalksilt, hellgrüngrau, mit Algenkalkknollen
- 6,70 Mergel, weißlich-grüngrau, Algenkalkknollen
- 8,60 Kalksilt, weißgrau, beige, braungrün, mürbe, Algenkalkknollen
- 8,80 Algenkalkstein, beige, splittrig-hart, knollig-kavernös
- 9,10 Kalksilt, grünlichbeige, Algenkalkknollen
- 11,00 Kalksilt bis Algenkalkstein, grünlichbeige, knollig-kavernös
- 11,80 Mergel, braungrün, Algenkalkknollen
- 12,00 Kalksilt, mergelig und kalksandig, blassblaugrün
- 12,50 Mergel, grün, Algenkalkknollen
- 15,00 Kalksilt, hellbraun, grüngrau, mit reichlich groben Algenkalkknollen
- 16,80 Kalksilt, stark kalksandig, hellbraun, grüngrau
- 16,90 Kalkstein, hellgrau
- 17,10 Kalksilt, hellgrau
- 17,25 Kalkstein, hellgrau, splittrig-hart
- 17,35 Mergel, siltig, dunkelgrüngrau
- 17,55 Mergel- bis Kalkstein, hellgrau, splittrig, Kavernen mit grünbraunem Besteg
- 17,65 Mergel, grüngrau, Ostracodenschill
- 18,00 Kalksilt, dunkel- und hellgrau, grünlich, Ostracodenschill

- 18,30 Silt, tonig, kalkhaltig, dunkelgrüngrau
- 18,40 Dolomit- bis Mergelstein, hellgrüngrau, splittrig
- 21,35 Silt, stark tonig, kalkhaltig, dunkelgrüngrau, mit feinen Silt- und Kalksandlagen
- 21,70 Wechsel von Silt und Ostracodensand, dunkelgrau
- 21,85 Kalksilt, dunkelgrau, vorwiegend Ostracodenschill
- 25,60 Silt, tonig, kalkhaltig, dunkelgrüngrau und helle Kalksiltlagen, bei 22,90 m Lage aus Quarzsilt und -feinsand
- 25,70 Kalksand und Kalksilt, grau, vorwiegend Ostracoden
- 25,80 Silt, mergelig, hellgrüngrau
- 26,30 Wechsel von Silt, tonig und Kalksilt, mürbe
- 28,30 Silt, tonig, dunkelgrüngrau, Kalk- und Quarzfeinsandlagen
- 28,45 Kalksand und Kalksilt, Ostracoden
- 28,85 Silt, tonig, dunkelgrüngrau
- 29,15 Kalksand, grau, Ostracoden
- 31,70 Silt, tonig, dunkelgrüngrau, feine Quarzfeinsand- und Kalksiltlagen
- 31,85 Dolomit- bis Kalkstein, grüngrau, splittrig, klüftig
- 34,00 Silt, tonig, dunkelgrüngrau, Kalksiltlagen
- 34,60 Ton, siltig, dunkelgrau, kalkhaltig, feine Kalksiltlagen
- 35,00 Kalksilt, hellgrau, beige, mit Algenstrukturen
ET

Referenzprofil

B 111 – Rat-Beil-Str. (Kernbohrungen der Voruntersuchung zur Nordtangente – Miquelallee), TK 25, Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost, R 3477952, H 5555138, 133,33 m ü. NN (HLUG Archiv-Nr. 5818/2248), KÜMMERLE 1971
Aufnahme: E. Kümmerle 1970

[m]

Hgd.

- 1,00 Sand, Silt, sandig, gelbbraun

Quartär**Tertiär, Niederrad-Formation**

- 2,45 Kalksilt, beige, mit eingelagerten Algenkalkknollen
- 2,75 Mergel, braungrün, Algenkalkknollen
- 4,00 Kalksilt, beige, Algenkalkknollen
- 4,20 Kalksand, Kalksilt, teilweise mergelig, grünlichbeige, mit Kalksteinknollen und Kalksteinsplitt
- 4,40 Kalkstein, hellbraun, plattig, hart, reich an Ostracoden
- 5,45 Kalksilt, Kalksand, Kalksteinsplitt, mit knollig-kavernösem Algenkalkstein
- 6,55 Ton, siltig, dunkelbraun, dunkelgrüngrau
- 6,80 Kalksilt und Ostracoden-Kalksand, hellbraun, mit 5 cm plattigen Ostracoden-Kalkstein
- 9,20 Ton bis Silt, dunkelgrüngrau, dunkelgrünbraun, feine schwarze Kalksiltlagen
- 9,40 Kalksilt, hellbraun mit Ostracoden-Kalksand
- 9,50 Tonstein, grau, splittrig, klüftig, mit rostbraunem Belag

- 11,70 Silt, tonig, dunkelgrüngrau
- 12,45 Wechsellagerung von Silt, dunkelgrüngrau, und Ostracodenkalksand, hellbraun, mit Lagen von Quarzfeinsand
- 12,80 Silt, tonig, dunkelgrüngrau
- 13,40 Wechsel von Silt, dunkelgrüngrau, mit Ostracodenschill und Quarzfeinsand
- 13,50 Tonstein, grau, gelbbraun entfärbt
- 14,55 Wechsel von Silt, dunkelgrüngrau, mit Ostracodenschill und Quarzfeinsand (Quarzfeinsand füllt auch Trockenrisse im Silt)
- 16,40 Silt, tonig, dunkelgrüngrau, feine Ostracodenschille und Quarzfeinsandlagen
- 16,50 Quarz- und Kalkfeinsand, dunkelgrau
- 17,75 Silt, tonig, bis Ton, siltig, dunkelgrüngrau, kalkhaltig
- 17,85 Tonstein, dunkelgrüngrau, klüftig, splittig
- 18,00 Algenkalkstein, dunkelgrau und gelblich gefleckt, porös
- 18,60 Ton, siltig, dunkelgrüngrau, kalkhaltig
- 19,80 Kalksand, Kalksteinsplitt, schwach mergelig, gelbgrau
- 20,85 Kalksilt, beige und dunkelgrau, mit Algenkalkknollen

Niederrad-Formation

Obere Hydrobien-Schichten

- 21,10 Mergelton, blaugrüngrau
 - 25,00 Silt, tonig, dunkelgrüngrau, sehr homogen, ab 24,60 m Kalksiltlagen, schwarz, mit Hydrobien
- ET

Profile aus der Literatur:

- Schleusenammer, Frankfurt-Niederrad, TK 25, Bl. 5917 Kelsterbach, R 3474530, H 5550760, ca. 93 m ü. NN (KINKELIN 1884b)
- Nordbassin, Frankfurt, Kleist-/Ecke Gleimstr. (Nähe Hauptfriedhof), TK 25, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost, R 3478130, H 5555100, ca. 132,5 m ü. NN (KÜMMERLE 1971, STEPHAN-HARTL 1972)

Bemerkungen

Eine eindeutige Grenzziehung der Liegendgrenze zu den Oberen Hydrobien-Schichten und der hier beschriebenen Niederrad-Formation ist meist nicht möglich. Auch RENFTEL (1998) postuliert nur eine, wenn überhaupt, „geringfügige Veränderung“ zwischen den Ablagerungen.

Es lassen sich aber eine Menge Anzeichen zur Grenzziehung beobachten:

Die Schichten der Niederrad-Formation sind durch das häufigere Einsetzen von Algenkalkriffen gegenüber den im Liegenden auftretenden Oberen Hydrobien-Schichten gekennzeichnet. Die durchgängigen Karbonatbänke und Schille von *Dreissena brardi* (BRONGNIART) in den Oberen Hydrobien-Schichten enden zum Hangenden hin. Auch sind nur bis in die Oberen

Hydrobien-Schichten Cerithien zu finden (WIESNER 1967, BEST 1975). Seltener geht die Grenzziehung auch mit einem scharfen Farbwechsel von dunklen fetten Tönen zu hellbraunen und grünen Tönen und Mergeln einher (BEST 1975). Bei Übergängen innerhalb der Mergel sind im Hangenden meist hellere Farben (grüngrün bis grüngrau) zu beobachten. Im Allgemeinen treten in der Niederrad-Formation silbergraue Quarzsilt- und Feinsandlamellen in größerer Häufigkeit als in der Liegend-Einheit auf. Die Dolomit- und Kalksteinbänkchen sind deutlich dünnplattiger als in den Oberen Hydrobien-Schichten. Die für die liegenden Schichten dominanten Gastropodenschalen von Hydrobien sind hier ausgesprochen selten. Soweit Vertebratenreste vorliegen, sind entsprechende Horizonte weiterhin parallelisierbar, wie die der Schleusenammer Niederrad und des Nordbassins (KINKELIN 1884b, STEPHAN-HARTL 1972).

Zur weiteren Untergliederung der Niederrad-Formation fehlen horizontal weitreichende Leithorizonte. BEST (1975) gelang es, in Frankfurter Profilen fünf Horizonte nach mikropaläontologischen Kriterien zu unterscheiden. Überregional wurde diese Gliederung nicht weiter verifiziert.

Nach KÜMMERLE (1971) ist eine Abtrennung der „Schichten mit *Melania escheri*“ weder petrographisch noch mikrofaunistisch möglich, wie sie von mehreren älteren Autoren angegeben werden (WENZ 1921, BEST 1975). Nach HOTTENROTT (1987: 70) entsprechen in der Rhön und am Landrücken bei Schlüchtern Landschneckenmergel den Schichten mit *Melania escheri*.

Die Hangendgrenze ist gekennzeichnet durch das Aussetzen der Algenkalkriffe, der grobklastischen Kalksedimente und der hellen, oft blaugrünen Mergel.

Die Fauna und Flora der Niederrad-Formation zeigt eine limnisch-brackische Fazies. Typische Hinweise sind eine Verarmung an Foraminiferen und Fischen und die Zunahme glattschaliger Ostracoden mit hohen Individuenzahlen. Ebenfalls charakteristisch sind die stromatolithischen Algenkalkstöcke mit ihrer durch Cyanobakterien induzierten Kalkfällung. Im tiefsten Abschnitt kommt es noch einmal zu Foraminiferen-Funden (*Bolivina moguntiac* BARTENSTEIN & HEINEMANN, *Quinqueloculina simplex* TERQUEM, *Rosalina globularis bradyi* (CUSHMAN), *Caucasina coprolithoides* (ANDREAE) und *Nonion*-Arten; WIESNER 1967), die damit das jüngste Foraminiferen-Vorkommen in der tertiären Abfolge darstellen. Darüber ist ein Horizont mit Lumbriziden-Abscheidungen („*Arion kinkelini*“ WENZ, Kalkausscheidungen von Oligochaeten; WIESNER 1967, BEST 1975: 88) zu finden. Vertebraten werden durch diverse Funde von Fischresten belegt (häufig Cypriniden-Schlundzähnen, durch Otolithen nachgewiesene Gobiiden: *Gobius francofurtanus* KOKEN, *Hemitrichas miocenica* (WEILER), (deutlich häufiger als in den Oberen Hydrobien-Schichten, RENFTEL 1998), *Scardinius* sp., *Aphanius* sp., *Hemitrichas bartensteini* (MALZ)). Die bekannte, vorwiegend aus Kleinsäufern bestehende Lokalfauna (21 Taxa) der Niederräder Schleusenammer und des Nordbassins wird detailliert bei HÜRZELER (1945), TOBIEN (1959, 1987) und STEPHAN-HARTL (1972)

beschrieben. Vereinzelt kommen Funde von Landbewohnern wie Landschnecken (*Vertigo*-Arten, *Bithynia* sp. (Deckel), *Viviparus* sp.) und Charophyten vor. Ansonsten sind häufig Ostracoden vertreten: *Eucypris agglutinans* LIENENKLAUS, *Cypridopsis kinkelini* LIENENKLAUS (beide sehr häufig), *Candona candidula* LIENENKLAUS (nur in den tieferen Schichten, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, RENFTEL 1998). Fossilisten sind bei WIESNER (1967), BEST (1975), HOTTENROTT (1987), KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN (1993) und RENFTEL (1998) zu finden.

Bio- und Chronostratigraphie

Mit der angetroffenen Mikrofauna der Niederrad-Formation ist ein sicherer Anschluss an eine präzise biostratigraphische Standardgliederung nicht gegeben.

Eine genaue Altersstellung liefert dagegen die Säuger-Lokal-fauna mit vorwiegend Kleinsäugetern aus den Frankfurter Aufschlüssen des vorletzten Jahrhunderts des sogenannten „Nordbassins“ (Kleist-/Ecke Gleimstr. – in der Nähe des Hauptfriedhofs) und der Niederräder Schleusenkammer (SW Stadtteil Frankfurt a.M.). Durch Bohrungen ganz in der Nähe konnte KÜMMERLE (1971) sie in die „Unteren Landschneckenmergel“ einhängen. Sie entsprechen der WIESNERSchen Zone 11 (1967, BEST 1975) und den „Schichten mit *Melania eschert*“ nach STEPHAN-HARTL (1972).

Eine vergleichbare Säugerfauna aus Süddeutschland half die Schichten mit der lokalen Frankfurter Kleinsäugeterfauna in die biostratigraphische Standardgliederung einzuhängen. Demnach stufen TOBIEN (1959, 1970, 1987) und STEPHAN-HARTL (1972) die Schichten nach der Säuger-Stufenfolge in die MN 3a-Zonierung (= tieferes Orlanium = chronostratigraphisch tiefstes Burdigalium, Unter-Miozän, ca. 20 Mio. Jahre) ein (TOBIEN 1987: Tab. 1).

TOBIEN (1987) weist schon auf die zeitliche Diskrepanz zwischen der Säuger-Stufenfolge und der von MARTINI (1987) beschriebenen Nannoplankton-Datierung der Oberen Hydrobien-Schichten bei Großkötzenburg hin. MARTINI kommt demnach auf eine Alterseinstufung von NN 4/5 = tiefstes Langhium mit ca. 16,5 Mio. Jahren.

REICHENBACHER (2000: 96, Abb. 42) stuft anhand einer reichen Fischfauna aus dem Mainzer und Hanauer Becken die Niederrad-Formation in die Fisch-Otolithen-Zone FM 15 ein. Sie bewertet die TOBIENSche Säugertierfauna neu und nähert die beiden divergierenden älteren Einstufungen von TOBIEN und MARTINI an. Sie datiert die Oberen Hydrobien-Schichten aus dem Hanauer Becken, also Schichten, die noch im Liegenden der hier behandelten Niederrad-Formation vorkommen, in die MN 3b, in die späte Burdigalium-Stufe (und nicht wie TOBIEN MN 3a) ein. Das heißt, dass die Niederrad-Formation in die MARTINISCHE Nannoplankton-Zonierung NN 4 fällt. Dies entspricht der planktonischen Foraminiferen-Zonierung N 5 (nach BLOW 1969) und der Charophyten-Zone *Stephanochara berdotensis* (nach SCHWARZ 1993, 1997). Insgesamt besitzt die Niederrad-Formation ein radiometrisches Alter von ca. 18 Mio. Jahren.

Literatur

BEST 1966, 1974, 1975; BLOW 1969; FISCHER & WENZ 1912; GOLWER 1968; M.C. GRIMM in Vorber.; HOTTENROTT 1987, 1988, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; HÜRZELER 1945; KINKELIN 1884b; KÜMMERLE 1971, 1974; KÜMMERLE & SCHEER 1979; KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; MICHELS et al. 1930; REICHENBACHER 2000; RENFTEL 1994, 1998; SCHWARZ 1993, 1997; STEPHAN-HARTL 1972; STREIM 1989; STRUVE 1973; TOBIEN 1959, 1970, 1987; WENZ 1921, 1922; WIESNER 1967, 1970, 1971.

2.2 Praunheim-Formation

[Mergelhorizont mit Prososthenien (FISCHER 1911)

Braunkohlentone und Prososthenienschichten (WENZ 1914)

Braunkohlentone (WENZ 1921)

Prososthenienschichten (WENZ 1921; FISCHER & WENZ 1925; WIESNER 1967, 1971; GOLWER 1968; KÜMMERLE 1971, 1974; BEST 1975; MARTINI 1987; TOBIEN 1987; KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; RENFTEL 1998)

Teil des „Obermiozän“ (HINSCH 1960)

Praunheim-Schichten (STRUVE 1973)

Elmer Braunkohlenstufe (STEHLIN 1917; HIRSCH 1937; HOTTENROTT 1987)]

Name

Die Namensvergabe Praunheim-Formation erfolgte nach dem gleichnamigen im Westen gelegenen Stadtteil von Frankfurt a.M. Dort sind im Jahre 1908 Bohrungen für das Wasserwerk bei Praunheim abgeteuft worden, die eine gut erhaltene Schneckenfauna u.a. mit verschiedenen *Prososthenia*-Arten (FISCHER & WENZ 1925) erbrachte.

Beschreibung

Die Praunheim-Formation besteht aus einer monotonen, dunkelgrauen, fein geschichteten Wechselfolge von Mergelton und Siltmergel mit sehr feinen, mattschwarzen Kalksand- und Kalksiltlagen (dunkelgraugrün). Ein Braunkohlenflöz ist im oberen Teil der Abfolge eingeschaltet. Die Farben liegen meist in dunkelgraugrünen, dunkelgrauen, graubraunen, braungrünen und schwarzbraunen Tönen vor. Im unteren Teil nahe der Basis kommen sehr selten örtlich feine, dunkelgraue Quarzsandlagen vor. Nach ca. 6–8 m kalkhaltiger Wechselfolge treten 0,5–2 m kalkfreie tonige Silte bis siltige Tone auf. Nach oben gehen die Sedimente zunehmend in Brauntöne über, die auf höhere organische Anteile zurückzuführen sind. Im Allgemeinen ist allerdings kein Farbumschwung an der kalkig/kalkfreien Grenze festzustellen. Nach oben folgt mit meist 2 m Mächtigkeit (auch 3–4 m) lignitische Braunkohle, in der lokal kohlige Siltlagen eingeschaltet sein können. Die Braunkohle, auch als „Ginnheimer Flöz“ bezeichnet, wurde in den 80er Jahren des 19. Jahrhundert im Frankfurter Stadtteil Ginnheim abgebaut (KINKELIN 1884a). Die Schichten unterhalb des Kohlenflözes sind meist zwischen 0,5–2 m mächtig und entkalkt.

Über dem Flöz bilden ca. 1,5 m kalkfreie, bituminöse, braune Tone den Abschluss der Formation. Lokal (Preungesheim, Bl. Frankfurt a.M. West, Miquelallee) können geringmächtige limnische Mergelkalke mit Fischresten beobachtet werden (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993) (Abb. 2).

Größtenteils ist die Praunheim-Formation in den westlichen Stadtteilen von Frankfurt a.M. (Praunheim, Ginnheim, Bockenheim, Rödelheim, Heddernheim, Bonames), in Liederbach, Hanau und in Roßdorf (Wetterau) zur Ablagerung gekommen. Zwischen den Stadtteilen Ginnheim, Bockenheim und Rödelheim sind die Schichten z.T. sehr gleichförmig ausgebildet. Ihre Mächtigkeit kann bis zu 12 m (sonst 8–11 m) betragen. Das „Ginnheimer Flöz“ kann max. 4 m (sonst ca. 2 m) mächtig werden (KÜMMERLE 1971, 1974; KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

Die Praunheim-Formation ist in brackisch-limnischer Fazies abgelagert worden. Die recht monotone Abfolge zeigt Verlandungsperioden, deren Höhepunkt in einem Sumpfwald entstandene Braunkohlenflöze darstellen. Anschließend zeigt sich

eine kurze, limnische Überflutungsperiode mit über dem Flöz gebildeten Tonen. Die Schichtenfolge der Praunheim-Formation mit dem Braunkohlenflöz ist auch im Oberrheingraben, allerdings in größerer Mächtigkeit, bekannt (HINSCH 1960; WIESNER 1967).

Im Liegenden grenzt sich die Praunheim-Formation deutlich gegen helle Mergel, Kalksande und Algenriffkalke der Niederrad-Formation ab. Das Wachstum der Kalkalgenriffe endet mit der Niederrad-Formation.

Die Hangendgrenze wird durch einen schwarzen, braunen oder braun-bituminösen Ton am Top der Praunheim-Formation dokumentiert. Bei Ausbildung limnischer Kalkmergel ist die Abgrenzung von kalkhaltigen zu kalkfreien limnisch-fluviatilen Sedimenten der hangenden Staden-Formation deutlich.

Zwischen der Praunheim- und der Staden-Formation liegt eine Erosionsdiskordanz, die auf eine Schichtlücke schließen lässt.

Mit der Praunheim-Formation endet die karbonatische Sedimentation im Oberrheingraben und Hanauer Becken, sie ist das jüngste Schichtglied des „Kalktertiärs“ (= Mainz-Gruppe, M.C. GRIMM, in Vorber.).

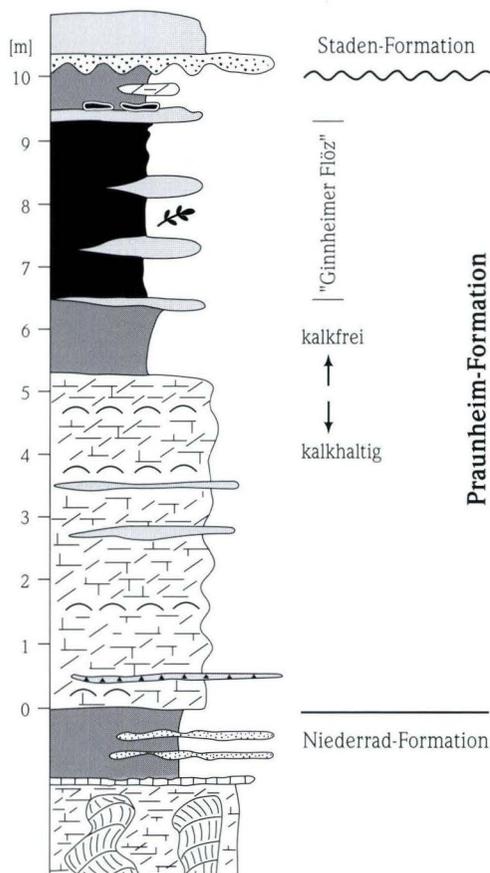


Abb. 2. Schematisiertes Standardprofil der Praunheim-Formation: Unten monotone, dunkelgraue Mergeltonen, oben kalkfreie Tone und Braunkohlen („Ginnheimer Flöz“), abgelagert in brackisch-limnischer Fazies. Legende siehe Abb. 4.

Profile

Typusgebiet: TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West

Typusprofil: B 1527, Georg-Speyer-Str. (Kernbohrung zur Voruntersuchung U-Bahn Bockenheim – Ginnheim), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West, R 3474960, H 5554336, 107,91 m ü. NN (HLUG Archiv-Nr. 5817/2005)

Aufnahme: E. Kümmerle 1981

[m]

Hgd.

- 1,30 Silt, dunkelbraun (Quartär)
- 13,20 Wechselfolge von Ton und Feinsand, dunkelgrau (Tertiär)
- 13,40 Silt, tonig, feinsandig, hellgrau bis weißgrau, unten gelbbraun

Staden-Formation

Praunheim-Formation

- 14,00 Ton, siltig, unten kohlig, hellgrüngrau, grau und unten dunkelgrau
- 14,20 Silt, tonig, mit kohligen Holzresten, dunkelgrau bis schwarzbraun
- 17,10 Braunkohle, schwarzbraun
- 17,20 Silt, mit kohligen Holzresten, dunkelgrüngrau
- 18,30 Ton, siltig, dunkelgrau, vereinzelt feine Holzreste
- 20,20 Mergelton, dunkelgrüngrau, lagenweise grau; bei 18,70 m Holzreste
- 23,60 Mergelton, siltig, dunkelgrüngrau, bei 20,60 m Hydrobien, bei 22,10 m Holzreste, bei 22,70 m und 23,30 m Kalksandlagen, siltig, dunkelgrau; ab 23,30 m Ostracodenschille

–24,50 Mergelton, stark siltig, dunkelgraugrün, oben Hydrobienschill

Praunheim-Formation

Niederrad-Formation

–24,60 Kalksand, siltig, dunkelgrau, hellgrau, gelblichgrau, gebändert
 –25,20 Mergel, bläulichgrau, mit Algenkalk, grusig
 –25,70 Algenkrustenmergel, hell- und dunkelgrau, z.T. bläulichgrün
 ET bei 30 m

Referenzprofil

B 1573, Franz-Rücker-Allee (Kernbohrung zur Voruntersuchung U-Bahn Bockenheim – Ginnheim), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West, R 3474763, H 5555161, 106,25 m ü. NN (HLUG Archiv-Nr. 5817/3613), eingelagert im HLUG-Bohrkernlager (Aumenau)

Aufnahme: G. Radtke 1999

[m]

Hgd.

– 9,50 Sand, Silt, Lösslehm, Gerölle (Mainterrasse) graubraun (Quartär)
 –11,75 Ton, Silt, Feinsand, gelbgrau (Tertiär)

Pliozän

Praunheim-Formation

–12,00 Ton, schwach feinsandig, gelbbraun
 –12,35 Ton, grau-dunkelgraubraun, gebändert
 –12,90 Braunkohle, dunkelbraun, schwarzbraun
 –13,40 Braunkohle, stark tonig, dunkelbraun
 –15,20 Braunkohle, dunkelbraun, schwarzbraun, zwischen 14,65–14,80 m Holz
 –15,60 Braunkohle, stark tonig, dunkelbraun
 –15,90 Ton, dunkelgrau, kalkfrei
 –23,75 Mergelton, grau-grünlichgrau, undeutlich gebändert, kalkhaltig

Praunheim-Formation

Niederrad-Formation

–25,00 Algenkalk mit Kalksand, oben hellgraubraun, unten grünlichgrau
 ET

Profile aus der Literatur:

- Bohrung Possmann (1952: 180 m, Bohrung auf Firmengelände Frankfurt-Rödelheim), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West (MÜRRIGER & PFLANZL 1955)
- Schacht Grube Jakob (Nähe Markus-Krankenhaus, Frank-

furt-Ginnheim), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West (KINKELIN 1884a)

- Notbrunnen 27, Hanau-Steinheim, Mittelwang, TK 25, Bl. 5819 Hanau (RENFTEL 1998: Brg. 117, HLUG Archiv-Nr. 5819/1179)

Bemerkungen

Untergliederungsmöglichkeiten innerhalb der Praunheim-Formation ergeben sich durch die im höheren Teil entwickelten ein bis vier Braunkohlenflöze, die insgesamt als „Ginnheimer Flöz“ bezeichnet werden. Dieses Flöz ist nicht überall ausgebildet, aber weiter und weniger lückenhaft verbreitet als die Flöze in den jüngeren Formationen (Staden-Formation, Kap. 2.3, und Bockenheim-Formation, Kap. 2.5).

Die Kalksilt- bis -sandlagen bestehen oft aus Ostracodenschill (meist *Eucypris*). Hydrobien-Nester sind häufiger und verbreiteter als in der Niederrad-Formation im Liegenden. Die für die alte Schichtenbezeichnung namensgebende *Prososthenia francofurtana* (FISCHER & WENZ 1925) ist nur in Fragmenten über das gesamte Profil verteilt (nicht schichtgebunden) gefunden worden (WIESNER 1967, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

Die Praunheim-Formation ist eine brackische Ablagerung mit deutlichen Aussüßungstendenzen. Sie zeigt eine stark verarmte Fauna mit Schlundzähnen und häufigen Otolithen von Fischen (*Alburnus*, *Tinca*, *Scardinius*, *Gobius*-Arten), glattschaligen Ostracoden (*Eucypris*, *Cyprideis*, *Cypridopsis*), einigen Gastropodenarten (Hydrobien, Prososthenien, *Planorbarius*, *Viviparus*, *Pisidium*-Arten) und einer reichen Land- und Mikroflora (Holzreste, Stubben-/Wurzelhorizonte, Reste von Schwimmpflanzen *Salvinia crebrata* DOROFFEV). Eine detaillierte Beschreibung der Flora findet man bei MÜRRIGER & PFLANZL (1955), v.D. BRELIE (in GOLWER 1968) und HOTTENROTT (in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993). Nach oben hin, zum „Ginnheimer Flöz“, verarmt die Fauna weiter, hier sind größtenteils nur noch pflanzliche Fossilien zu finden. Weitere Fossilfunde der Formation werden von WIESNER (1967), KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN (1993) und RENFTEL (1998) genannt.

Bio- und Chronostratigraphie

Nach einer ursprünglich sehr jungen Einstufung dieser Schichtenfolge in das Obermiozän (WENZ 1921) kann insgesamt eine deutlich ältere Einstufung vorgenommen werden. Allerdings sind die Fossilfunde der Praunheim-Formation biostratigraphisch wenig verwertbar und können im Detail nicht in die biostratigraphische Standardgliederung eingehängt werden. Das Ginnheimer Braunkohlenflöz ist palynologisch von v.D. BRELIE (in KÜMMERLE & SCHEER 1979, in GOLWER 1968) untersucht, mit der Niederrheinischen Braunkohle verglichen und in das Burdigalium (oberes Unter-Miozän) eingestuft worden. Detaillierte Untersuchungen von HOTTENROTT (1987, 1988, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993) bestätigen diese Datierung. TOBIEN (1987) hat sich intensiv mit der Datierung der miozänen Ablagerungen des Oberrheingrabens und Hanauer

Beckens beschäftigt. Er resümiert, „dass die Braunkohlenflöze unterhalb (Ginnheimer Flöz) und oberhalb (postbasaltische Flöze, Frankfurter Stadtwald-Flöz) [= Bockenheimer Flöz] des Basaltes [= Untermain-Basalt-Formation] nicht jünger als 14,4 Mio. Jahre (BERGGREN et al. 1985: 1416), d.h. unterhalb der Grenze NN 5/6 (bei BERGGREN et al. 1985: 1416) einzuordnen sind“. TOBIEN diskutiert aufgrund damaliger Erkenntnisse allerdings größere stratigraphische Reichweiten nach unten und oben für das Frankfurter Pollenbild. Nach REICHENBACHER (2000) konnte die stratigraphische Gliederung der Niederrad-Formation im Liegenden in die TOBIENSche Säugerstufe MN 3b (spätes Burdigalium) korrigiert werden. Dies entspricht einer Zeitspanne von 17,5 bis 16 Mio. Jahren. Die radiometrische Tholeiit-Datierung der Untermain-Basalt-Formation (Kap. 2.4) gibt ein absolutes Alter von 15–16 Mio. Jahren an (FUHRMANN & LIPPOLT 1987).

HOTTENROTT (1988, 2003) postuliert aufgrund der Verhältniszahlmethode (nach PFLUG 1986) zwischen der Praunheim-Formation und der Staden-Formation (Kap. 2.3) im Hangenden die palynostratigraphische Grenze Jungtertiär I/Jungtertiär II. Die Praunheim-Formation entspricht der WIESNERSchen Zone 12 (1967).

Literatur

BERGGREN et al. 1985; BEST 1975; M.C. GRIMM in Vorber.; FISCHER 1911; FISCHER & WENZ 1925; GOLWER 1968; HINSCH 1960; HIRSCH 1937; HOTTENROTT 1987, 1988, 2003, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; KINKELIN 1884a; KÜMMERLE 1971, 1974; KÜMMERLE & SCHEER 1979; KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; MARTINI 1987; MÜRRIGER & PFLANZL 1955; PFLUG 1986; REICHENBACHER 2000; RENFTEL 1998; STEHLIN 1917; STRUVE 1973; TOBIEN 1987; WENZ 1914, 1921; WIESNER 1967, 1971.

2.3 Staden-Formation

[Congerien-Sande und -Tone (WENZ 1921, 1936; BEST 1975)
Congerien-Schichten (WENZ 1917, 1921; KÜMMERLE 1971, 1974; STRUVE 1973; TOBIEN 1987; STREIM 1989; KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; RENFTEL 1998)
Congerien-Sande (WIESNER 1967)
Stadener Sande (WAGNER 1959)]

Name

Der Name der Staden-Formation ist durch die Erstbeschreibung dieser Schichtenfolge mit *Congeria kayseri* WENZ an der Lokalität Rotlauf bei Staden in der Wetterau durch WENZ (1917, 1921) gegeben.

Beschreibung

Bei der Staden-Formation handelt es sich um Schichten aus Sand mit Fein- bis Mittelkieslagen, die nach oben hin seltener werden. Untergeordnet kommen Ton und Silt vor. Sedimentstrukturen wie Schrägschichtung und rascher Korn-

größenwechsel in der Vertikalen und Horizontalen sind für die Schichtenfolge charakteristisch. Die kaum kantengerundeten Gerölle sind aus Quarz und Quarzit und nicht größer als 8 mm im Durchmesser. Die Sande sind grauweiß, grau, braun, gelb oder orange gefärbt. Der Silt ist meist stark tonig, der Ton oft fettig bis seifig und grünlichgrau, braungrau oder auch blaugrün. Insgesamt ist die Abfolge kalkfrei, doch kommt Siderit als Karbonat lagenweise angereichert vor. Kohlige Einschaltungen und Braunkohlenflözchen sind etwas seltener als im Hangenden der Untermain-Basalt-Formation (Kap. 2.4). Die geflammte Rotfärbung der Tone und Silte zeigt evtl. Bodenbildungsprozesse an. Zur nächst jüngeren Einheit hin finden sich häufig Brauneisen- und Sideritkonkretionen. Im Liegenden des Basalts ist oft ein grünschwärzer, schwarzbrauner, rotbraun gefleckter oder ziegelroter Silt erhalten, der nach HENTSCHEL (in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993) hohe Gehalte an Montmorillonit besitzt. Ähnliche Strukturen beschreibt KLÜPFEL (1953) als „Rußgel“, das als Frittung an der Basis der Basalte gedeutet wird (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, RENFTEL 1998). Im Raum Hanau konnte an der Hangendgrenze eine häufig bis zu 40 cm mächtige Sandsteinbank aus zusammengebackenem Grobsand oder Feinkies beobachtet werden (RENFTEL 1992, 1998) (Abb. 3).

Die Ablagerungen der Staden-Formation sind limnisch-fluviatil entstanden. Stark variierende Korngrößenzusammensetzungen der Sedimente zeigen einen ständigen Wechsel der energetischen Bedingungen an. Zur liegenden Praunheim-Formation ist eine Erosionsdiskordanz mit einer Schichtlücke ausgebildet. Die hier beschriebene Staden-Formation ist in ihrer Sedimentausbildung der Bockenheimer-Formation (Kap. 2.5) sehr ähnlich. Der limnisch-fluviatile Charakter des Ablagerungsraumes wird demnach nur durch die Vulkanite der Untermain-Basalt-Formation (Kap. 2.4) unterbrochen.

Die Staden-Formation ist in Frankfurt a.M. – in den Stadtteilen Berkersheim, Eckenheim, Preungesheim, Ginnheim, Niedereschbach und Bonames – bis zur Wetterau und weiter östlich bei Mittelbuchen, Bruchköbel, Nieder- und Oberissigheim, Ravolzhausen und Langendiebach verbreitet. In Frankfurt wurde eine Mächtigkeit von bis zu 21 m beobachtet, im Raum Hanau beschreibt sie RENFTEL (1998) zwischen 10 und 20 m, örtlich bis zu fast 30 m Mächtigkeit.

Die Liegendgrenze wird durch den deutlichen Wechsel von typisch monotonen tonigen, sand- und kiesfreien Ablagerungen und kalkigen Sedimenten der Praunheim-Formation zu sandig bis kiesigen, kalkfreien Ablagerungen der Staden-Formation dokumentiert. Die Hangendgrenze ist die Basis des tholeiitischen Basaltes.

Profile

Typusgebiet: TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West

Typusprofil: B 925, Frankfurt a.M., Kuhwald-Siedlung (Kernbohrungen zur Voruntersuchung der U-Bahn), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West, R 3473523, H 5553124, 95,45 m ü. NN

(HLUG Archiv-Nr. 5817/617); KÜMMERLE 1974
 Aufnahme: E. Kümmerle 1973

[m]

Hgd.

- 5,00 Sand bis Feinkies, braun (Quartär)
- 7,70 Silt (Basaltzersatz), braungrün, gelbbraun, blaugrau (Tertiär)

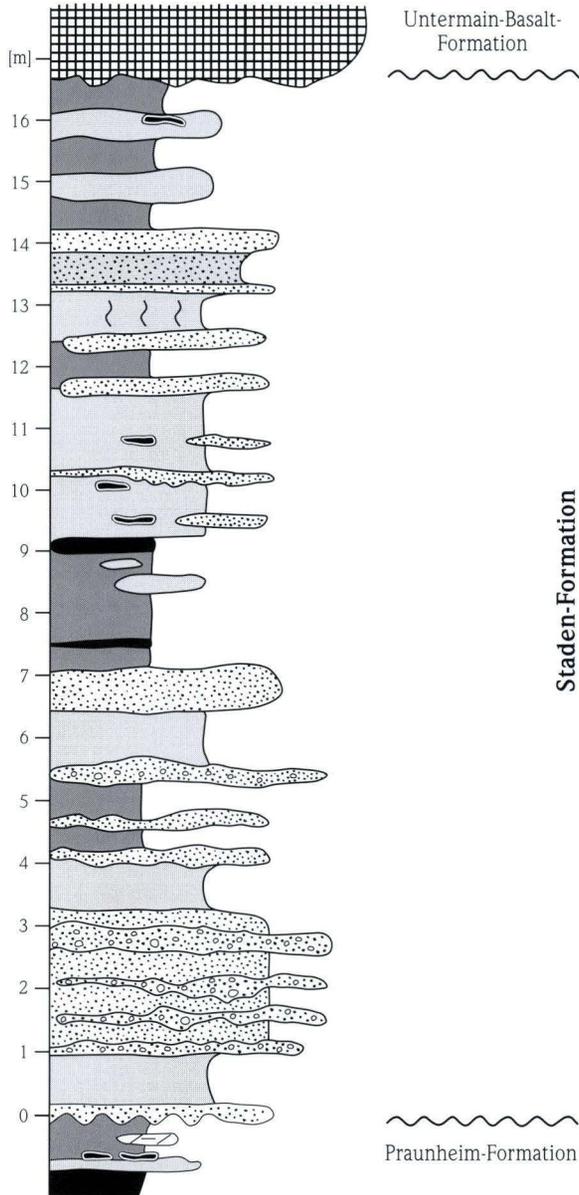


Abb. 3. Schematisiertes Standardprofil der Staden-Formation: Kalkfreie grauweiße, braune und gelbe Sande, Silte und Tone mit feinen Kieslagen, als Anzeiger limnisch-fluviatiler Ablagerungsbereiche unter tholeiitischen Basalten der Untermain-Basalt-Formation. Legende siehe Abb. 4.

- 7,80 Basalt, zersetzt, violettschwarz, blasig

Untermain-Basalt-Formation

Staden-Formation

- 7,90 Silt, oben hellrot, unten rostbraun und eisenschüssig, Limonitkrusten
- 8,00 Silt bis Feinsand, hellgrüngrau, blassgrün
- 9,70 Silt, blaugrau, grüngrau, leicht bröckelig
- 10,25 Silt, stark feinsandig, bei 10,10 m Mittelsand (2 cm), grobsandig, weißgrau
- 10,40 Feinsand, hellgrau
- 10,60 Mittelsand, hellgrau
- 11,10 Ton, siltig, blau und grüngrau
- 11,20 Fein- bis Mittelsand, hellgrüngrau
- 13,50 Ton, grüngrau, oxidiert gelbbraun
- 14,60 Ton, schwach feinsandig, blaugrau
- 15,70 Ton, teilweise schwach feinsandig, blaugrau, mit violettroten Streifen
- 17,00 Ton, bräunlichgrau
- 18,50 Ton, grünstichig grau
- 19,60 Ton, siltig bis feinsandig, grünlichgrau
- 20,70 Ton, stark feinsandig, grau und grüngrau
- 21,30 Feinsand, stark siltig, mittelsandig, blassblaugrün
- 22,20 Mittelsand, schwach grobsandig, siltig, blassblaugrün, mit Feinkieslagen bei 21,90 m: Quarze, weiß bis glasig, kantengerundet, Durchmesser bis 5 mm
- 23,10 Fein- bis Mittelsand, stark siltig, grüngrau
- 23,50 Fein- bis Mittelsand, stark tonig, siltig, grüngrau
- 24,30 Ton, siltig, feinsandig, grau

Staden-Formation

Praunheim-Formation

- 24,50 Ton, blaugrau, grau, kalkhaltig
- 24,70 Silt, tonig, grünlichgrau und Mergelkalk, weißlichgrün
- 25,00 Ton, grau-blaugrün, teilweise schwach kalkhaltig ET bei 30 m

Referenzprofil

B 1541, Frankfurt a.M., Franz-Rücker-Allee (Kernbohrungen zur Voruntersuchung U-Bahn Bockenheim – Ginnheim), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West, R 3474803, H 5554571, 109,09 m ü. NN (HLUG Archiv-Nr. 5817/2019)
 Aufnahme: E. Kümmerle 1981

[m]

Hgd.

- 7,40 Ton, Sand, Kies, dunkelbraun (Quartär)
- 11,90 Basalt, teils siltig-grusig zersetzt, dunkelgrau, grünbraun (Tertiär)

Untermain-Basalt-Formation

Staden-Formation

-12,00	Silt, graubraun, rostbraun
-13,00	Ton, siltig, schwach feinsandig, blaugrau, oben braun
-13,20	Silt, tonig, feinsandig, graublau
-13,80	Ton, siltig, schwach feinsandig, graublau
-14,00	Silt bis Feinsand, blaugrau
-14,30	Silt, tonig, schwach feinsandig, blaugrau
-14,50	Feinsand, unten schwach siltig, hellgrau, blaugrau
-14,75	Ton, siltig, oben feinsandig, blaugrau
-18,10	Ton, schwach siltig, schwach feinsandig, blaugrau, gelbbraun gebändert
-18,70	Silt, tonig, feinsandig, grüngrau
-18,90	Silt bis Feinsand, grüngrau
-19,20	Feinsand, siltig, grüngrau
-19,50	Silt bis Feinsand, hellgrüngrau
-19,60	Silt bis Feinsand, grüngrau
-20,80	Mittelsand, feinsandig, hellgrau
-21,50	Ton, siltig, schwach feinsandig, blaugrau und gelbbraun geflammt
-21,80	Ton, stark feinsandig, blaugrüngrau, dunkelgrau gebändert
-22,70	Silt bis Feinsand, blaugrüngrau
-23,00	Feinsand, siltig, hellgrüngrau
-23,60	Silt bis Feinsand, grünlichhellgrau
-23,70	Feinsand, hellgrau
-24,30	Silt bis Feinsand, grünlichhellgrau
-27,00	Mittelsand, grobsandig, hellgrau

Staden-Formation

Praunheim-Formation

-27,40	Ton, siltig bis Silt, tonig, feinsandig, hell- bis dunkelgrau, schwarzgrau
-27,80	Braunkohle, holzig, schwarzbraun ET bei 30 m

Profile aus der Literatur:

- Rotlauf bei Staden (WENZ 1921, 1936)
- Erl. Bl. 5819 Hanau, Brg. 107, HLUg Archiv-Nr. 5819/1426; (RENFTEL 1998)

Bemerkungen

Mit der Staden-Formation setzt eine limnisch-fluviatile Abfolge ein, mit der die kalkig-tonige Sedimentation in diesem Raum endet (Niederrad- und Praunheim-Formation, Kap. 2.1 und 2.2). Zwischen der Praunheim-Formation im Liegenden und der Staden-Formation ist eine deutliche Erosionsdiskordanz ausgebildet. An ihrer Grenze zeigen sich häufig Fe-/Mn-Ausfällungen. Im Hangenden folgen die Vulkanite (meist Tholeiit) der Untermain-Basalt-Formation (Kap. 2.4).

Der Fossilinhalt der Staden-Formation ist nur durch wenige Funde dokumentiert. So beschreibt WENZ (1921) am Rotlauf bei Staden eine Bank mit *Congeria kayseri* WENZ, was WIESNER (1967: 11) allerdings nicht bestätigen konnte. *Congeria* scheint nur im Gebiet von Staden vorzukommen, und eignet sich daher nicht als Leitfossil. Im Stadtgebiet von Frankfurt und in der Umgebung von Hanau konnte *Congeria kayseri* WENZ nicht nachgewiesen werden (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, RENFTEL 1998). Die Flora der Staden-Formation wurde von HOTTENROTT (1987, 1988, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993) untersucht.

Bio- und Chronostratigraphie

Die wenigen Fossilfunde der Staden-Formation lassen keine eindeutige Altersdatierung zu. Die Einstufung erfolgt nach der Position zwischen Praunheim-Formation mit dem „Ginnheimer Flöz“ (spätes Burdigalium, oberes Unter-Miozän, Kap. 2.2) einerseits und dem absolut datierten Basalt (Untermain-Basalt-Formation, Kap. 2.4) andererseits. Die radiometrische Datierung der tholeiitischen Basalte erbrachte ein absolutes Alter von 15 bis 16 Mio. Jahren (FUHRMANN & LIPPOLT 1987). In den Übergangsbereich Praunheim-/Staden-Formation legt HOTTENROTT (1987, 1988, 2003) die palynostratigraphische Grenze Jungtertiär I/Jungtertiär II.

Literatur

BEST 1975, FUHRMANN & LIPPOLT 1987; HOTTENROTT 1987, 1988, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, 2003; KLÜPFEL 1953; KÜMMERLE 1971, 1974; KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; RENFTEL 1992, 1998; STREIM 1989; STRUVE 1973; TOBIEN 1987; WAGNER 1959; WENZ 1917, 1921, 1936; WIESNER 1967.

2.4 Untermain-Basalt-Formation

[Basalt (WENZ 1913, 1914; WIESNER 1967)

Pontischer Trapp (WENZ 1917)

Trappdecke (WENZ 1921)

Steinheimer Anamesit (KINKELIN 1883; SCHAUF 1892)

Bockenheimer Anamesit (DELKESKAMP 1908/09)

Maintrapp (BEST 1966; EHRENBERG & HICKETHIER 1985; RENFTEL 1998)

Jüngste Trappdecke (BEST 1975)

Deckenbasalt (STREIM 1989)

Vogelsberg-Vulkanismus (Trapp) (STRUVE 1973)

Vulkanische Gesteine (KÜMMERLE 1974; KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; RENFTEL 1998)]

Name

Mit der Untermain-Basalt-Formation werden Vulkanite bezeichnet, die aus dem Gebiet des Vogelsberges in den Frankfurt – Hanauer Raum, der Untermain-Region, vordrangen.

Beschreibung

Bei den Vulkaniten aus dem Vogelsberg handelt es sich vorwiegend um tholeiitische Basalte. Sie sind, ähnlich wie ein Schichtglied, in die Gesteinsfolge zwischen Staden- und Bockenheim-Formation eingeschaltet. Im Hanauer Becken können örtlich 2–3 Basaltdecken und -ströme unterschieden werden (RENFTEL 1998).

Frische Basalte sind von grünlichgrauer bis blaugrauer und schwarzgrauer Farbe, fein- bis mittelkörnig strukturiert und partienweise blasig-porös. Durch Verwitterung können hellgraue und bräunliche Verfärbungen auftreten. Zum Teil zeigen die verwitterten Basalte kugelig-schalige Absonderungen. Der obere Bereich der Basalte ist oft grusig zersetzt. Klüfte sind meist mit Karbonat (Kalzit und Siderit) ausgefüllt. In den Steinbrüchen bei Dietesheim konnten in dem feinkristallinen Basalt Säulenbildungen beobachtet werden. Senkrechte Blasengänge werden als Entgasungskanäle der Laven, waagerechte Blasenschnüre als an Fließstrukturen gebundene gasreiche Restschmelzanteile gedeutet (RENFTEL 1998).

Regional bedingt treten Tholeiit, Basanit, Tephrit, Limburgit sowie Tuff/Tuffit auf (EHRENBERG in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993). EHRENBERG unterscheidet mehrere Basalt-Typen, wobei der tholeiitische Basalt deutlich dominiert. RENFTEL (1998) nennt im Raum Hanau zum einen den Pigeonit führenden Tholeiitischen Basalttyp, der in den ehemaligen Steinbrüchen an der Straße Steinheim – Lämmerspiel aufgeschlossen ist. Der andere Tholeiitische Basalt-Typ, Olivin mikroporphyrisch, ist in aufgelassenen Steinbrüchen östlich der „Spahn’schen Schneise“ zu beobachten. In älterer Literatur wurden die Basalte nach ihrer Farbe unterschieden. So differenziert man den grauen „Dietesheimer Basalt“ von dem blauen „Steinheimer Basalt“, was allerdings mikroskopisch nicht nachvollziehbar ist (beide sind Pigeonit führende Tholeiitische Basalte, RENFTEL 1998).

Die Untermain-Basalt-Formation liegt fast ausschließlich der Staden-Formation (Kap. 2.3) auf (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, RENFTEL 1998). Nur RENFTEL (1998) konnte einen Aufschluss mit Basalten über Oberen Hydrobien-Schichten beobachten.

Die Basaltlaven haben das Paläorelief ausgefüllt, die Basaltunterkante ist oft von schwach welligem Verlauf. Gleichbleibender Chemismus sowie weite Verbreitung deuten auf rasche und großflächige Ergüsse dünnflüssiger Laven in eine ebene, wasserreiche Niederung hin. Als Herkunftsgebiet der Lavaströme wird der südliche Vogelsberg angenommen.

Die limnisch-fluviatile Sedimentation geht über dem Basalt ohne erkennbaren Hiatus weiter. Eine tiefgründige lateritische Verwitterung der Basalte spricht für subtropisches Klima (SCHRICKE 1986, SCHWARZ 1987).

Die Untermain-Basalt-Formation ist im westlichen Frankfurt a.M., Neu-Isenburg, Sprendlingen, Steinheim, Wolfgang, Wilhelmsbad und Alzenau verbreitet. Im Raum Hanau ist die Untermain-Basalt-Formation flächendeckend vorhanden (RENFTEL 1998: Abb. 10). Als Aufschlüsse werden genannt: Dietesheim,

Steinheim, nordöstlich Ravolzhausen, nördlich Mittelbuchen, am Lützelberg und Wilhelmsbad. Die Basaltdecken erreichen im Stadtgebiet Frankfurt a.M. nach KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN (1993) 4–12 m, neueren Bohrungen zufolge (RADTKE, unveröffentlicht) sogar 13,40 m, um Hanau (SE Mittelbuchen) eine maximale Mächtigkeit von 40 m (RENFTEL 1998).

RENFTEL (1993, 1998: 57 ff.) beschreibt mehrere intrabasaltische Sedimentablagerungen sowie Opal-Vorkommen.

Liegend- und Hangendgrenze sind durch Einsetzen und Vorkommen des Tholeiitischen Basaltes bzw. dessen Verwitterungsprodukte gekennzeichnet.

Profile

Typusgebiet: TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West

Typusprofil: B 1542, Franz-Rücker-Allee (Kernbohrung zur Voruntersuchung U-Bahn Bockenheim – Ginnheim), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West, R 3474820, H 5554615, 109,34 m ü. NN (HLUG Archiv-Nr. 5817/2020)

Aufnahme: E. Kümmerle 1981

[m]

Hgd.

- 2,20 Straßendecke, Mittel- bis Grobsand, schwach fein- bis grobkiesig, hellbraun, Gerölle bis 4 cm, unten bis 6 cm Durchmesser (Quartär)
- 4,30 Ton, siltig, z.T. feinsandig, bräunlich-hellgrau (Tertiär)

Bockenheim-Formation

Untermain-Basalt-Formation

- 4,60 Basaltzersatz, siltig, braungrün bis grüngrau
- 5,20 Basalt, grüngrau bis rostbraun, stark blasig
- 6,00 Basaltzersatz, siltig, grünbraun
- 6,60 Basalt, dunkelgrau, rostbraun, stark klüftig, hart, blasig
- 8,70 Basalt, meist siltig zersetzt, grünbraun, mürbe
- 10,00 Basalt, dunkelgrau, braungrau, klüftig, stückig, meist hart
- 14,70 Basalt, dunkelgrau, mit diagonalen Klüften und rostbraunen Belägen
- 16,60 Basalt, dunkelgrau, hart, oben klüftig mit rostbraunem Belag, ab 15,40 m horizontale Blasenzüge, ab 15,70 m stark blasig

Untermain-Basalt-Formation

Staden-Formation

- 17,10 Silt, dunkelgraubraun, hellbraun marmoriert
- 17,70 Silt, tonig, schwach feinsandig, hellblaugrau
ET bei 30 m

Referenzprofil

B 1542, Franz-Rücker-Allee (Kernbohrung zur Voruntersuchung U-Bahn Bockenheim – Ginnheim), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt

a.M. West, R 3474820, H 5554615, 109,34 m ü. NN (HLUG Archiv-Nr. 5817/2025)

Aufnahme: E. Kümmerle 1981

[m]

Hgd.

- 2,00 Sand, Silt, Schlacke und Ton, grüngrau, gelbbraun, braungrau, mit torfig-kohligen Holzresten bei 1,60 m (Quartär)
- 4,10 Ton, oben leuchtend braungelb, dann grünbraun, graugrün, dunkelgrau, kohlige Holzreste, unten schwach kohlig (Tertiär, Bockenheimer-Formation)
- 4,40 Braunkohle
- 4,80 Silt bis Ton, kohlig, dunkelgraubraun
- 5,00 Braunkohle
- 8,00 Ton, oben kohlig, graubraun, unten mehr graugrün, kohlige Holzreste
- 8,30 Ton, siltig, feinsandig, graugrün, gelbbraun

Bockenheimer-Formation

Untermain-Basalt-Formation

- 8,70 Basaltzersatz, grusig bis siltig, braungrün, gelbbraun
- 10,00 Basalt, dunkelbraungrau, rostbraun, blasig, stark zersetzt
- 12,00 Basalt, dunkelgrau, porig, oben blasig, vertikal und diagonal geklüftet
- 14,00 Basalt, dunkelgrau, bis 13,00 m stark klüftig, dann kompakt, lange Kernstücke
- 16,00 Basalt, dunkelgrau, feinporig, stark vertikal geklüftet, rostbraune Verfärbung von Klüften, bei 14,40 m blasig
- 17,00 Basalt, grau, feinporig
- 18,00 Basalt, grau, stark diagonal bis vertikal geklüftet, rostbraune Verfärbung, Blasenzüge diagonal
- 20,20 Basalt, dunkelgrüngrau, braungrün und rostbraun, stark zersetzt, vertikale und diagonale Klüfte, unten stark blasig

Untermain-Basalt-Formation

Staden-Formation

- 20,40 Silt, teils tonig, grünlichschwarz, braungrau, bröckelig
- 27,80 Ton, unterschiedlich feinsandig, blaugrüngrau, blaugrau und gelbbraun gestreift
- 29,80 Silt bis Feinsand, grüngrau
- 30,00 Ton, schwach siltig, feinsandig, hellgrau, z.T. gelbbraun verfärbt

ET

Profile aus der Literatur

In der Bohrung B 1565 wurden bei der Voruntersuchung der U-Bahn Bockenheim – Ginnheim Basalte der Untermain-Basalt-Formation erbohrt. Mit der Bohrung wird die größte

Mächtigkeit der Formation mit 13,40 m belegt. Die Basalte liegen allerdings unter quartärer Bedeckung, und somit wird die Bohrung nicht als Referenzprofil eingesetzt, sie sollte hier aber genannt werden:

- B 1565, Georg-Speyer-Str. (Kernbohrung zur Voruntersuchung U-Bahn Bockenheim – Ginnheim), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West, R 3474819, H 5554591, 109,26 m ü. NN (HLUG Archiv-Nr. 5817/3604); Aufnahme: G. Radtke 1999
- Erl. Bl. 5819 Hanau, Brg. 19, Mittelbuchen, HLUG Archiv-Nr. 5819/234 (RENFTEL 1998)

Bemerkungen

Örtlich sind Ströme oder Decken durch ehemalige Gasblasen, Tuffe/Tuffite oder selten auch durch eingelagertes Sediment unterscheidbar. Bei Hanau-Dietesheim ist Ton mit inkohlten Holzresten eingeschaltet, ebenso bei Wilhelmsbad (RENFTEL 1983, 1998) sowie in Frankfurt-Ginnheim, Franz-Rücker-Allee, Brg. 1544, HLUG Archiv-Nr. 5817/2022.

Mikroskopische Beobachtungen und Angaben zur chemischen Zusammensetzung der Basalte sind bei EHRENBERG in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN (1993) und RENFTEL (1998) zu finden.

Bio- und Chronostratigraphie

Die Förderung der Laven der Untermain-Basalt-Formation erfolgte etwa im unteren Mittel-Miozän (Langhium). Die radiometrische absolute K/Ar-Altersdatierung der tholeiitischen Basalte des „Maintrapp“ in Frankfurt a.M. ergab ein Modellalter von 14,8 bis 16,3 Mio. Jahren (FUHRMANN & LIPPOLT 1987). Eine ältere Datierung der Hanauer Basalte gibt eine größere Bandbreite (13–16 Mio. Jahren) an (HORN et al. 1972).

Eruption und Abkühlung sind zeitgleich mit dem tieferen Teil der Vulkanitfolge am Rand des Vogelsberges (EHRENBERG & HICKETHIER 1985). Neueste Datierungen des miozänen Vulkanismus im Vogelsberg liefern BOGAARD et al. (2001: Tab. 3) mit 14,1 bis 17,2 Mio. Jahren.

Literatur

BEST 1966, 1975; BOOGARD et al. 2001; DELKESKAMP 1908/09; EHRENBERG & HICKETHIER 1985; FUHRMANN & LIPPOLT 1987; HORN et al. 1972; KINKELIN 1883; KÜMMERLE 1974, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; RENFTEL 1983, 1993, 1998; SCHAUF 1892; SCHRICKE 1986; SCHWARZ 1987; STREIM 1989; STRUVE 1973; WENZ 1913, 1914, 1917, 1921; WIESNER 1967.

2.5 Bockenheimer-Formation

[Jungpliozäne Sande und Tone von Ginnheim (WENZ 1922)
Postbasaltische Sande und Tone (WENZ 1917, 1921; BEST 1975)
Postbasaltische Kies-, Sand- und Tonablagerungen (WENZ 1921)
Teile des „Oberpliozäns“ (MICHELS et al. 1930)
Postbasaltische Miozänsande (KÜMMERLE 1971)
Jüngeres Miozän (STRUVE 1973)

Postbasaltische Miozänschichten (KÜMMERLE 1974, 1978; KÜMMERLE & SCHEER 1979)
 Bockenheimer Schichten (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993)]

Name

Die Bockenheim-Formation wird nach HOTTENROTT (1987, 1988, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993) aufgrund ihres Vorkommens im Frankfurter Stadtteil Bockenheim benannt.

Beschreibung

Bei der Bockenheim-Formation handelt es sich um eine kalkfreie Abfolge von Ton, Silt, Sand mit Einschaltung von Braunkohlenflözen. In den Sanden treten Lagen von Fein- bis Mittelkiesen auf; sie sind kaolinitisch bzw. sideritisch gebunden. Bei den Geröllen handelt es sich um farblose oder weiß-graue Quarze und Quarzite mit Durchmesser meist bis 6 mm, selten auch bis 8 mm. Nahe der Hangendgrenze treten gelegentlich örtliche Bildungen von Brauneisenstein in bis zu 20 cm Mächtigkeit auf. Die Braunkohlen, auch als „Bockenheimer Flöz“ bekannt, sind meist als ein Flöz von ca. 2 m Mächtigkeit ausgebildet; sie können aber auch in bis zu fünf geringmächtige Flözchen aufgeteilt sein. Sie treten häufig im oberen Teil

der Abfolge auf. Das Sedimentfarbenspektrum reicht von grau, hellbraun, violettbraun bis -rot, blassblaugrün und dunkelblaugrau. Die Tone sind, besonders zum Liegenden hin, rotbraun bis tiefviolett gebändert bzw. geflammt (Untermain-Basalt-Formation, Kap. 2.5). Manchmal zeigt sich an der Grenze zur Untermain-Basalt-Formation ein Quarzit, der auf Verkieselungen ehemaliger limnischer Kalkablagerungen zurückgeführt wird (Abb. 4).

Bei der Bockenheim-Formation handelt es sich um limnisch-fluviatil entstandene Sedimente. Mit ihrem raschen Korngrößenwechsel spiegeln sie Bildungsbedingungen eines Flusssystems mit sandigen Rinnensedimenten und tonigen/siltigen Absätzen in Überflutungsebenen bzw. Altarmen wider. Die Braunkohlenbildung des „Bockenheimer Flözes“ geht auf eine Sumpf- und Auenvegetation mit feuchten Standortverhältnissen zurück (HOTTENROTT 1988, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

Die Bockenheim-Formation ist vom westlichen Frankfurt a.M. bis in die südliche Wetterau (Oberrosbach) verbreitet, in Folge von Erosion aber nur lückenhaft erhalten.

Sie wurde in einer Mächtigkeit von maximal 14 m beobachtet (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

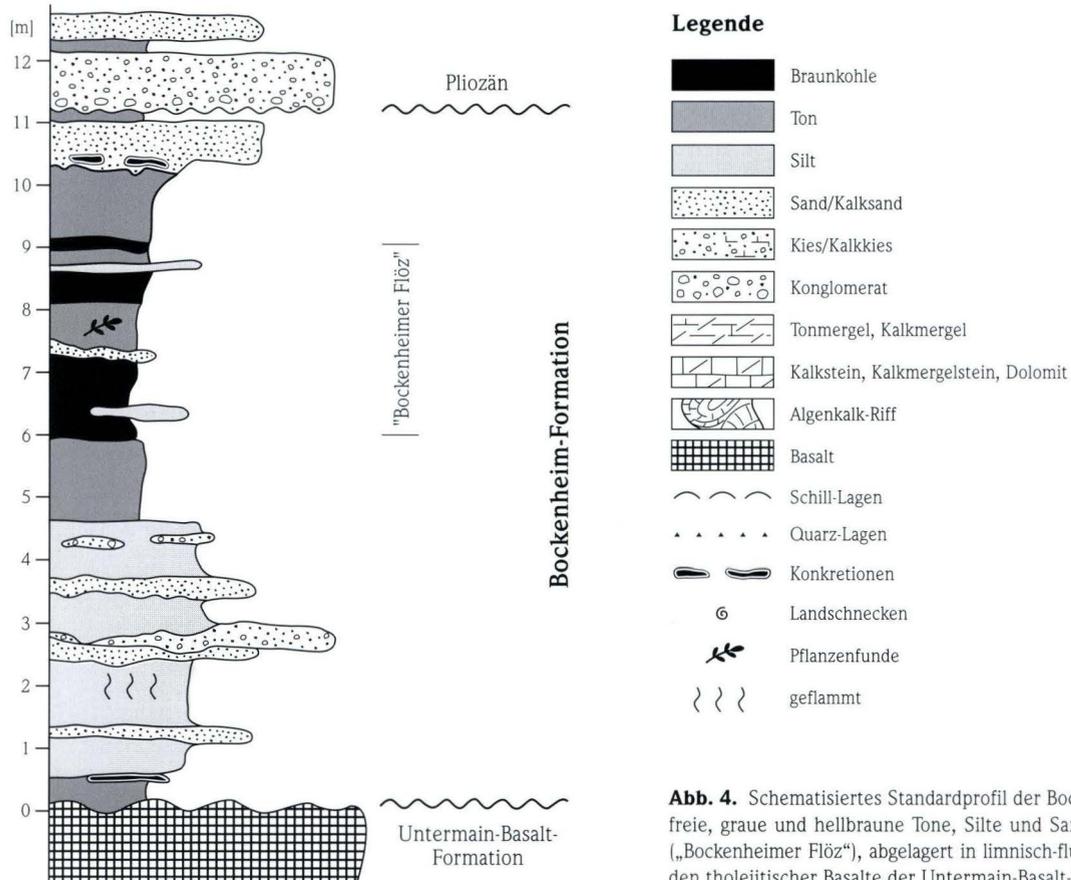


Abb. 4. Schematisiertes Standardprofil der Bockenheim-Formation: Kalkfreie, graue und hellbraune Tone, Silte und Sande mit Braunkohlenlagen („Bockenheimer Flöz“), abgelagert in limnisch-fluviatiler Fazies im Hangenden tholeiitischer Basalte der Untermain-Basalt-Formation unter Pliozän.

Die Liegendgrenze ist durch das letzte Vorkommen tholeiitischer Basalte bzw. deren Verwitterungsprodukte gekennzeichnet. Die Hangendschichten bestehen im Allgemeinen aus der diskordanten Auflagerung pliozäner Sedimente, aber auch quartärer Deckschichten. Die Grenze selbst wird durch eine Erosionsdiskordanz charakterisiert. Sie ist vielfach dadurch festzustellen, dass im Pliozän (im Gegensatz zum Liegenden) die Gerölle eine Größe von über 8 mm bis zu vielen Dezimetern im Durchmesser erreichen. Zwischen der Bockenheim-Formation und dem Pliozän besteht eine deutliche Schichtlücke mit großer Zeitspanne (ca. 15 bis mindestens 5,5 Mio. Jahre).

Profile

Die Bockenheim-Formation ist detailliert z. B. im westlichen Frankfurter Stadtgebiet in den U-Bahn-Bohrungen U6 (unter der Leipziger Straße, Ende der 70er Jahre) und in Bohrungen der U-Bahn Verlängerung Messe – Bockenheimer Warte – Endstation Ginnheim (U1, U2, U3, Ende der 90er Jahre) erschlossen und sedimentologisch sowie palynologisch untersucht worden (HOTTENROTT 1987, 1988, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, KÜMMERLE & SCHEER 1979, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993). Siehe auch Referenzbohrung in der Untermain-Basalt-Formation (Kap. 2.4).

Typusgebiet: TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West

Typusprofil: B 1228, Gremprstr. (Kernbohrungen zur Voruntersuchung U-Bahn Leipziger Str.), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West, R 3474257, H 5554361, 100,96 m ü. NN (HLUG Archiv-Nr. 5817/755), KÜMMERLE & SCHEER 1979: Brg. 28
Aufnahme: E. Kümmerle 1978

[m]

Hgd.

- 4,60 Sand, Silt, feinsandig, braun und Fein- bis Grobkies, siltig, sandig, hellgrau, hellbraun, Gerölle bis 15 cm Durchmesser

Quartär

Tertiär, Bockenheim-Formation

- 5,50 Ton, siltig, feinsandig, grüngrau im Wechsel mit Feinsand, blassgrüngrau, braungelb
- 5,75 Ton, siltig, braungrün mit Feinsandflasern, rostig braun
- 5,80 Silt, humos, braunschwarz
- 5,95 Ton, bläulichgrau mit kohligen Holzresten
- 7,00 Feinsand, hellgrau, grüngrau im Wechsel mit Ton bis Silt, graugrün
- 8,35 Ton, bräunlich-grüngrau, nach unten braunschwarz, mit kohligen Holzresten ab 8,00 m
- 8,40 Silt, tonig, schwarzgrau, reich an Holzresten
- 8,90 Braunkohle, schwarzbraun
- 10,00 Ton, dunkelgrüngrau

- 10,15 Ton, siltig, humos, dunkelgraubraun
- 11,05 Braunkohle, z.T. siltig, schwarzbraun
- 12,00 Ton, grüngrau, bläulich
- 12,40 Ton, stark feinsandig, grüngrau
- 12,50 Silt bis Feinsand, hellgrau
- 12,65 Feinsand, siltig, hellgrau
- 13,70 Feinsand, stark siltig, hellgrüngrau und gelbbraun gebändert
- 14,70 Silt bis Feinsand, rostiggelbbraun, stark eisenschüssig
- 15,90 Silt, tonig, feinsandig, gelbbraun und weißlichgrüngrau gebändert, bei 15,20 m Brauneisenstein, bei 15,50–15,65 m stark feinsandig und eisenschüssig
- 16,10 Silt, feinsandig, rostbraun und ziegelrot, Brauneisenstein bei 16,00 m
- 16,50 Silt, stark feinsandig, rostbraun und graugrün gebändert, eisenschüssig, unten Holzstücke
- 17,00 Ton, rostbraun, braungrün, nach unten graugrün

Bockenheim-Formation

Untermain-Basalt-Formation

- 20,00 Basaltzersatz, siltig, tonig, teilweise grusig-stückig, graugrün, blaugrün
ET bei 30 m

Referenzprofil

B 1544, Franz-Rücker-Allee (Kernbohrung zur Voruntersuchung U-Bahn Bockenheim – Ginnheim), TK 25, Bl. 5817 Frankfurt a.M. West, R 3474814, H 5554669, 109,58 m ü. NN (HLUG Archiv-Nr. 5817/2022)
Aufnahme: E. Kümmerle 1981

[m]

Hgd.

- 0,05 Steine, Sand

Quartär

Tertiär, Bockenheim-Formation

- 2,10 Ton, siltig, gelbbraun, grünbraun, mit vereinzelt Konkretionen
- 3,60 Ton, siltig, stark kohlig, schwarzbraun
- 4,50 Ton, siltig, hellgrau und dunkelgrau, teils mit kohligen Holzresten
- 6,00 Ton, stark feinsandig, hellgrau, ab 5,00 m gelbbraun gestreift
- 8,00 Silt bis Feinsand, stark tonig, gelbbraun
- 8,80 Silt bis Feinsand, unten zunehmend tonig, hellbraun
- 8,85 Sandstein, limonitisch verfestigt, rostbraun
- 9,40 Ton, siltig, gelbbraun, stark eisenschüssig
- 10,00 Ton, stark feinsandig, gelbbraun, nach unten zunehmend blaugrau

- 12,00 Ton, schwach siltig, oben schwach feinsandig, blaugrau, unten dunkelgrau
- 12,20 Ton bis Silt, grüngrau

Bockenheim-Formation

Untermain-Basalt-Formation

- 13,50 Silt bis Ton, blaugrau, dunkelgrau, z.T. mit Basaltstruktur
- 14,40 Basaltzersatz, tonig bis siltig, dunkelgrüngrau, mit Basaltstruktur
- 14,50 Basalt, dunkelgrau, blasig, hart
ET bei 30 m

Bemerkungen

Die Abfolge der miozänen Schichten endet im nördlichen Oberrheingraben und im Hanauer Becken mit der Bockenheim-Formation. Die tertiären Schichten sind danach der Erosion und der lateritischen Verwitterung bzw. der Roterdebildung ausgesetzt.

Die Grenzziehung der Bockenheim-Formation ist meist nur zum Liegenden eindeutig. Hier grenzen die Sedimente der Formation an die Vulkanite bzw. deren Zersetzungsprodukte der Untermain-Basalt-Formation. Manchmal ist der grusige Zersatz am Top der Basalte Sedimenten sehr ähnlich.

Die Grenzziehung zum Hangenden ist meist schwierig und hat in der Vergangenheit auch oft zu Fehlinterpretationen geführt. In der normalen Abfolge folgt im Hangenden das Pliozän, das sich durch das Einsetzen meist gröberklastischer Ablagerungen (über 8 mm Korndurchmesser) darstellt. Ist eine pollenanalytische Datierung der Bockenheim-Formation aufgrund fehlender Kohlenlagen nicht möglich, erweist sich die Abgrenzung als sehr schwierig, insbesondere wenn das Pliozän nicht mit seiner grobklastischen Fazies einsetzt.

Die Bockenheim-Formation ist in ihrer lithologischen Ausbildung der Staden-Formation ähnlich. Lithologische Ähnlichkeiten weisen auch das „Bockenheimer Flöz“ und „Ginnheimer Flöz“ (Praunheim-Formation, Kap. 2.2) auf; sie können im Sporenspektrum lokal nur anhand der Verhältniszahlmethode unterschieden werden (HOTTENROTT in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

Die Fossilführung der Bockenheim-Formation ist auf humose Lagen bzw. Kohlenflözchen beschränkt; sie enthalten ein sehr reichhaltiges Florenspektrum, mit dessen Hilfe die stratigraphische Einstufung erfolgt (v.D. BRELIE 1974, in KÜMMERLE & SCHEER 1979 und HOTTENROTT 1987, 1988, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

In der südlichen Wetterau, Raum Oberrosbach, kommt lokal über der Untermain-Basalt-Formation eine geringmächtige mergelige Einschaltung in sonst kalkfreien Schichten vor; sie enthält geringe Reste von Süßwässerostracoden und -gastropoden. Eine detaillierte Untersuchung steht noch aus.

Bio- und Chronostratigraphie

v.D. BRELIE (1974, in KÜMMERLE & SCHEER 1979) und HOTTENROTT (1987, 1988, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993) stufen die Bockenheim-Formation aufgrund ihres pollenanalytischen Bildes in das „Höhere Untermiozän bis tiefe Mittelmiozän (Burdigalium)“ bzw. „Mittelmiozän“ (HOTTENROTT in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993) ein.

Da die Untermain-Basalt-Formation (Kap. 2.4) im Liegenden der Einheit aufgrund ihrer absoluten Datierung in das Langhium gestellt wird, können die Ablagerungen der Bockenheim-Formation nur gleich alt bzw. jünger als diese sein. Demnach kann die Bockenheim-Formation ebenfalls in das Langhium (unteres Mittel-Miozän) eingestuft werden, dies entspricht einem Alter von etwa 15 Mio. Jahren.

Literatur

BEST 1975; v.D. BRELIE 1974, in KÜMMERLE & SCHEER 1979; HOTTENROTT 1987, 1988, in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; KÜMMERLE 1971, 1974, 1978; KÜMMERLE & SCHEER 1979; KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993; MICHELS et al. 1930; STRUVE 1973; WENZ 1917, 1921, 1922.

Danksagung: Wir danken Herrn J. Dengler (HLUG) für technische Hilfestellungen bei Proben und Bohrprofilen, Herrn Dipl.-Geol. F. Stölben (Bohrunternehmen Stölben, Zell/Mosel) für die großzügige Überlassung von Bohrungen und Frau PD Dr. K.I. Grimm (Univ. Mainz) für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

3. Schriftenverzeichnis

- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., FLYNN, J.J. & COUVERING, J.A. VAN (1985): Cenozoic geochronology. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**: 1407–1418, 6 Abb., 3 Tab.; Boulder, Col.
- BEST, G. (1966): Geologische Kartierung auf Bl. Altenstadt (Hessen) und geologische Profilaufnahmen in Frankfurt a.M. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt a.M.: 122 S., 24 Abb., 5 Tab., 4 Anl.; Frankfurt a.M.
- BEST, G. (1974): Feinstratigraphie der Hydrobien-Schichten (Untermiozän, Mainzer Becken). – Diss. Univ. Braunschweig: 242 S., 3 Abb., 1 Tab., 24 Taf., 14 Beil.; Braunschweig.
- BEST, G. (1975): Feinstratigraphie der Hydrobien-Schichten (Untermiozän, Mainzer Becken). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **4**: 75–183, 18 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Mainz.
- BLOW, W.H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. – *Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfoss.*, **1**: 199–422, 43 figs., 54 pls.; Leiden.
- BOGAARD, P.J.F., JABRI, L. & WÖRNER, G. (2001): Chemical alteration of basalts from the drill core „Forschungsbohrung Vogelsberg 1996“, Germany. – In: A. HOPPE & R. SCHULZ, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – *Geol. Abh. Hessen*, **107**: 101–118, 6 figs., 2 tables; Wiesbaden.
- BRELIE, G. V.D. (1974): Mikrofloristische Untersuchungen zur Altersstellung der jungtertiären Ablagerungen im mittleren und nördlichen Oberrheingraben. – In: *Approaches to Taphrogenesis: Proceed. Int. Rift Symp.*, Karlsruhe, 1972: 145–155, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- DELKESKAMP, R. (1908/09): Die Braunkohlenvorkommen am Südhang des Taunus und im unteren Maintal. – *Braunkohle*, **7**: 23, 32, 33, 34, 40, 42; Halle/S.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – 1 Tab., Beih.: 16 S.; Potsdam.
- 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.
- FISCHER, K. (1911): Über das jüngste Tertiär des Mainzer Beckens. – *Geol. Rdsch.*, **2**: 436–437; Leipzig.
- FISCHER, K. & WENZ, W. (1912): Verzeichnis und Revision der tertiären Land- und Süßwasser-Gastropoden des Mainzer Beckens. – *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.*, **34**: 431–512, Taf. 17; Stuttgart.
- FISCHER, K. & WENZ, W. (1925): Die Prososthenischichten von Frankfurt a.M.-Praunheim und ihre Fauna. – *Arch. f. Molluskenk.*, **52**: 222–233, 1 Taf.; Frankfurt a.M.
- FUHRMANN, U. & LIPPOLT, H.J. (1987): K-Ar-Datierungen an Maintrapp-Basalten aus Bohrungen in Frankfurt a.M. nach der ⁴⁰Ar-/³⁹Ar-Stufenentgasungstechnik. – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 245–257, 6 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**: 157–184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C. & SCHINDLER, T. (2000): Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **218**: 343–397, 4 Abb.; Stuttgart.
- GRIMM, M.C. (in Vorber.): Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken). – *Geol. Jb. Hessen*, **132**; Wiesbaden.
- HINSCH, W. (1960): Die Altersstellung des „Obermiozäns“ im Raum Pfungstadt. – *Z. dt. geol. Ges.*, **111**: 168–174, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HIRSCH, L. (1937): Tertiärgeologische Untersuchungen in der Rhön. – Diss. Univ. Gießen: 166 S., 14 Taf.; Würzburg.
- HORN, P., LIPPOLT, H.J. & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. 1. Gesamtgesteinsalter. – *Ecl. geol. Helv.*, **65**: 131–156, 4 Abb., 2 Tab.; Basel.
- HOTTENROTT, M. (1987): Palynologie, Stratigraphie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **175**: 65–79, 4 Abb.; Stuttgart.
- HOTTENROTT, M. (1988): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – *Geol. Jb. Hessen*, **116**: 113–168, 20 Abb.; Wiesbaden.
- HOTTENROTT, M. (2003): Palynostratigraphische Gliederung und Korrelation des Jungtertiär I und Jungtertiär II im nördlichen Oberrheingraben. – *Terra Nostra*, **5**: 72–73; Mainz.
- HÜRZELER, J. (1945): Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Abgrenzung und Unterteilung des Aquitanien. – *Ecl. geol. Helv.*, **38**: 655–661; Basel.
- KINKELIN, F. (1883): Mittheilungen aus dem Mainzer Tertiärbecken. – *Ber. Senckenberg. naturf. Ges.*, **1882/83**: 282–284; Frankfurt a.M.
- KINKELIN, F. (1884a): Ueber Fossilien aus Braunkohlen der Umgebung von Frankfurt a.M. – *Ber. Senckenberg. naturf. Ges.*, **1884**: 165–183, 1 Taf.; Frankfurt a.M.
- KINKELIN, F. (1884b): Die Schleusenkammer von Frankfurt-Niederrad und ihre Fauna. – *Ber. Senckenberg. naturf. Ges.*, **1884**: 219–257, 2 Taf.; Frankfurt a.M.
- KINKELIN, F. (1892): Die Tertiär- und Diluvial-Bildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südhanges des Taunus. – *Abh. geol. Spec. Kte. Preußen u. thür. Staat.*, **4**: 1–302, 12 Abb., 2 Kt.; Berlin.
- KLÜPFEL, W. (1953): Basaltgeologie. Ein Beitrag zur Kenntnis der tertiären Basalte. – *Z. dt. geol. Ges.*, **104**: 326–353, 2 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- KÜMMERLE, E. (1971): Zur Geologie der nordwestlichen Stadtgebiete von Frankfurt a.M. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**: 214–231, 5 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1974): Geologische Ergebnisse neuerer Bohrungen in Frankfurt am Main. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 143–158, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1978): Die Tertiärschichten im Stadtgebiet von Frankfurt am Main. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **60**: 207–212, 1 Tab.; Stuttgart.
- KÜMMERLE, E. & SCHEER, H.-D. (1979): Die geologischen Verhältnisse längs der U-Bahn-Strecke Leipziger Straße in Frankfurt am Main. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 145–161, 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G. (1993): *Geol. Kt. Hessen 1*: 25000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost, mit Erl., 3. Aufl.: 308 S., 31 Abb., 36 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- MARTINI, E. (1987): Nannoplankton aus den Oberen Hydrobien-Schichten des Hanauer Beckens (Miozän). – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 217–226, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MICHELS, F., WENZ, W. & ZÖLLER, A. (1930): *Geol. Kt. Preußen u. benachbarten deutschen Ländern, Lfg. 300*, Bl. Frankfurt/Main-West (Höchst) – Steinbach, mit Erl.: 96 S., 3 Taf.; Berlin.
- MÜRRIGER, F. & PFLANZL, G. (1955): Pollenanalytische Datierung einiger hessischer Braunkohlen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **83**: 71–89, 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- PFLUG, H.D. (1986): Palynologie im Chatt/Miozän von Nordwest-Deutschland und Umgebung. – In: TOBIEN, H. (Hrsg.): *Nordwestdeutschland im Tertiär. – Beiträge zur regionalen Geologie der Erde*, **18**: 583–595, 6 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- REICHENBACHER, B. (2000): Das brackisch-lakustrine Oligozän und Unter-Miozän im Mainzer Becken und Hanauer Becken: Fischfaunen, Paläoökologie, Biostratigraphie, Paläogeographie. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **222**: 1–143, 43 Abb., 5 Tab., 15 Taf.; Frankfurt a.M.
- REICHENBACHER, B. & KELLER, T. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 2: Wiesbaden-Formation [= Untere Hydrobien-Schichten]. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **31**: 99–122, 3 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- RENFTEL, L.-O. (1983): Die Basaltdecke des „Maintrapps“ von Steinheim am Main. – *Der Aufschluss*, **34**: 407–412, 4 Abb.; Heidelberg.
- RENFTEL, L.-O. (1992): Geologische Kartierungen auf Bl. 5819 Hanau mit besonderer Berücksichtigung vulkanischer Bildungen. –

- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt: 156 S., 59 Abb., 5 Tab., 2 Anl.; Frankfurt a.M.
- RENFTEL, L.-O. (1993): Vorkommen und Genese von Opal-CT bei Hanau-Steinheim (Hanauer Becken, Hessen) – Ein Beitrag zum derzeitigen Kenntnisstand. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde. Hanau, **144–145**: 79–87, 3 Abb.; Hanau.
- RENFTEL, L.-O. (1994): Geologische Entwicklung der quartärgeprägten Umgebung von Hanau (Hessen) und hydrogeologische Studien zur Grundwassersituation. – Diss. Univ. Frankfurt: 267 S., 68 Abb., 14 Tab., 7 Anl.; Frankfurt a.M.
- RENFTEL, L.-O. (1998): Geol. Kt. Hessen 1 : 25000, Bl. 5819 Hanau, mit Erl., 2. Aufl.: 278 S., 42 Abb., 18 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- SCHÄFER, P. & KADOLSKY, D. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 1: Oberrad-Formation [= Obere Cerithienschichten, oberer Teil] und Rüssingen-Formation [= *Inflata*-Schichten]. – Mainzer geowiss. Mitt., **31**: 73–98, 4 Abb.; Mainz.
- SCHAUF, W. (1892): Beobachtungen an der Steinheimer Anamesitdecke. – Ber. Senckenberg. naturf. Ges., **1892**: 1–22, 8 Abb.; Frankfurt a.M.
- SCHRICKE, W. (1986): Geol. Kt. Hessen 1 : 25000, Bl. 5320 Burg-Gemünden, mit Erl.: 135 S., 12 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- SCHWARZ, J. (1993): Charophyten aus dem Oligozän/Miozän des nördlichen Oberrheingrabens und des Hanauer Beckens (Frankfurt am Main und Umgebung). – Geol. Jb. Hessen, **121**: 41–59, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- SCHWARZ, J. (1997): Charophyten aus dem Tertiär des Oberrheingrabens (Mitteleozän – Unter-miozän). – Palaeontographica, **B243** (1–3): 1–84, 2 Abb., 29 Tab., 6 Taf.; Stuttgart.
- SCHWARZ, T. (1987): Eigenschaften und Entstehung von Laterit im Vogelsberg - Die Bauxitgrube „Eiserne Hose“ bei Lich (Hessen). – Unveröff. Dipl.-Arb. FU Berlin: 142 S., 68 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- STEHLIN, H.G. (1917): Miozäne Säugetierreste aus der Gegend von Elm (Prov. Hessen). – Verh. naturforsch. Ges. Basel, **28**: 191–205, 7 Abb.; Basel.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **209**: 1–19, 11 Abb., 3 Tab. i. Anh.; Frankfurt a.M.
- STEPHAN-HARTL, R. (1972): Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederräder Schleusenammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **64**: 1–97, 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf.; Wiesbaden.
- STREIM, T. (1989): Stratigraphische und tektonische Beiträge zum Quartär, Tertiär und Rotliegenden von Bad Vilbel und des Nordostens von Frankfurt am Main. – Dipl.-Arb. Univ. Darmstadt: 447 S., 38 Abb., 36 Tab., 2 Kt., 5 Prof. auf Taf.; Darmstadt.
- STRUVE, W. (1973): Geologie des Mainzer Beckens. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **5**: 1–50, 4 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a.M.
- TOBIEN, H. (1959): Über älteres Miozän im Stadtgebiet von Frankfurt a.M. – Z. dt. geol. Ges., **111**: 770–771; Hannover.
- TOBIEN, H. (1970): Lagomorpha (Mammalia) im Unter-Miozän des Mainzer Beckens und die Altersstellung der Fundschichten. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **56** (FALKE-Festschrift): 13–36, 5 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- TOBIEN, H. (1987): Bemerkungen zur Altersstellung der altmiozänen Säugerfauna von Frankfurt/Nordbassin und der präbasaltischen Sedimentfolgen im Untergrund von Frankfurt am Main. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 205–216, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- WAGNER, W. (1959): Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 376–397, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- WENZ, W. (1913): Alter und Herkunft der Basalte in der Gegend von Frankfurt a.M. – Geol. Rdsch., **4**: 598–602; Leipzig (Engelmann).
- WENZ, W. (1914): Zur Paläogeographie des Mainzer Beckens. – Geol. Rdsch., **5**: 321–346, 8 Abb., 1 Taf.; Leipzig.
- WENZ, W. (1917): Das jüngere Tertiär des Mainzer Beckens und seiner Nachbargebiete. – Notizbl. Ver. Erdk. großh. geol. L.-A. Darmst., (V) **2**: 49–71, 5 Abb., 1 Taf.; Darmstadt.
- WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. – 352 S., 518 Abb., 41 Taf.; Heidelberg (Ehrig).
- WENZ, W. (1922): Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wetterau und zu anderen Tertiärlagerungen. – Ber. wetterau. Ges. ges. Naturkde. Hanau, **1909–1921**: 1–76, 2 Abb., 3 Taf.; Hanau.
- WENZ, W. (1936): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25000, Bl. Rodheim [Bl. 5718 Ilbenstadt]: 61 S., 1 Abb.; Darmstadt.
- WIESNER, E. (1967): Das Miozän im östlichen Mainzer Becken unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna. – Unveröff. Diss. Univ. Frankfurt: 111 S., 25 Abb., 14 Taf., 5 Anl.; Frankfurt a.M.
- WIESNER, E. (1970): Das Miozän im östlichen Mainzer Becken unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna. – Diss. (gekürzt) Univ. Frankfurt: 21 S., 5 Abb.; Frankfurt a.M.
- WIESNER, E. (1971): Das Frankfurter Gebiet zur Unter-Miozän-Zeit. – Natur u. Museum, **101**: 445–457, 5 Abb.; Frankfurt a.M.

Manuskript eingegangen am 16.10.2003, angenommen am 05.11.2003

THEO SIMON¹

Rote feinklastische Lagen im Mittleren Muschelkalk Südwest-Deutschlands (Baden-Württemberg)

Kurzfassung

Rote, meist nur mm-dünne Lagen (Ton, Silt) kommen in Südwest-Deutschland im gesamten Ablagerungsgebiet des Mittleren Muschelkalks vor. Sie treten in der Salinar-Formation (Heilbronn-Formation) gehäuft auf. Rote, teilweise aber auch graue Sandlagen sind nur im Osten des Untersuchungsgebietes zu finden. Die untersuchten roten Lagen und die Sandlagen stammen überwiegend vom Vindelizisch-Böhmischen Festland östlich des Untersuchungsgebietes. Sie sind durch periodische Flüsse, zum Teil möglicherweise auch

durch Winde transportiert worden. Im Westen sind Einflüsse von den westlich gelegenen Festländern (Gallisches Festland, Rheinische Insel) in Form von feinklastischen Lagen nachzuweisen. Die meisten der Lagen sind während eines Meeresspiegel-Tiefstands abgelagert worden und stoßen dabei am weitesten in die zentralen Beckenbereiche vor. Die Lagen sind meist miteinander korrelierbar und besonders in ausgelaugten Profilen eine Hilfe bei der lithostratigrafischen Einstufung der Schichten.

Abstract

Characteristic red beds (clay, silt), mostly of mm-thickness, occur widespread over the entire Middle Triassic Middle Muschelkalk depositional area in Southwest Germany. They are most common in the Salinar-Formation (Heilbronn-Formation). Sand sheets, partly of grey colour, are to be found only in the Eastern part of the study area. Both red beds and sand sheets have been transported from the Vindelician-Bohemian-Massif in the East by intermittent rivers and possibly also by

wind. In the Western part of the study area, terrestrial sediment influx from the Gallic Massif in the West and the Rhenish Massif in the Northwest can be observed. Most of these beds have been deposited during a sea level lowstand and have prograded into central parts of the Southwest German Muschelkalk basin. The red beds provide an excellent tool for lithostratigraphic correlation, especially in leached sections.

Inhaltsverzeichnis

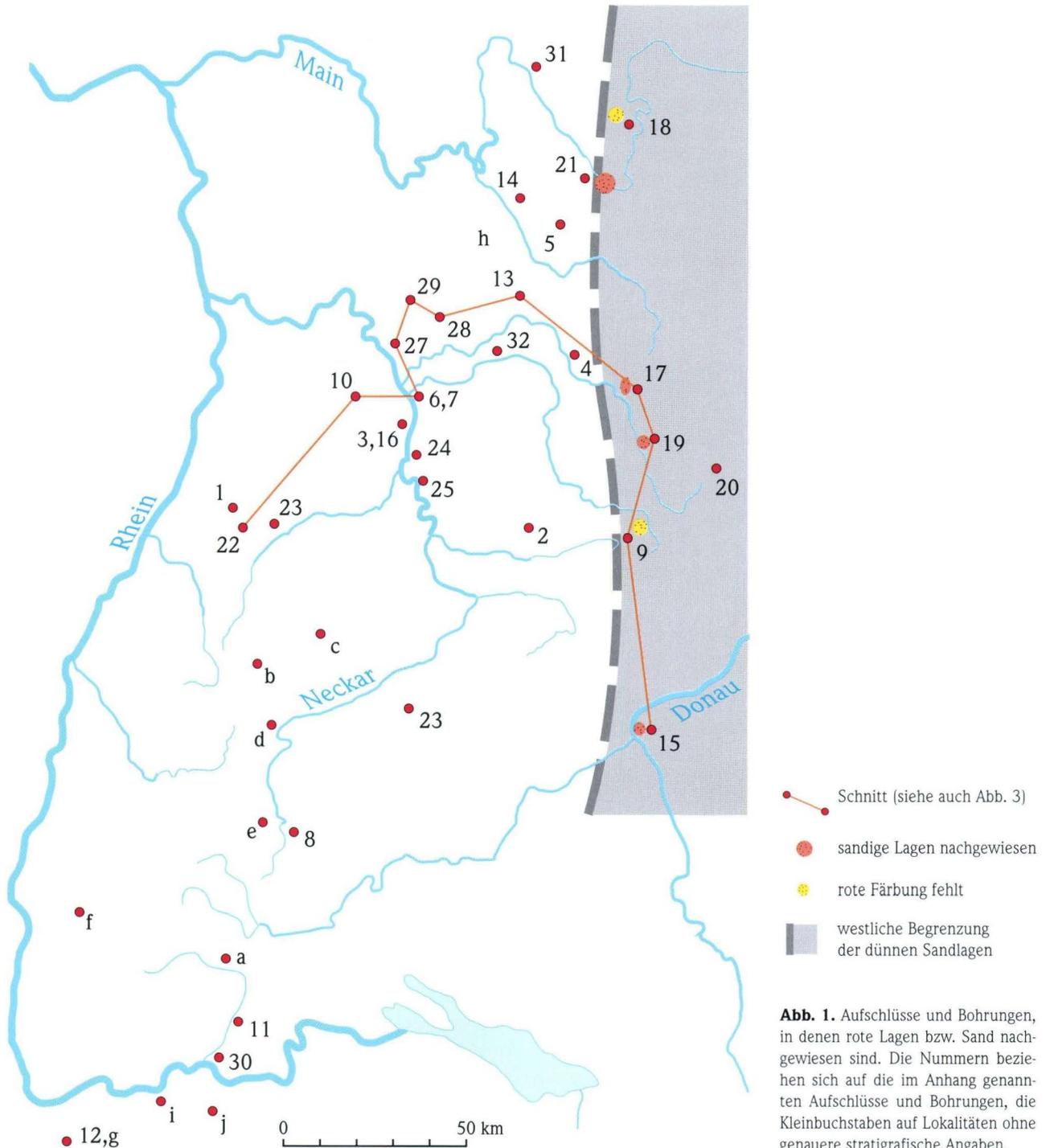
1. Einleitung	46
2. Lithologische Beschreibung	48
3. Entstehung und Herkunft der Lagen	49
4. Schriftenverzeichnis	51
5. Anhang	52
I. Hinweise aus der Literatur zu Bohrungen und Aufschlüssen	52
A. Geologische Karten 1:25 000, Erläuterungen	52
B. Sonstige Literatur	52
C. Literatur für Sandlagen	52
II. Neue Aufschlüsse und Bohrungen	52

¹ Dr. T. Simon (e-mail: simon@lgrb.uni-freiburg.de), Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB), Zweigstelle Stuttgart, Urbanstraße 53, D-70182 Stuttgart

1. Einleitung

Mitte der 80er Jahre beschäftigte sich Manfred Horn zusammen mit Hans Hagdorn, Helmut Hickethier und mir mit lithostratigrafischen Problemen im Muschelkalk von Hessen, Unterfranken und Baden-Württemberg. Das Ergebnis dieser Arbeiten ist in HAGDORN et al. (1987) dokumentiert. Im Rahmen dieser Arbeit kamen Manfred Horn und ich mehrmals auf

rote, feinklastische Lagen im Mittleren Muschelkalk zu sprechen, die möglicherweise stratigrafisch verwendet werden könnten. HAGDORN et al. (1987: 144) gingen nur kurz auf diese roten Lagen ein. Später diskutierten Manfred Horn und ich wiederholt über dieses Thema und besichtigten zusammen auch Bohrkerne aus Nordhessen unter diesem Aspekt. Man-



schelkalks in Abb. 2 dargestellt. Die roten Bereiche sind generell nur als dünne Lagen oder Schlieren beschrieben. Es werden folgende rot gefärbte Gesteine genannt: Tonstein, Tonmergelstein, Sandstein, Steinsalz (auch Fasersalz), Sulfatgestein und Auslaugungsgestein (meist Schluff und Ton). Die roten Lagen sind in ganz Südwest-Deutschland und in der Nordschweiz anzutreffen, wenn auch nur in wenigen Profilen. Die stratigrafische Lage beschränkt sich in den zentraleren Beckenteilen auf die Salinar-Formation (zukünftig: Heilbronn-Formation, MENNING & DEUTSCHE STRAT. KOMM. 2002) und hier überwiegend auf den unteren Teil. Im Südosten treten rote Lagen auch in der Oberen Dolomit-Formation

(zukünftig Diemel-Formation, MENNING & DEUTSCHE STRAT. KOMM. 2002) auf. Reine Sandlagen kommen ausschließlich im Osten des Untersuchungsgebietes (Südwest-Deutschland) vor.

Seit den achtziger Jahren wurde bei Profilaufnahmen im Mittleren Muschelkalk auf rote Lagen und auf Sandlagen besonders geachtet. Auch diese Aufnahmen zeigen, dass die roten Lagen in ganz Südwest-Deutschland auftreten: Der Schwerpunkt in Nordwürttemberg und Nordbaden (Bauland) ist in der größeren Bohrungs- und Aufschlussdichte begründet. Ein höherer Sandgehalt und reine Sandlagen wurden nur im Osten des Landes registriert (s. Anhang).

2. Lithologische Beschreibung

Probenmaterial zur näheren Untersuchung lag von folgenden Bohrungen und Aufschlüssen vor: 3, 4, 10, 14, 16, 17, 22, 24, 25, 27, 28, 31 und 32 (Abb. 1 und 2; s. Anhang). Zwei weitere Proben standen von Bereichen zur Verfügung, die außerhalb des Untersuchungsgebietes liegen (Liebenau, Nordhessen; Ralingen, Rheinland-Pfalz). Die optische Untersuchung der Proben erfolgte mit Binokular und Polarisationsmikroskop.

Im Untersuchungsgebiet wurden die roten Farben hauptsächlich in Rückständen der Steinsalz- und Sulfatgesteinsauslaugung festgestellt. Diese Auslaugungsrückstände bestehen aus Fein- bis Grobschluff, der im Osten auch feinsandig sein kann. Nur wenige der Proben stammen von Material, das nicht von Auslaugung betroffen ist. Die Proben der Lokationen 3, 7, 10 und 16 aus dem Heilbronner Gebiet (Abb. 1) bestehen aus Steinsalz bzw. Tonstein in Steinsalz. Die Probe von Kirchberg an der Jagst (17) ist ein sulfatisch gebundener Sandstein. Die Auslaugungsschluffe bestehen fast ausschließlich aus Quarzkörnern. Helle Glimmer machen bis zu 1 % der Kornanteile aus. Dunkle Glimmer sind an den Stellen 17, 27 und 32 im Kocher-Jagst-Gebiet festgestellt worden (Abb. 1). Bei Bohrung 22 (Nordschwarzwald) treten keine Glimmer auf. Hier kommen dafür dunkelrote Granatkörner vor, die sonst fehlen.

Neben der Farbe Rot tritt gelegentlich auch eine sonst in den Gesteinen des Mittleren Muschelkalks ungewöhnliche graugrüne Farbe auf. Diese Farbe ist nur in Auslaugungsschluffen beobachtet worden.

Die rote Farbe ist an die Quarze gebunden, die unter dem Mikroskop leicht rötlich schimmern. Nur selten sind feinste rote Schüppchen in und an den Quarzen zu beobachten, die wohl auf Hämatit zurückzuführen sind.

Die Korngröße der Quarze liegt überwiegend im Schluffbereich (bis 0,06 mm). Die größten Körnungen werden im Osten beobachtet, wo auch Feinsand (0,06–0,2 mm) nachgewiesen werden konnte. In der beckenrandnahen Bohrung Neu-Ulm (15; Abb. 1) treten Korngrößen bis 5 mm auf. Die feinsten Körnungen sind im Westen an den Positionen 3, 16 und 22 festzustellen (< 0,02 mm; Abb. 1). In den graugrünen Bereichen ist die Körnung stets kleiner als in den meist benachbarten roten Bereichen, auch kommen in den graugrünen Bereichen keine Glimmer vor.

Insgesamt reicht die Rundung der Quarzkörner von gut gerundet bis eckig. Es lässt sich bei den Proben allenfalls eine sehr grobe lagenmäßige Differenzierung erkennen. Am mittleren Neckar (3, 16, 24, 27, 32) ist überwiegend eine mäßig bis gute Rundung festzustellen, während an den übrigen Positionen schlechte Rundung auftritt (4, 14, 17, 22 und 31; Abb. 1).

Die Ausbildung der roten Lagen und der Sandlagen hängt auch vom Auslaugungsgrad der Gesteine ab. In den nicht durch Auslaugung betroffenen Profilen sind es neben rötlichem Steinsalz maximal 1 cm dicke Lagen, die meist linsenförmig ausgebildet sind und kaum weiter durchhalten als einige Meter. In den ausgelaugten Schichten sind die Lagen bis zu mehrere cm mächtig. Durch den Auslaugungsprozess und die damit verbundenen Setzungen sind die Lagen stets gewellt oder stark verbogen. Schlierige Ausbildung ist häufig. Oft sind auch nur bis zu wenige cm lange Linsen festzustellen, die in grauem Auslaugungsgestein eingelagert sind. Die oben angesprochenen graugrünen Gesteine liegen meist nur als kleine, bis 1 cm große Bröckchen im Auslaugungsgestein vor. Die Quarze in diesem Gestein sind sehr gleichkörnig und wenig gerundet.

3. Entstehung und Herkunft der Lagen

Das Material und die Korngrößen der feinklastischen Lagen und Sandlagen belegen, dass diese terrestrischen Ursprungs sind. Die Sandlagen in der Bohrung Kirchberg an der Jagst zeigen in flachem Wasser entstandene Rippeln (SIMON 2003). Der Eintrag des feinklastischen Materials dürfte durch periodische Wasserläufe, möglicherweise auch durch Wind erfolgt sein. Als Herkunftsgebiet kommen die nahe gelegenen Festländer in Betracht: Vindelizisch-Böhmisches Festland, Gallisches Festland, Rheinische Insel (Paläogeografische Karten, z.B. HAGDORN & SIMON 1988, 1993), wobei die Herkunft vom Vindelizisch-Böhmischen Festland am wahrscheinlichsten ist.

Um über die Herkunft der Sedimente weitere Aufschlüsse zu erhalten, wurden Proben untersucht, die sich der Rheinischen Insel (LOTZE 1933) und dem Gallischen Festland zuordnen lassen. Bei Proben aus einer Bohrung bei Liebenau (TK 25, Bl. 4521 Liebenau, R 3517440, H 5704320, Probenahme 1987, zusammen mit Manfred Horn) handelt es sich um bis mehrere cm-dicke Lagen aus Fein- bis Mittelschluff, der im Gegensatz zu dem Material aus dem südwestdeutschen Raum keine Glimmer enthält. Stratigrafisch ist diese Probe in den unteren Teil der Gips-Tonstein-Folge des Mittleren Muschelkalks einzuordnen. Die Gips-Tonstein-Folge entspricht der süddeutschen Salinar-Formation bzw. der zukünftigen Heilbronn-Formation (MENNING & DEUTSCHE STRAT. KOMM. 2002). Eine weitere Probe wurde aus stratigrafisch gleicher Position bei Ralingen an der Sauer entnommen (TK 25, Bl. 6105 Welschbillig, R 2537525, H 5519990). Die „Rote Mergelfolge“ mit z.T. bis zu 1 m mächtigen Rotsedimenten ist der untere Bereich der „Gipsmergel“ (in Zukunft: Ralingen-Formation, MENNING & DEUTSCHE STRAT. KOMM. 2002, JANTOS et al. 2000). Das Material besteht zum größeren Teil aus Quarzkörnern, die wenig gerundet sind und bis Grobschluffgröße (bis 0,2 mm) aufweisen. Es sind nur sehr wenig Glimmer vorhanden. Die rote Mergelfolge ist südlich der Rheinischen Insel und im Osten des Gallischen Festlands bis etwa zum Rheingraben nachweisbar (VECSEI & MANDAU 2002).

Zwar weist das Material von Liebenau und Ralingen Unterschiede zu dem in Südwest-Deutschland auf, jedoch sind diese Unterschiede noch kein hinreichendes Argument, um eine Herkunft des süddeutschen Materials von der Rheinischen Insel oder dem Gallischen Festland völlig auszuschließen. Aus-

gekräftiger sind die generelle Abnahme der Korngröße und die Zunahme der Rundung von Ost nach West. Dies sind deutliche Hinweise für eine Herkunft des feinklastischen Materials vom Vindelizisch-Böhmischen Festland. Auch die Verteilung der Glimmer weist auf eine Herkunft von Osten, da diese im westlichen Untersuchungsgebiet (Nordschwarzwald) fehlen. Die Sandlagen könnten durch kurzzeitige Zuflüsse aus dem Hinterland (Vindelizisches Land) infolge von Starkregen eingetragen worden sein. Bei den feineren Sedimenten ist ein solcher Transport ebenfalls wahrscheinlich, Windtransport ist jedoch nicht auszuschließen. Bei Windtransport ist allerdings ein Sedimenteintrag nach den zur Triaszeit im Bereich des nördlichen Wendekreises herrschenden Windrichtungen sowohl von Westen (Sommer) als auch von Osten (Winter) möglich (PARISH 1999).

Eine Ausnahme bezüglich der Herkunft dürfte jedoch bestehen: Einer der am weitesten westlich gelegenen Aufschlüsse (Abb. 1: 22) stellt in diesem generellen Transportmuster eine Ausnahme dar – die Granatführung weist hier eindeutig auf eine lokale Beeinflussung vermutlich aus dem Bereich der Rheinischen Insel oder vom Gallischen Festland hin.

Die roten Gesteine und mit ihnen auch die Sandlagen sind auf terrestrischen Einfluss im ansonsten rein salinaren Milieu zu werten. Sie sind somit als regressives Signal aufzufassen. In Südwest-Deutschland ist dieser Einfluss im unteren Teil der Salinar-Formation am deutlichsten und reicht am weitesten ins Becken hinein (Abb. 3). Die stratigrafische Position der feinklastischen Sedimente – überwiegend in den Salinargesteinen der Salinar-Formation oder deren Auslaugungsprodukten – korreliert mit dem Tiefstand-Systemtrakt (lowstand) in Sinne der Sequenz-Stratigrafie (AIGNER & BACHMANN 1992, 1993). Am weitesten verbreitet sind die oben beschriebenen Lagen im lithostratigrafischen Bereich des Unteren Salzes der Salinar-Formation, also im regressiven Abschnitt des Mittleren Muschelkalks. Im oberen Teil des Mittleren Muschelkalks, der Oberen Dolomit-Formation, sind die Lagen in Südwest-Deutschland nur mehr im Randbereich (Osten) des Sedimentationsgebiets zu finden (Abb. 1: 15, Neu-Ulm). In diesem Abschnitt des Mittleren Muschelkalks hat die Transgression (Transgressiver Systemtrakt) hin zu den vollmarinen Sedimenten des Oberen Muschelkalks schon eingesetzt.

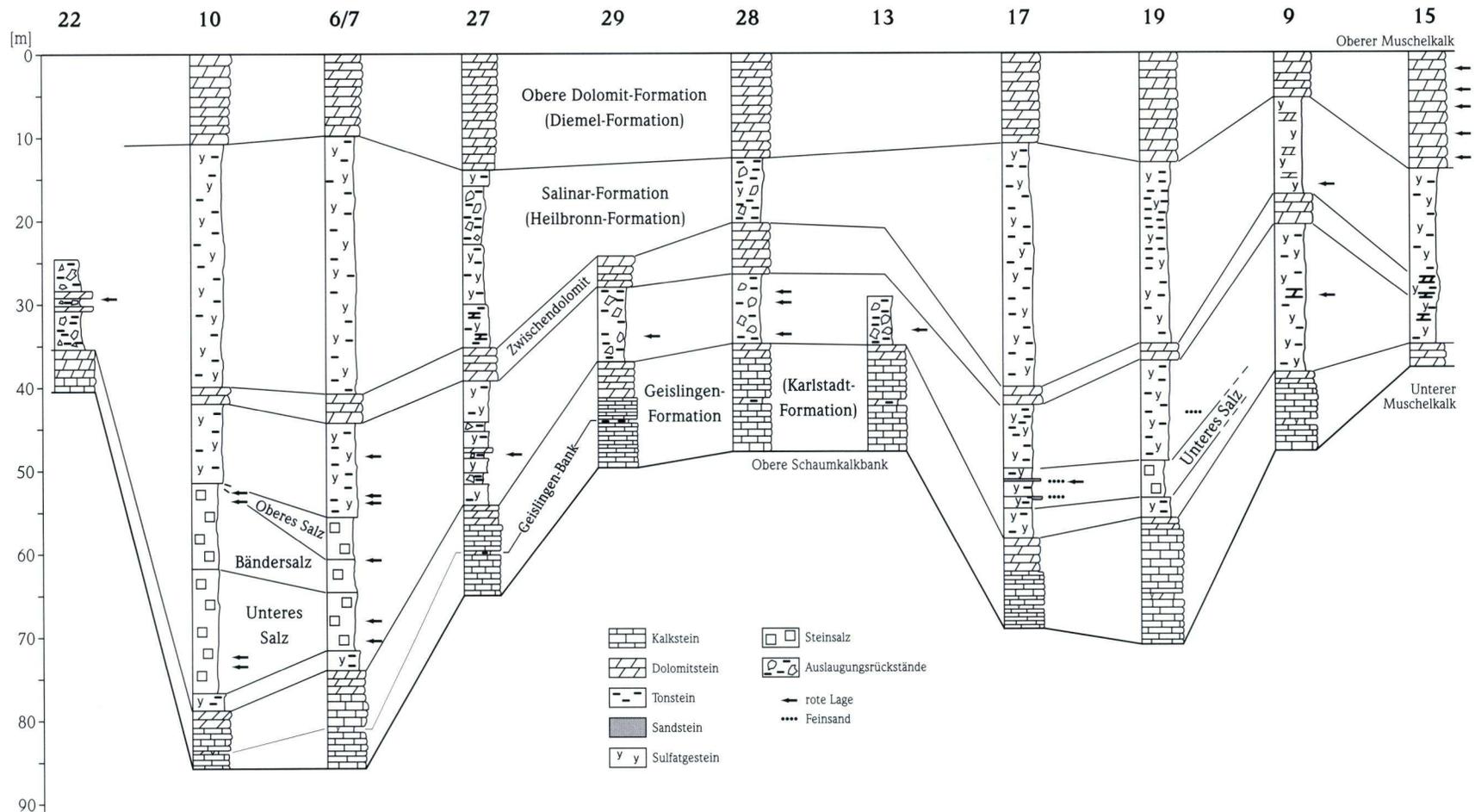


Abb. 3. West-Ost-Schnitt durch den teils unausgelaugten, teils ausgelaugten Mittleren Muschelkalk mit Kennzeichnung der roten feinklastischen und der feinsandigen Lagen (Nr. und Lage s. Abb. 1).

4. Schriftenverzeichnis

- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – *Sediment. Geol.*, **80**: 115–135, 14 Abb.; Amsterdam.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1993): Sequence Stratigraphy of the German Muschelkalk. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. – Schöntaler Symposium 1991; Sonderbde. Ges. Naturkde. Württ. **2**: 15–18, 2 Abb.; Korb (Goldschneck).
- BRÄUHÄUSER, M. (1978): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 7716 Schramberg, 3. erg. Aufl.: 156 S., 8 Abb.; Stuttgart.
- BRUNNER, H. (1986): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 6821 Heilbronn: 204 S., 6 Abb., 8 Tab., 1 Taf., 4 Beil.; Stuttgart.
- BRUNNER, H. (2001): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, Bl. 6721 Bad Friedrichshall: VI+183 S., 24 Abb., 6 Tab., 7 Beil.; Freiburg i.Br.
- CARLÉ, W. (1980): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 6826 Crailsheim: 138 S., 11 Abb., 1 Taf., 3 Beil.; Stuttgart.
- EISENHUT, E. (1972): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 7123 Schorndorf: 134 S., 5 Abb., 2 Taf., 2 Beil.; Stuttgart.
- FRANZ, M., SIMON, T., MEYER, R.K.F. & DOPPLER, G. (2001): Die Thermalwasserbohrung „Donautherne“, Neu-Ulm. – *Geologica Bavarica*, **106**: 81–106, 4 Abb.; München.
- FREUDENBERGER, W. (1996): Trias. – In: Erl. geol. Kt. Bayern 1:500 000, 4. Aufl.: 65–89, 4 Abb., 3 Tab.; München.
- GUDDEN, H., HAUNSCHILD, H., KURSZLAUKIS, S. & LORENZ, V. (1993): Bohrgutbeschreibung der Forschungsbohrung Abenberg 1001. – *Geologica Bavarica*, **97**: 11–24; München.
- HAGDORN, H., HICKETHIER, H., HORN, M. & SIMON, T. (1987): Profile durch den hessischen, unterfränkischen und baden-württembergischen Muschelkalk. – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 131–160; 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- HAGDORN, H. & SIMON, T. (1988): Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes. – *Forsch. Württ. Franken*, **28**: 192 S., 125 Abb., 1 Tab.; Sigmaringen (Thorbecke).
- HAGDORN, H., in coop. SIMON, T. & SZULC, J. (1991). Muschelkalk – A Field Guide. – 80 S., 78 Abb., 1 Tab.; Korb (Goldschneck).
- HAGDORN, H. & SIMON, T. (1993): Ökostratigraphische Leitbänke im Oberen Muschelkalk. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. – Schöntaler Symposium 1991; Sonderbde. Ges. Naturkde. Württ. **2**: 192–208, 15 Abb.; Korb (Goldschneck).
- HAGDORN, H. & SIMON, T. (1999): Muschelkalk. – In: BRUNNER, H.: Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 6624 Muldingen: 8–40, 9 Abb.; Freiburg i.Br.
- HAUBER, L. (1971): Zur Geologie des Salzfeldes Schweizerhalle – Zinggbrunn (Kt. Baselland). – *Eclogae geol. Helv.*, **64**/1: 163–183, 8 Abb., 1 Tab.; Basel.
- HAUBER, L. (1993): Der Mittlere Muschelkalk am Hochrhein. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* **189**: 147–170, 9 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HAUNSCHILD, H. (1986): Erl. geol. Kt. Bayern 1:25 000, Bl. 6326 Ochsenfurt: 152 S., 19 Abb., 5 Beil., 1 Kt.; München.
- HAUNSCHILD, H. & Ott, W.-D. (1982): Profilbeschreibung, Stratigraphie und Paläogeographie der Forschungsbohrung Dinkelsbühl 1001. – *Geologica Bavarica*, **83**: 5–55, 7 Abb., 2 Tab., 1 Beil.; München.
- HOFFMANN, U. (1967): Erl. geol. Kt. Bayern 1:25 000, Bl. 6225 Würzburg-Süd: 134 S., 17 Abb., 2 Tab., 4 Beil.; München.
- JANTOS, K., THEIN, J. & DITTRICH, D. (2000): Tektonik und Feinstratigraphie der Trias im Bereich der Gipslagerstätte des Mittleren Muschelkalk bei Ralingen/Südeifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **29**: 231–276, 23 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- JONISCHKEIT, A. (2003): Strukturen und Phänomene im Steinsalzlager des Mittleren Muschelkalks. – In: HANSCH, W. & SIMON, T. (Hrsg.): Das Steinsalz aus dem Mittleren Muschelkalk Südwestdeutschlands. – *musseo*, **20**: 94–150, 38 Abb., 2 Tab.; Heilbronn.
- KESSLER, G. & LEIBER, J. (1991): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 7813 Emmendingen: 155 S., 13 Abb., 3 Taf., 2 Beil.; Stuttgart.
- Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB) (2003): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg. – Internet-Publ.: www.lgrb.uni-freiburg.de; Freiburg i.Br.
- LOTZE, F. (1933): Die Verbreitung roter Gesteine im Mittleren Muschelkalk Nordwestdeutschlands. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol., Beil.-Bd.* **69**, Abt. B: 388–396, 2 Abb.; Stuttgart.
- MATTER, A., PETERS, T., ISENSCHMID, C., BLÄSI, H.-R. & ZIEGLER, H.J., m. Beitr. v.: BLÜM, W., MEYER, J., RYBACH, L., SCHÄRLI, U. & WOLF, M. (1988): Sondierbohrung Riniken – Geologie. – *Geol. Ber.*, **5**, Beil.-Bd: 34 Beil.; Bern.
- MENNING, M. & DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002): Eine geologische Zeitskala 2002. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.), Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002, mit Beih. 16 S.; Potsdam.
- PARRISH, J.T. (1999): Pangaea und das Klima der Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V.: Trias – Eine ganz andere Welt: 37–42, 6 Abb.; München (Pfeil).
- SALGER, M. & SCHMID, H. (1982): Die Forschungsbohrung Eschertshofen 1981 (Vorläufige Mitteilung). – *Geologica Bavarica*, **83**: 145–161, 1 Abb., 1 Beil.; München.
- Schachl, E. (1954): Das Muschelkalksalz in Südwestdeutschland. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **98**: 309–394, 41 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; Stuttgart.
- SCHALCH, F. (1906): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 8116 Löffingen: 48 S.; Heidelberg.
- SCHNARRENBURGER, K. (1914): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, Bl. 7017 Pfinztal: 58 S., 1 Abb.; Heidelberg.
- SCHMIDT, A. (1909): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 7318 Wildberg: 62 S., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHMIDT, A. (1928): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 7518 Horb am Neckar: 72 S., 2 Abb., 1 Beil.; Stuttgart.
- SCHMIDT, M. (1908): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 7417 Altensteig: 82 S., 3 Abb.; Stuttgart.
- SCHULZ, G. (1970): Die Saline Wilhelmshall bei Rottweil. – *Veröff. Stadtarchiv Rottweil*, **1**: 181+24 S., 52 Abb., 38 Tab.; Rottweil.
- SCHWARZ, H.-U. (1981): Mittlerer Muschelkalk. – In: BRUNNER, H. et al.: Schichtenfolge und geologische Bedeutung der Thermalwasserbohrung Aalen 1. – *Jh. Ges. Naturkde. Württ.*, **136**: 54–56 u. 95–99; Stuttgart.
- SIMON, T. (1988): Geologische und hydrogeologische Ergebnisse der neuen Solebohrung Bad Rappenau, Baden-Württemberg. – *Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württ.*, **30**: 479–510, 7 Abb., 4 Tab.; Freiburg i.Br.
- SIMON, T. (1991a): Stop B1 – Laibach near Krautheim on the river Jagst. – In: HAGDORN, H., in coop. SIMON, T. & SZULC, J.: Muschelkalk – A Field Guide: 39–40, 1 Abb.; Korb (Goldschneck).
- SIMON, T. (1991b): Stop B2 – Werbach near Tauberbischofsheim. – In: HAGDORN, H., in coop. SIMON, T. & SZULC, J.: Muschelkalk – A Field Guide: 41–42, 1 Abb.; Korb (Goldschneck).
- SIMON, T. (1999): Erl. geol. Kt. Baden-Württ. 1:25 000, Bl. 6324 Tauberbischofsheim-Ost: VI+127 S., 20 Abb., 3 Tab., 10 Beil.; Freiburg i.Br.
- SIMON, T. (2003): Ergebnisse der Forschungsbohrung im Muschelkalk bei Kirchberg an der Jagst (Baden-Württemberg). – *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ.*, **39**: 121–151, 5 Abb.; Freiburg i.Br.
- VECSEI, A. & MANDAU, T. (2002): Redbeds from the Middle Muschelkalk (Middle Triassic) of the SW Germanic Basin: arid environments from Pangea's interior. – *Geol. Rundsch.*, **91**: 111–122, 9 Abb.; Berlin.
- WIDMER, T. (1991): Zur Stratigraphie und Sedimentologie der Anhydritgruppe (Mittlere Trias) in der Region Liestal-Arisdorf (Baselland, Nordwestschweiz). – *Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie*, **79**: IX+107 S.; Bern.
- WURM, F., FRANZ, M., PAUL, W. & SIMON, T. (1989): Der geologische Bau des Wutachtales zwischen Lotenbach-Mündung und Achdorf (Exkursion G am 30. März 1989). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **71**: 121–148, 13 Abb.; Stuttgart.

5. Anhang

I. Hinweise aus der Literatur zu Bohrungen und Aufschlüssen (Lage s. Abb. 1)

A. Geologische Karten 1:25 000, Erläuterungen:

- 1: SCHNARRENBERGER (1914): 7017 Pfinztal, S. 20; Steinsalzschichten, Auslaugungsgestein
- 2: EISENHUT (1972): 7123 Schorndorf, Profil S. 14, Untere Sulfatschichten, Steinsalz
- 3: BRUNNER (1986): 6821 Heilbronn, Profil S. 142f., Steinsalzschichten, Auslaugungsgestein
- 4: HAGDORN & SIMON (1999): 6624 Muldingen, S. 28, Steinsalzschichten, Auslaugungsgestein
- 5: SIMON (1999): 6324 Tauberbischofsheim-Ost, S. 26, Steinsalzschichten, Auslaugungsgestein
- 6: BRUNNER (2001): 6721 Bad Friedrichshall, S. 156, Steinsalzschichten, Auslaugungsgestein

Ohne genauere stratigrafische Angabe:

- a: SCHALCH (1906): 8116 Löffingen, S. 8, Salinar-Formation, Gips
- b: SCHMIDT, M. (1908): 7417 Altensteig, S. 31, Salinar-Formation, Auslaugungsgestein
- c: SCHMIDT, A. (1909): 7318 Wildberg, S. 27, Salinar-Formation, Auslaugungsgestein
- d: SCHMIDT, A. (1928): 7518 Horb am Neckar, S. 13, Steinsalzschichten, Gips
- e: BRÄUHÄUSER (1978): 7716 Schramberg, S. 65, Salinar-Formation, Auslaugungsgestein
- f: KESSLER & LEIBER (1991): 7813 Emmendingen, Profil S. 133, Steinsalzschichten, Auslaugungsgestein

B. Sonstige Literatur:

- 7: SCHACHL (1954): Kochendorf/Heilbronn, S. 338ff., 347f.; Stetten, S. 364, Steinsalzschichten, Steinsalz
- 8: SCHULZ (1970): Rottweil, Profile S. 152 u. 154, Steinsalzschichten, Steinsalz
- 9: SCHWARZ (1981): Aalen, Profil S. 98, Steinsalzschichten, Anhydrit
- 10: SIMON (1988) : Bad Rappenau, Profil S. 505, 507, Steinsalzschichten, Steinsalz
- 11: WURM et al. (1989): Wutachtal, Profil S. 129, Salinar-Formation, Auslaugungsgestein
- 12: WIDMER (1991): Schweiz, Baselland, Profile Abb. 5-3b, 5-3c, 5-16, 5-18, Steinsalzschichten, Steinsalz, Tonstein, Sulfatgestein
- 13: SIMON (1991a): Laibach bei Krautheim, Steinsalzschichten, Auslaugungsgestein
- 14: SIMON (1991b): Werbach bei Tauberbischofsheim, Steinsalzschichten, Auslaugungsgestein
- 15: FRANZ et al. (2001): Neu-Ulm, Profil S. 96, Obere Dolomit-Formation, Dolomit, Salinar Formation, Tonstein
- 16: JONISCHKEIT (2003): Heilbronn, Kochendorf, Stetten, Steinsalz
- 17: SIMON (2003): Kirchberg an der Jagst, Profil S. 147f., Sandstein

Ohne genauere stratigrafische Angabe:

- g: HAUBER (1971): Schweiz, Baselland, S. 12, Steinsalzschichten, Steinsalz
- h: HAGDORN et al. (1987): Baden-Württemberg, S. 144, Steinsalzschichten, Auslaugungsgestein
- i: HAUBER (1993): Schweiz, Hochrhein, S. 154, Steinsalzschichten, Steinsalz
- j: MATTER et al. (1988): Riniken, Nordschweiz, Profil Beil. 7d; Steinsalzschichten, Steinsalz

C. Literatur für Sandlagen:

- 9: SCHWARZ (1981): Aalen, Profil S. 98, Steinsalzschichten, Anhydrit
- 15: FRANZ et al. (2001): Neu-Ulm, Profil S. 96, Obere Dolomit-Formation, Dolomit, Salinar-Formation, Tonstein
- 17: SIMON (2003): Kirchberg an der Jagst, Profil S. 147f., Salinar-Formation, Sandstein
- 18: HOFFMANN (1967): Randersacker bei Würzburg, S. 126, Salinar-Formation, Auslaugungsgestein
- 19: CARLÉ (1980): Gröningen bei Crailsheim, Profil S. 122, Salinar-Formation, Tonstein
- 20: HAUNSCHILD & OTT (1982): Dinkelsbühl, Profil S. 43, Salinar-Formation, Tonmergelstein und Gips
- 21: HAUNSCHILD (1986): Goßmannsdorf am Main bei Ochsenfurt, Profil S. 137, Salinar-Formation, Tonstein

II. Neue Aufschlüsse und Bohrungen:

- 22 Ispringen, Bohrung Kämpfelbachbrücke (R 3476860; H 5419050), Aufnahme F. Wurm, T. Simon (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, LGRB)
- 23 Eutingen, Bohrung Stollenbau (R 3480867; H 5419693), Aufnahme A. Etzold (LGRB)
- 24 Neckarwestheim, Bohrungen Steinbruch (R 3513000; H 5434000), Aufnahme H. Brunner, T. Simon (LGRB)
- 25 Hessigheim, Bohrung Schleuse (R 3514100; H 5428500), Aufnahme H. Brunner, T. Simon (LGRB)
- 26 Rommelsbach, Bohrung Mineralwasser (R 3515180; H 5376742), Aufnahme A. Etzold (LGRB)
- 27 Neckarzimmern, Bohrung Stollen (R 3510804; H 5465357), Aufnahme H. Brunner, T. Simon (LGRB)
- 28 Billigheim, Bohrung Deponie (R 3519800, H 5466800), Aufnahme T. Simon (LGRB)
- 29 Dallau, Steinbruch (R 3514500, H 5471600), Aufnahme H. Hagdorn (Muschelkalkmuseum Ingelfingen), T. Simon (LGRB)
- 30 Waldshut, Straßenbau (R 3442578; H 5276874), Aufnahme O. Keck, A. Etzold (LGRB)
- 31 Karlstadt, Steinbruch (R 3556500, H 5535500), Aufnahme H. Hagdorn (Muschelkalkmuseum Ingelfingen), T. Simon (LGRB)
- 32 Forchtenberg, Bohrung Wassererschließung (R 3538650, H 5461970), Aufnahme T. Simon (LGRB)

Manuskript eingegangen am 02.06.2003, angenommen am 03.09.2003

RAINER BLUM, PETER DIEZ & ROLF ETZ¹

Die „Horn'sche Anomalie“ bei Warburg – Eine magnetische Neuvermessung

Kurzfassung

Die erweiterte magnetische Neuvermessung der „Horn'schen Anomalie“, einer durch einen Basaltschlotkomplex verursachten Anomalie des magnetischen Totalfelds auf der GK 25, Bl. 4521 Liebenau, wird vorgestellt. Die ersten Vermessungen waren hier 1978 und 1980 durchgeführt worden. Sie werden zusammen mit der nun den gesamten Störkörper erfassenden Neuvermessung des Jahres 2002 präsentiert und verglichen.

Für die Messkampagne 2002 wurde ein neues, mit dem Overhauser Effekt arbeitendes Protonenpräzessionsmagnetometer eingesetzt, das die Felddaten digital speichert, sodass sie direkt weiterverarbeitet werden können. Die durch die neuen Feld- und Auswerteprozeduren bedingten Verbesserungen werden erläutert. Lage und Richtung des Störkörpers sind nun befriedigend bestimmt.

Abstract

The magnetic „Horn Anomaly“, a magnetic total field anomaly caused by a family of basalt vents near Warburg (GK 25 sheet 4521 Liebenau), has been revisited in 2002. The original observations are presented together with the results of the new, expanded measuring campaign which now completely covers the source body. The instrument used in 2002 was a modern Overhauser effect magnetometer (GSM-19 by

GEM systems Inc.) with digital data storage, thus allowing easy further processing of the observations. Improvements through modern field and processing techniques are described.

Position and orientation of the source body are now well defined.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	54
2. Grundlagen und Aufgabenstellung	54
2.1 Die 1978 und 1980 vermessene ursprüngliche Magnetanomalie	54
2.2 Ziel der Neuvermessung des Jahres 2002	54
3. Eingesetzte Instrumente und jeweilige Messdurchführung	55
3.1 Beobachtungen 1978/1980	55
3.2 Beobachtungen 2002	56
4. Ergebnisse	58
4.1 Vermessungen 1978/1980	58
4.2 Vermessung 2002	58
4.3 Vergleich von alter und neuer Vermessung	58
5. Zusammenfassung	59
6. Schriftenverzeichnis	59

¹ Dr. R. Blum (e-mail: r.blum@hlug.de), P. Diez (e-mail: p.diez@hlug.de), R. Etz (e-mail: r.etz@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

1. Einleitung

Magnetische Messungen wurden vom kartierenden Geologen Manfred Horn frühzeitig routinemäßig als Hilfsmittel der Kartierung in Basaltgebieten eingesetzt. Er war der Arbeitsgruppe der Geophysik am damaligen Hessischen Landesamt für Bodenforschung nicht nur persönlich besonders verbunden, sondern hat bei den Messungen des Messtrupps selbst mitgearbeitet und über die Einsatzmöglichkeiten berichtet (HORN & WENDLER, 1968). WENDLER (1968) bearbeitete schon damals besonders die Möglichkeiten und Probleme der magnetischen Messungen bei der Kartierung von Basaltgebieten. Ab 1975 ermöglichte die Einführung von Protonenpräzessionsmagnetometern zur Bestimmung der magnetischen Totalfeldstärke einen deutlich gesteigerten Messfortschritt bei größerer Genauigkeit, zudem ließen sich die dabei gewonnenen Absolutwerte einfacher quantitativ interpretieren. Vorher eingesetzte Geräte hatten nur Relativwerte einer Komponente der magne-

tischen Feldstärke gemessen, die erst durch Verknüpfung mit bekannten Basiswerten in Absolutwerte umgesetzt werden konnten. Ein Umdenken erforderte allerdings die Beurteilung von Totalfeldanomalien gegenüber den früher behandelten Vertikal- oder Horizontalanomalien. Die Einsatzmöglichkeiten eines klassischen Protonenpräzessionsmagnetometers sind von BREINER (1973) umfassend dargestellt worden.

2002 wurde nun ein völlig neuer, stark verbesserter Gerätetyp angeschafft, ein Protonenpräzessionsmagnetometer der Fa. GEM SYSTEMS, von dem eine weitere Verbesserung der magnetischen Aufnahmetechnik erwartet wurde. Die Möglichkeiten dieses neuen Instruments sollten an einer bekannten magnetischen Struktur getestet werden. Dazu bot sich die Neuvermessung einer beispielhaften magnetischen Störung, der so genannten „Horn’schen Anomalie“, auf GK 25, Bl. 4520 Warburg, an.

2. Grundlagen und Aufgabenstellung

2.1 Die 1978 und 1980 vermessene ursprüngliche Magnetanomalie

Im Rahmen der geologischen Kartierung der GK 25, Bl. 4520 Warburg und Bl. 4521 Liebenau, sind zahlreiche Flächen magnetisch untersucht worden, um anstehende oder im Untergrund vermutete Basalte zu erkunden. Eines dieser Messgebiete liegt an der Grenze der beiden Blattgebiete südwestlich Wettessingen (Abb. 1). Der westliche Teil wurde bereits 1978 vermessen. Die Ergebnisse sind in die Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4520 Warburg (Horn 1982) eingeflossen. Um das am Ostrand angeschnittene Minimum zu verfolgen, wurde das Messgebiet 1980 erweitert. Das hiermit erhaltene Anomalienbild ist in Abb. 2 zusammengefasst und wird in Kap. 4.1 eingehender besprochen.

Da auch diese Nachmessung die Anomalie nicht vollständig erfasst hatte, wurde das Ergebnis in der GK 25, Bl. 4521 Liebenau (MEIBURG 1983), nicht berücksichtigt, sondern eine spätere Klärung angekündigt. Diese soll nun nach mehr als 20 Jahren erfolgen und in dem vorliegenden, dem Andenken an Manfred Horn gewidmeten Band vorgestellt werden.

2.2 Ziel der Neuvermessung des Jahres 2002

Im Oktober 2002 wurden auf der in Abb. 1 gezeigten Fläche magnetische Totalfeldmessungen mit dem neu beschafften GSM-19T PROTON MAGNETOMETER der Fa. GEM SYSTEMS durchgeführt. Ziel der Vermessung war die vollständige Erfassung des magnetischen Störkörpers, um seine cha-

rakteristischen Eigenschaften zu bestimmen. Eine mit den Untersuchungen von 1980 sich überlappende Vermessung sollte außerdem die Vergleichbarkeit der Ergebnisse testen, und schließlich sollte eine Mess- und Auswerteroutine für das neue Instrument entwickelt und hinsichtlich der erreichten Effizienzsteigerung beurteilt werden.

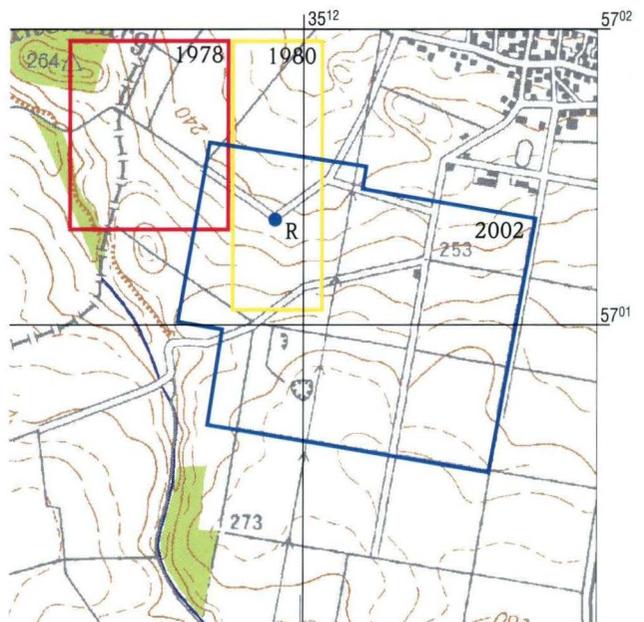


Abb. 1. Lageplan der magnetischen Messungen von 1978, 1980 und 2002, Jahreszahlen jeweils rechts oben in den zugehörigen Flächen (R = Bezugspunkt).

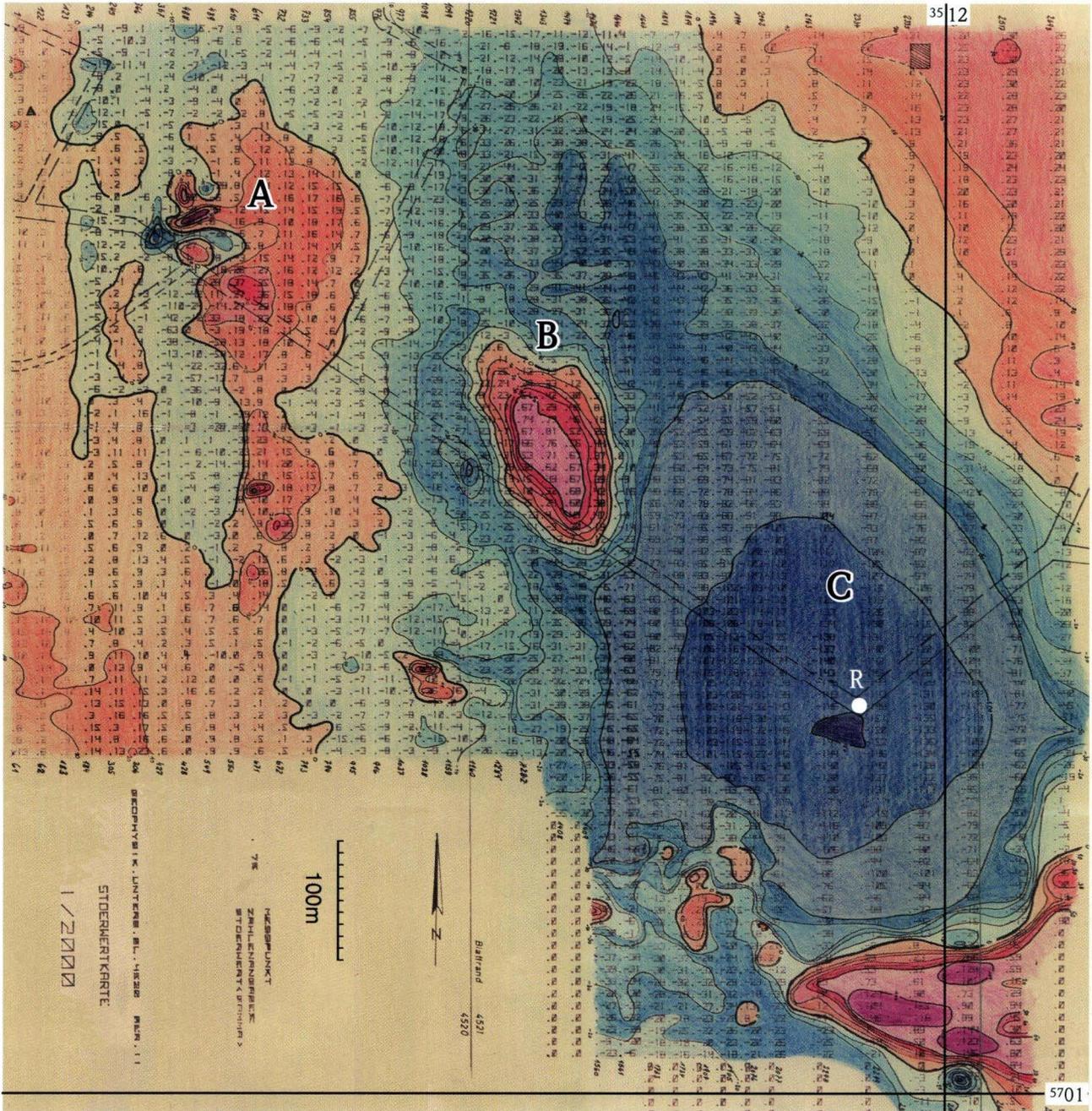


Abb. 2. 1980 erstellter Isanomalienplan der magnetischen Totalfeldanomalie mit den Anomalien A, B und C, bezogen auf 48054 nT, Isolinenabstand 50 nT (R = Bezugspunkt).

3. Eingesetzte Instrumente und jeweilige Messdurchführung

3.1 Beobachtungen 1978/1980

Die magnetische Totalintensität wurde mit dem Protonenpräzessionsmagnetometer der Fa. GEOMETRICS (Typ G 816) beobachtet. Die Messgenauigkeit des Instruments liegt bei ± 1 nT

bei einer Gradiententoleranz von 1000 nT/m. Ein Messzyklus wird durch Knopfdruck aktiviert und kann nach ca. 3 s wiederholt werden. Signalqualität und Batterieladung werden jeweils angezeigt.

Die Messungen erfolgten alle 10 m auf Profilen von 20 m

Abstand, die Werte wurden in Feldbüchern aufgeschrieben und nach Abschluss der Feldmessungen mit einem HPTischrechner auf Magnetbändern abgespeichert. Für die Feldmessungen der insgesamt 2 698 Punkte benötigten zwei Beobachter sechs Tage, die Eingabe der Daten in den Rechner, maßstabgetreues Ausplotten auf einem Tischplotter und Erstellung des Isanomalienplans per Hand erforderte noch einmal ca. vier Personentage. Insgesamt steckt in der Anomaliedarstellung der Abb. 2 somit ein Aufwand von ca. 16 Personentagen.

3.2 Beobachtungen 2002

Das verwendete Gerät GSM 19 ist ein Protonenpräzessionsinstrument, das den Overhauser Effekt ausnützt, d.h. anstelle von Protonen erzeugen hier gekoppelte Protonen-Elektronensysteme das Signal (HRVOIC 1973). Damit werden deutliche Verbesserungen hinsichtlich Genauigkeit ($\pm 0,2$ nT), Gradiententoleranz ($> 10\,000$ nT/m) und Stromverbrauch erreicht. Zusätzlich bietet das Gerät die Option der kontinuierlichen Aufnahme („Walkmag“), wobei die Intensitätswerte in vorgewählten Zeitabständen, zwischen 0,2 und 2 s, gemessen und automatisch zusammen mit der Uhrzeit gespeichert werden. Bei der Feldaufnahme muss man also nur mit möglichst konstanter

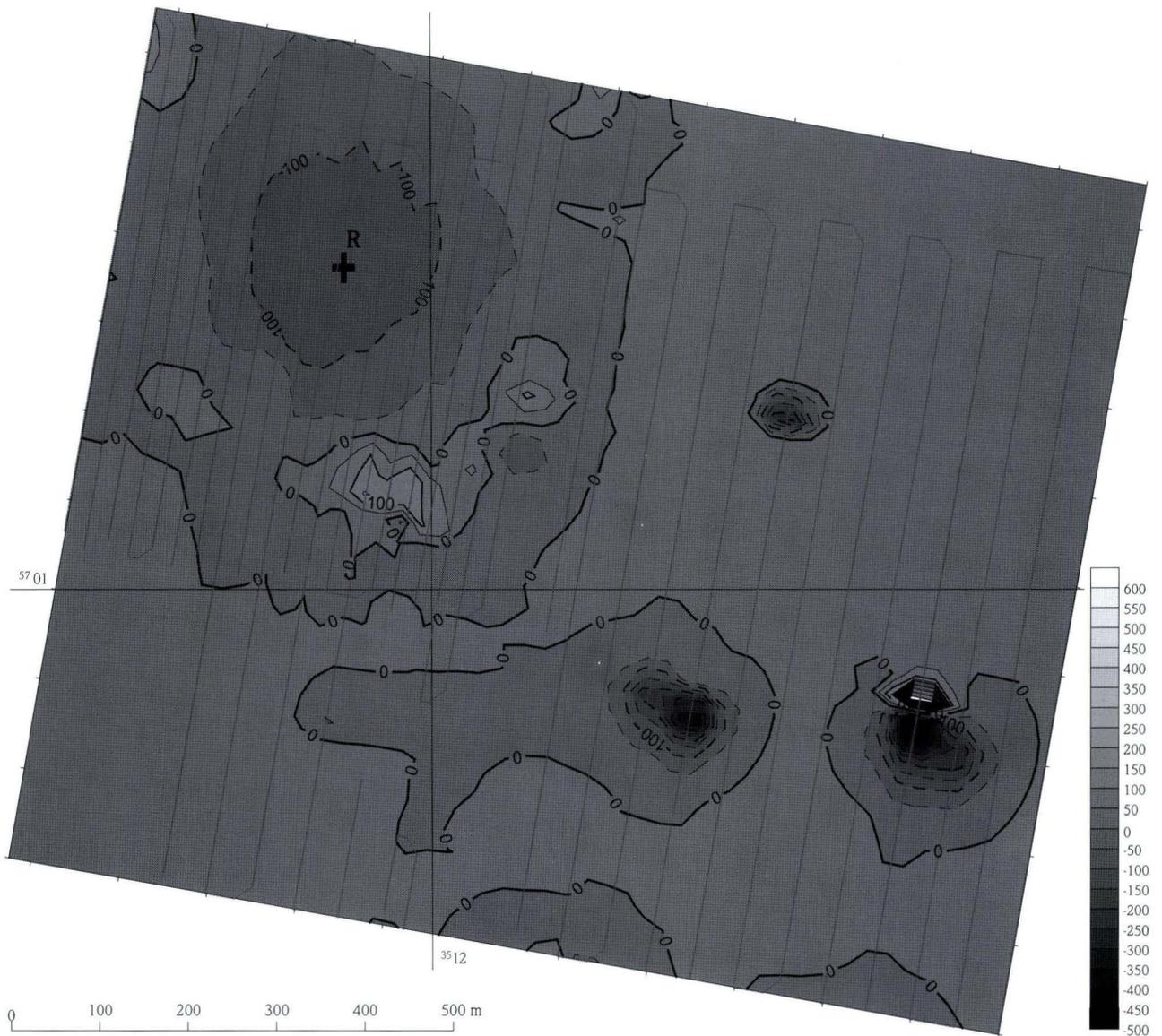


Abb.3. Isanomalienplan der magnetischen Vermessung von 2002 mit Messpunkten, Isolinienabstand 50 nT (R = Bezugspunkt). Bezugsniveau ist nun wegen berücksichtigter Säkularvariation 48 606 nT.

Geschwindigkeit die Profile ablaufen und lediglich an Profilend- oder Knickpunkten jeweils die Koordinaten eingeben. Die Messwerte werden dann automatisch gleichmäßig auf die Profillinien verteilt. Die im Gelände gewonnenen Dateien enthalten sofort Intensitätswerte mit zugehörigen Ortskoordinaten und Uhrzeiten für eine eventuell nötige Gangkorrektur. Sie können direkt in einen PC überspielt und mit einem Grafikprogramm, z.B. SURFER® von GOLDEN SOFTWARE, weiterverarbeitet werden.

Im vorliegenden Fall wurde auf den in Abb. 3 gezeigten Profilen alle zwei Sekunden ein Messwert aufgezeichnet. Für die Aufnahme der insgesamt 11 160 Werte wurden vier Tage benötigt. Als besonders aufwändig erwies sich dabei die exakte Vermessung und Auspflockung, dieser Aufwand ließe sich

durch das mögliche Anschließen eines GPS-Zusatzgeräts vermeiden.

Das Überspielen und eine erste Darstellung, wie in Abb. 3 gezeigt, ist innerhalb kürzester Zeit möglich (ca. 1 Stunde), eine optimierte Weiterverarbeitung erfordert eine längere Beschäftigung mit den Daten. Prinzipiell stehen vielfältige Interpretationsmethoden ohne großen zusätzlichen Zeitaufwand zur Verfügung.

Eine Routine für die Tagesgangkorrektur muss erst noch entwickelt werden, weil das Gerät dafür ausgelegt ist, dass diese Korrektur durch Koppelung mit einem zweiten Gerät, einer Basisstation, durchgeführt wird. Im vorliegenden Fall lag die maximale Abweichung des Tagesgangs kurzzeitig bei +15 nT, sonst immer unter ± 10 nT, weshalb bei den beobachteten

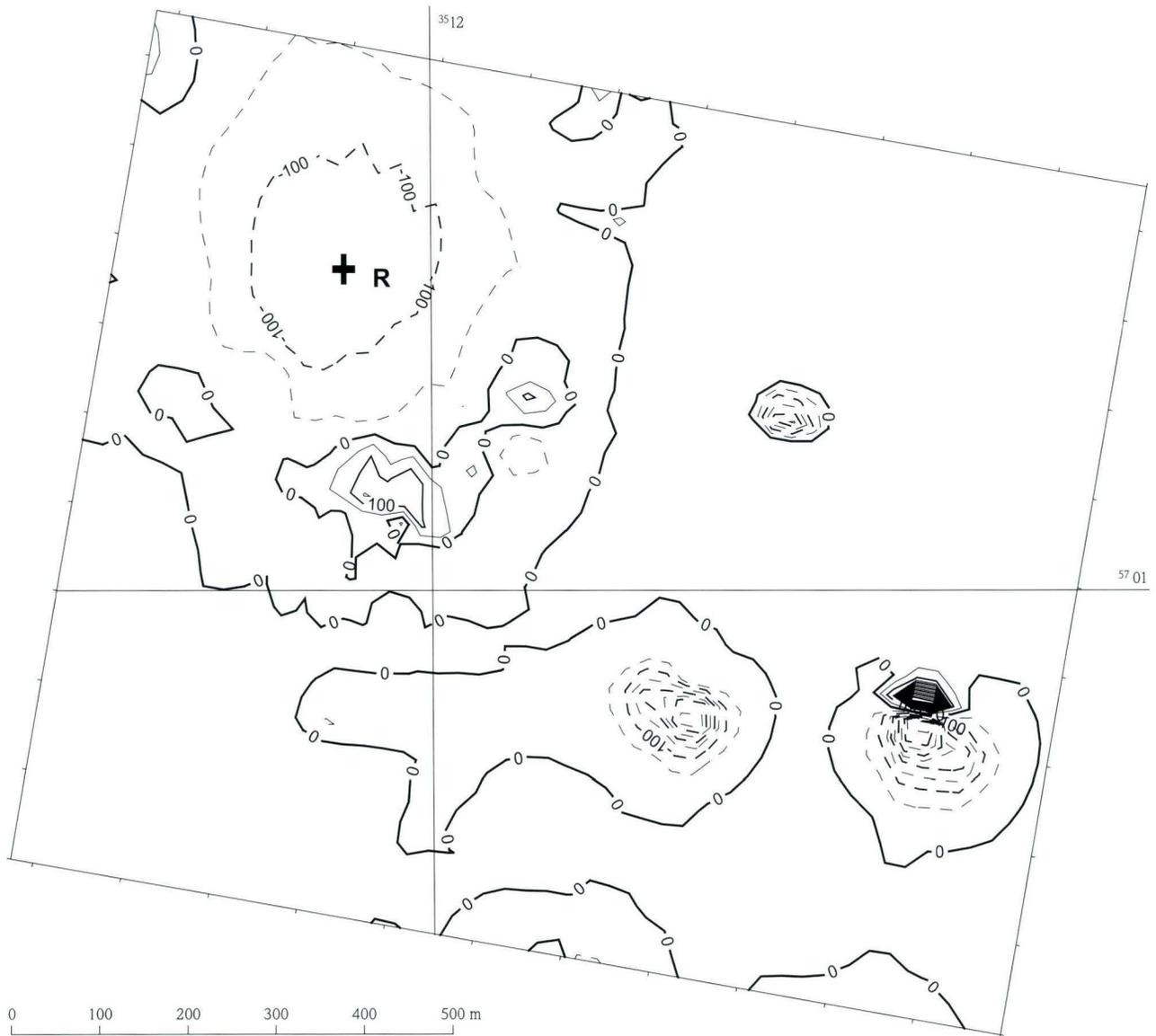


Abb. 4. Vermessung von 2002 in Liniendarstellung der Isanomalen, Isolinienabstand 50 nT (R = Bezugspunkt).

Gesamtamplituden von mehreren 100 nT auf eine Gangkorrektur verzichtet wurde.

Die Daten mussten aber, um sie mit denen der ersten Vermessung vergleichen zu können, um die Säkularvariation korrigiert werden. Nur so wird ein einheitliches Nullniveau garantiert. Hierzu wurde das Normalfeld (IGRF) für die Zeiten 1978,5 und 2002,8 im Untersuchungsgebiet, bei 51° 27'N, 9° 10'E, 230 m NN, berechnet. Dies ist über eine Internetabfra-

ge beim BRITISH GEOLOGICAL SURVEY² möglich. Die Abfrage ergab für das Normalfeld im fraglichen Zeitraum eine Zunahme der Totalintensität von 48068 nT auf 48620 nT, also um 552 nT. Nachdem die erste Vermessung auf einem Basiswert von 48054 nT beruhte, müssen die Beobachtungen von Oktober 2002 auf 48054 nT + 552 nT = 48606 nT bezogen werden, um einen direkten Vergleich zu ermöglichen.

4. Ergebnisse

4.1 Vermessungen 1978/1980

Drei herausragende magnetische Strukturen sind im Anomalienbild der Abb. 2 erkennbar:

- Die engräumige Anomalie A im NW weist auf einen sehr oberflächennahen Störkörper, wo die Kartierung aber nur basaltische Lesesteine ausweist. HORN (1982) gibt als Erklärung einen möglichen Schlot an.
- Das Maximum B in der Mitte der Abbildung mit bis zu 81 nT zeigt den von HORN (1983) beschriebenen typischen ovalen Querschnitt von in Gesteinen der Trias steckenden Basaltschloten.
- Das sich SE anschließende, das gesamte Bild dominierende großflächige Minimum C (Tiefstwert von -157 nT) mit dem sich im äußersten SE daran anschließenden starken Maximum; diese Doppelanomalie gehört offensichtlich zu einem einzigen Störkörper, einem Basaltschlotkomplex (BLUM 1983) unter dem Maximum. Bei dem nördlich vorgelagerten Minimum handelt es sich um das für die steil nordwärts gerichtete Inklination typische Randminimum. Die gesamte Doppelanomalie, wegen ihrer lehrbuchartigen Ausformung häufig als Beispiel einer magnetischen Anomalie diskutiert, wurde rasch auf den Namen „Horn'sche Anomalie“ getauft. Der zugehörige Störkörper liegt mit seiner Südgrenze unter dem absoluten Maximum (> 100 nT) und mit seiner Nordgrenze unter der Nulllinie, wo der Feldgradient am steilsten ist und wird am Ostrand demnach durch diese Messungen noch nicht völlig erschlossen.

4.2 Vermessung 2002

Das Ergebnis dieser Messkampagne ist in den Abb. 3 und 4, mit und ohne Lage der Messpunkte, dargestellt. Die vorher nur teilweise erfasste Anomalie ist nun vollständig enthalten und bestätigt die Vorstellung eines Schlotkomplexes (HORN 1983) mit mehreren Röhren innerhalb der Maxima, die sich hufeisenförmig im Süden um das Minimum legen. Die starke

Ausprägung des Minimums weist auf ein südliches Einfallen der Störkörper.

Im vergrößerten Untersuchungsgebiet fallen noch fünf weitere, scharfe negative Anomalien ins Auge. Die nördlichste gehört zu einem Feldschuppen. Die anderen vier sind durch Windräder verursacht, die mit der Hauptmasse ihrer Stahlkonstruktion über dem Messniveau liegen und so die Minima erzeugen, beim nordöstlichsten sogar mit nördlich vorgelagertem Maximum. Die beiden südlichsten sind nur noch randlich angeschnitten.

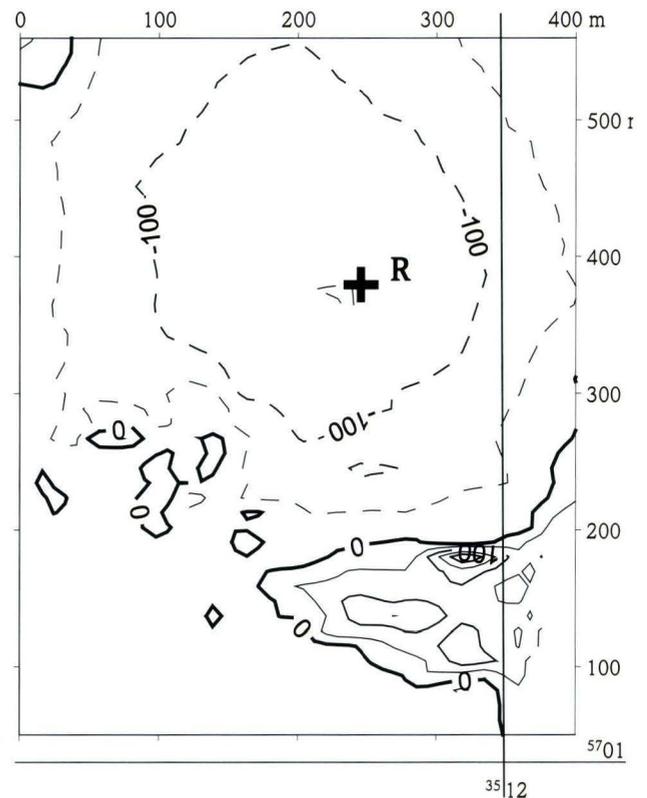


Abb. 5. Bereich der Messungen 1978/80, der 2002 noch einmal überdeckt wurde in neuer Bearbeitung mit SURFER®, Isolinienabstand 50 nT (R = Bezugspunkt).

² IGRF SYNTHESIS FORM über <http://www.geomag.bgs.ac.uk> → Models, Charts and Magnetic Data for Navigation → International Geomagnetic Reference Field

4.3 Vergleich von alter und neuer Vermessung

Abb. 5 zeigt den Bereich der alten Vermessung, der von der neuen (Abb. 4) ebenfalls überdeckt wird, in einer gleichartigen Verarbeitung mit SURFER® im selben Maßstab. Der Referenzpunkt R in sämtlichen Abbildungen und das Koordinatenkreuz sollen einen Vergleich der verschiedenen Darstellungen erleichtern.

Die Anomalienbilder beider Vermessungen sind praktisch identisch. Man muss bei der Beurteilung berücksichtigen, dass die Wahl des Nullniveaus Lage und Betrag der Isolinien

direkt beeinflusst. Offensichtlich ist die Veränderung der Basis durch die Säkularvariation über den Zeitraum der 24 Jahre zwischen beiden Untersuchungen gut erfasst worden.

Obwohl die Messpunktdichte auf den Profilen von 2002 ca. fünfmal dichter ist als 1978/80, zeigen die Anomalien eine sehr ähnliche Form. Daraus lässt sich folgern, dass derartige, durch nicht anstehende Störkörper verursachte Anomalien mit einer Messpunktdichte von 10 m hinreichend genau beschrieben werden. Entsprechend reicht bei der kontinuierlichen Messoption des neuen Gerätes eine Wiederholungsrate von 2 s (längste Einstellung) völlig aus.

5. Zusammenfassung

Die Neuvermessung der „Horn'schen Anomalie“ bestätigte nach 24 Jahren die ursprüngliche Interpretation und rundete das Bild bezüglich des Störkörpers ab.

Der Einsatz des verbesserten Typs eines Protonenpräzisionsmagnetometers mit Speicherfähigkeit hat sich bewährt. Der Zeitaufwand für Felddaufnahme und Weiterverarbeitung

ist gegenüber früher halbiert, was die Magnetik verstärkt als einfaches und wirtschaftliches Hilfsmittel bei der geologischen Kartierung in Basaltgebieten empfiehlt.

Die computergestützte Auswertung beschleunigt und verbessert die Auswertemöglichkeiten zusätzlich.

6. Schriftenverzeichnis

- BLUM, R. (1983): Geophysik. – In: Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4521 Liebenau: 114–118, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BREINER, S. (1973): Application Manual for Portable Magnetometers – Geometrics: 58 S., 55 Abb.; Palo Alto.
- HORN, M. (1982): Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4520 Warburg: 238 S., 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- MEIBURG, P. (1983): Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4521 Liebenau: 175 S., 27 Abb., 13 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- HORN, M. & WENDLER, R. (1968): Geophysik als Hilfsmittel geologischer Kartierung. 2. Geologisch-geophysikalische Untersuchungen im Naumburger Graben. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 300–323, 8 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HRVOIC, I. (1973): Dispersion Type Nuclear Magnetic Resonance Magnetometer for Weak Field Measurements. – Canadian Patent 932801; Ottawa.
- WENDLER, R. (1968): Geophysik als Hilfsmittel der geologischen Kartierung. 3. Geophysikalische Arbeiten bei der Kartierung größerer Basaltgebiete. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 324–340, 6 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 17.02.2003, angenommen am 28.02.2003

JOSEF PAUL¹ & DORIT SIGGELKOW²

Lakustrische Sedimente der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein, Norddeutschland)

Kurzfassung

Die Grauen Tonsteinschichten Norddeutschlands nahe der Basis der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins wurden in einem großen, wahrscheinlich meromikten See abgelagert, der sich vom südlichen Niedersachsen bis nach Hamburg erstreckte. Die 5–10 m mächtigen Ablagerungen bestehen aus laminierten Tonsteinen und eingeschalteten, bis einige cm mächtigen Silt- und Feinsandlagen, die zum Teil schräg geschichtet sind und Rippeln enthalten. Sie beweisen kräftige Bodenströmungen. Dolomit und dedolomitisierter Kalzit nehmen bis zu 30 Gew.-% des Gesteins ein. Pyrit und andere Schwermetallsulfide kommen insbesondere in den dunkelgrauen Partien vor. Entwässerungsstrukturen sind die wichtigsten Sediment-Gefüge. Trockenrisse treten nur an der Grenze zu den darüber liegenden Roten Tonsteinschichten auf. Makrofossilien fehlen in den grauen Sedimenten vollständig. Nur Pollen und Sporen sind relativ häufig, da das Erhaltungspotenzial sehr hoch ist. Die meisten Pollen sind bisaccate Formen, die von Koniferen stammen und die vom trockenen Hinterland

per Wind oder Wellen in den See transportiert wurden. Die nächsthäufigsten Formen sind Cycadaceen-Pollen, die aus einem feuchteren Environment kommen. Leiosphaeridien, Sporen von Grünalgen, sind die einzigen Vertreter der autochthonen Mikroflora. Sie zeigen einen salzigen oder brackigen Einfluss an. Der See war wohl nur wenige Zehner Meter tief, infolge eines gewissen Salzgehaltes permanent geschichtet, H₂S-haltig und daher lebensfeindlich. Er entstand während einer Periode exzeptionell humiden Klimas. Sein Bestehen wird auf 10⁴ bis 5 × 10⁴ Jahre geschätzt.

Im südlichen Niedersachsen enthalten dunkelgraue Abschnitte bis zu 100 ppm Uran. Auch andere Schwermetalle, wie Kupfer, Blei, Zink und Arsen, kommen in höheren Konzentrationen vor. Die H₂S-haltigen, reduzierenden Wässer des Sees wirkten als Senke für die Schwermetalle, die mit der Verwitterungsfracht aus Süddeutschland, dem Böhmischem Massiv und dem französischen Massif Central in das Germanische Becken transportiert wurden.

Abstract

Generally, sediments of the Lower Triassic Buntsandstein consist of variegated sand- and mudstones. Only near the base of the Solling-Folge, there are in northern Germany five to ten metres thick dark and light grey sediments which are termed Graue Tonsteinschichten (Grey Mudstone Member). They are deposited in a large lake of size of about 50 000 km². These sediments were investigated from cores as well as outcrops like railway cuts and disused quarries. They consist of laminated mudstones with intercalated thin layers of silt- and sandstones. Some of these layers are cross-bedded and rippled or lensoid. Water escape structures are the most frequent sedimentary structures, whereas desiccation cracks are missing. The contents of dolomite and dedolomitic calcite reach up to

30 %. Pyrite and other sulfides are present throughout the succession, preferably in the darker parts. There are no macrofossils in these grey sediments. On the other hand, pollens and spores are abundant due to the high potential of preservation. Most pollens are bisaccate forms which originate from conifers and derived from the dry upland. Next frequent species are cycadaceans pollens coming from more humid environments. Spores deriving from ferns are rare. The green alga *Leiosphaerida* sp. indicating a saline environment represents the only autochthonous microflora.

In the south of Lower Saxony, these sediments contain up to 100 ppm uranium. These high values occur especially in dark grey mudstones. Other heavy metals, like copper, lead,

¹ Prof. Dr. J. Paul (e-mail: jpaul@gwdg.de), Göttinger Zentrum für Geowissenschaften, Abt. Sedimentologie/Umwelt, Goldschmidt-Str. 3, D-37077 Göttingen

² Dipl.-Geol. Dorit Siggelkow (e-mail: siggelkow@uni-bremen.de), z. Zt. FB Geowissenschaften der Univ. Bremen, Postfach 33040, D-28334 Bremen

zinc and arsenic are enriched, too. The H₂S-containing water of the lake acted as a sink for the heavy metals which were transported into the lake adsorbed to clay minerals.

The grey mudstones are deposited in a large but shallow meromictic lake of a closed basin. Most likely, the increased salinity of the bottom water led to stable stratification preventing the aeration of hypolimnion and sediments. The lake exist-

ed during a period of exceptional humid conditions. Duration of lake sedimentation is estimated to 10⁴ to 5×10⁴ years. Accordingly, rates of sedimentation may vary between 0,1 and 1 mm/year. Sediments and heavy metals originate from the extensive areas of crystalline rocks of southern Germany, the Bohemian Massif and the French Massif Central where they were eroded and transported into the Germanic Basin.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	62
2. Material und Untersuchungsmethoden	63
3. Beschreibung der Profile	64
3.1 Bohrung Remlingen 5	64
3.2 Bahneinschnitt Heisenacken	69
3.3 Bohrung Goldenstedt T2	69
3.4 Graue Tonsteine von Bremke und Waake bei Göttingen	69
4. Diskussion und Interpretation	70
4.1 Räumliche Verbreitung der Grauen Tonsteinschichten	70
4.2 Stratigraphische Position	71
4.3 Mächtigkeit	71
4.4 Petrographie	71
4.5 Fossilinhalt	72
4.6 Salinität und trophische Verhältnisse des Sees	74
4.7 Farbe und Redoxpotenzial des Sediments	74
4.8 Energieverhältnisse und Wassertiefen	75
4.9 Dauer der lakustrischen Phase und Sedimentationsraten	75
4.10 Uran und andere Schwermetalle	75
4.11 Herkunft und Transport des Sediments	76
4.12 Steuernde Faktoren der Sedimentation	76
5. Zusammenfassung	77
6. Schriftenverzeichnis	78

1. Einleitung

Die Ablagerungen des triassischen Buntsandsteins bestehen überwiegend aus bunten, das heißt roten Sand- und Tonsteinen, wobei gelegentlich die Sandsteine auch hell oder weiß sein können. Dies gilt insbesondere für den bis etwa 500 m mächtigen Mittleren Buntsandstein, der sich aus insgesamt vier Folgen zusammensetzt (Tab. 1). In dieser Schichtenfolge kommt nahe der Basis der Solling-Folge in Norddeutschland ein 5–10 m mächtiger grauer, feinkörniger Abschnitt vor, der in der stratigraphischen und regionalen Geologie unterschiedlich als Graue-Tonstein-Fazies (HERRMANN & HOFRICHTER 1963), Zone der Grünen Tone (LEPPER 1976), Graue Tonsteinschichten (PAUL & KLARR 1988), Horizont der grauen Tone (RÖHLING 1991) oder Graue Tonige Zwischenschichten (JORDAN 1996)

bezeichnet wird. Näher beschrieben wurden diese Gesteine zum ersten Mal von GRUPE & HAACK (1914) als Zone der Grauen Schieferletten. Darüber folgen – häufig durch eine violette Übergangsschicht verbunden, die zum Teil noch zu den Grauen Tonsteinschichten (GTS) gestellt wird – rote Tonsteine, die Roten Tonsteinschichten (smST2). Die grauen Tonsteine, die früher zeitweise zur Hardegsen-Folge gezählt wurden (BOIGK 1957, HERRMANN & HOFRICHTER 1962), fielen bereits in den 50er Jahren des letzten Jahrhunderts bei der Exploration auf Kohlenwasserstoffe in den geophysikalischen Bohrlochmessungen durch hohe Gammastrahlenaktivitäten auf, die durch relativ hohe Gehalte an Uran bedingt sind (TRUSHEIM 1961a, REUTER 1961, WOLBURG 1961). Die Strahlung ist so hoch, dass die

Tab. 1. Stratigraphische Einheiten der Solling-Folge und ihre Mächtigkeiten in der Bohrung Remlingen 5 und im Solling. Nach PAUL & KLARR (1988) und LEPPER (1976).

Folgen	Süd-Niedersachsen ¹	Nord-Hessen ²
Solling-Folge smS	Tonige Grenzschichten smST (ca. 16 m)	Stammen Schichten (ca. 25 m)
	Solling-Bausandstein smSS (ca. 17 m)	Karlshafen Schichten (30 m)
	Rote Tonsteinschichten smST2 (ca. 12 m)	Trendelburg Schichten (60 m)
	Graue Tonsteinschichten smST1 (5–10 m)	Wilhelmshausen Schichten (10 m)
	Weißvioletter Basissandstein smSB (1–2 m)	
Hardeggen- Folge smH		
Detfurth-Folge smD		
Volpriehausen- Folge smV		

¹ Mächtigkeiten Bohrung Remlingen 5 (PAUL & KLARR, 1988)

² Mächtigkeiten nach LEPPER, 1976

Schicht als Markerhorizont genutzt werden kann, der von Bohrung zu Bohrung verfolgbar ist. Die hohen Uran-Gehalte waren im südlichen Niedersachsen, wo die Schicht ausstreicht oder in geringer Tiefe ansteht, der Anlass für eine Explorationskampagne auf Uran (LUDWIG 1961, 1962). In jüngerer Zeit wurde außerdem festgestellt, dass die Tonsteine neben anderen Schwermetallen auch hohe Arsen-Gehalte aufweisen, die die Trinkwasser-Qualität der Grundwässer beeinflussen (GOLDBERG et al. 1995). Trotz dieser Anomalien, die die GTS gegenüber anderen Schichten des Buntsandsteins auszeichnen, sind sie bislang weder detailliert beschrieben noch genauer faziell und sedimentologisch gedeutet worden. Deshalb wurden sie in zwei Lokalitäten näher untersucht (SIGGELKOW 2000): die Tief-

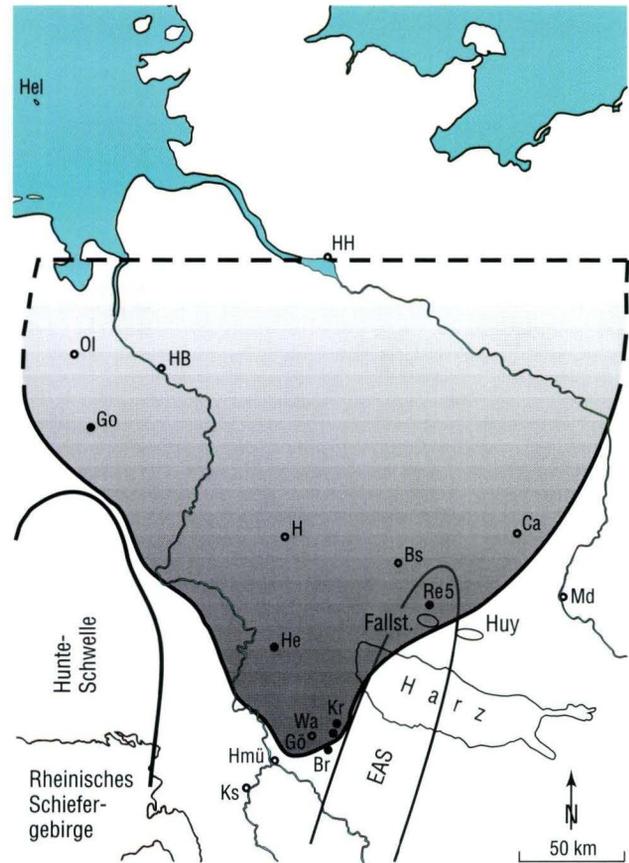


Abb. 1. Lage der untersuchten Lokalitäten und Vorkommen der Grauen Tonsteinschichten. Br = Bremke, Bs = Braunschweig, Ca = Calförde, Go = Goldenstedt T2, Gö = Göttingen, H = Hannover, HB = Bremen, He = Heisenacken, Hel = Helgoland, HH = Hamburg, Hmü = Hann. Münden, Kr = Krebeck, Ks = Kassel, Md = Magdeburg, Ol = Oldenburg, Re5 = Remlingen 5, Wa = Waake. Grenzen der Grauen Tonsteinschichten nach HERRMANN & HOFRICHTER (1963); LEPPER (1976); PRIMKE & RADZINSKI (1976); PUFF & RADZINSKI (1976, 1980); RADZINSKI (1976); SCHULZE (1970).

bohrung Remlingen 5, die nördlich des Harzes abgeteufte wurde und der Bahneinschnitt des Heisenacken am Nordrand des Sollings im südlichen Niedersachsen (Abb. 1). Zum Vergleich wurden graue Tonsteine der Solling-Folge in Bremke und Waake am Südrand des Vorkommens untersucht.

2. Material und Untersuchungsmethoden

Die Bohrung Remlingen 5 wurde 1983–1984 am Südrand des Asse-Sattels abgeteufte. Sie hat die Koordinaten R 4408717, H 5777743 und durchörterte zwischen 1 676,5 und 1 773,6 m Tiefe den Mittleren Buntsandstein. Im Buntsandstein ist sie vollständig gekernt. Der Kerngewinn beträgt 100 %. Die Kerne haben einen Durchmesser von 12 cm. Sie sind ungestört und

hervorragend erhalten. Außerdem liegen von der Bohrung Gamma-, Widerstands-, Akustik- und Spektral-Logs vor. PAUL & KLARR (1988) untersuchten die Feinstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins. Weitere Angaben zur allgemeinen Stratigraphie und Tektonik sind bei KLARR (1981) und KLARR et al. (1987) zu finden. Die hier vorgelegten

Untersuchungen umfassen den oberen Bereich des Weißviolettten Basissandsteins, die GTS und den Übergang zu den Roten Tonsteinschichten.

Der Bahneinschnitt am Heisenacken zwischen Lenne und Vorwohle nordwestlich Einbeck (TK 25, Bl. 4124 Dassel) ist ein klassischer Aufschluss, der den Mittleren Buntsandstein von der Detfurth-Folge bis zu den Tonigen Grenzschichten am Top der Solling-Folge erschließt (KRÄMER 1961, LUDWIG 1961, HERRMANN & HOFRICHTER 1963, NATHUSIUS 1992). Die Stelle der Probenahme befindet sich an der Basis eines etwa 10 m tiefen künstlichen Einschnittes. Diese Position sollte eine stärkere Oxidation und Änderung der gegenüber der Verwitterung sehr empfindlich reagierenden Tonsteine verhindern. Näher untersucht und beprobt wurden die GTS und der untere Bereich der Roten Tonsteinschichten.

Zum Vergleich wurden auch einige bis 1,2 m mächtige Lagen von grauen Tonsteinen in aufgelassenen Steinbrüchen bei Waake (TK 25, Bl. 4426 Ebergötzen, R 3574450, H 5714500) und bei Bremke (TK 25, Bl. 4525 Reinhausen, R 3571730, H 5703000) östlich beziehungsweise südöstlich von Göttingen aufgenommen und beprobt. Tonsteine aus diesen Brüchen enthalten verschiedene Fossilien (LANGE 1922, SCHLÜTER & SCHMIDT 1927, MEISCHNER 1962). Ferner wurden weitere Aufschlüsse der GTS im südlichen Niedersachsen inspiziert, aber nicht beprobt.

Die makroskopische Beschreibung umfasst die Parameter Lithologie, Korngrößen, Farbe, Sedimentstrukturen, Komponenten und Karbonat-Gehalte. Die Karbonat-Gehalte wurden gasometrisch mit der Karbonat-Bombe nach MÜLLER & GASTNER (1971) bestimmt. Die Kerne wurden geschnitten, angeschliffen, fotografiert, von ausgewählten Teilen Dünnschliffe angefertigt und mit Alizarinrot S angefärbt. Mittels Röntgendiffraktometrie wurden die Karbonat-Phasen und die Stöchiometrie des Dolomits bestimmt. Entsprechend wurde mit den Oberflächenproben vom Heisenacken und den aufgelassenen Steinbrüchen verfahren.

Außerdem wurde die Pollen- und Sporomorphenführung der GTS analysiert. Die Proben wurden nach KAISER & ASHRAF (1974) aufbereitet. Zur Herstellung von Dauerpräparaten wurde Glycerin-Gelatine verwendet. Die Palynomorphen wurden nach DOUBINGER & BÜHMANN (1981), ECKE (1986), MÄDLER (1964), POTONIE (1956, 1958, 1960, 1966, 1970a, 1970b), REINHARDT & SCHMITZ (1965), REITZ (1985) und TRAVERSE (1988) bestimmt. Zur Berechnung der relativen Häufigkeit der Sporomorphen wurden jeweils 200 und mehr Pollenkörner ausgezählt.

Die geophysikalischen Logs der Bohrung Remlingen 5 wurden mit entsprechenden, bereits veröffentlichten Logs nordwestdeutscher Bohrungen verglichen und analysiert (TRUSHEIM 1961a, WOLBURG 1961, RÖHLING 1991, GOLDBERG et al. 1995). Spektralspezifische Logs der Gamma-Aktivität ermöglichen, die Gesamtaktivität den drei in Frage kommenden strahlenden Elementen Kalium, Thorium und Uran zuzuordnen und auch deren Menge annähernd quantitativ zu bestimmen.

	Tonstein		Trockenrisse
	Silt und Feinsandstein (Lagen und Linsen)		Rippeln
	Sandstein		Tonfasern
	gradierte Schichtung		Pflanzenhäcksel
	Schrägschichtung		Karbonat-Körner
	Entwässerungsstrukturen		erosives Eingreifen
	hauptsächlich vorkommend (bei Farbe und Korngröße)		
	untergeordnet vorkommend (bei Farbe und Korngröße)		

Legende zu Abb. 2.



3. Beschreibung der Profile

3.1 Bohrung Remlingen 5

Die Solling-Folge beginnt mit dem Weißviolettten Basissandstein (Abb. 2). Er besteht aus einem hellen Fein- bis Mittelsandstein, der karbonatisch zementiert ist. Der nur 2,40 m mächtige Sandstein setzt relativ unvermittelt ein. Eine tiefer greifende Aufarbeitung oder ein Violetter Horizont (VH) lässt sich nicht erkennen. Im oberen Teil des Sandsteins treten einzeln Karbonat-Konkretionen oder -Klasten auf, die aber nicht näher untersucht wurden. Die obersten 25 cm werden von einem weißen karbonatischen Sandstein gebildet, der Intraklasten aus grauen Tonsteinen enthält. An der Grenze zu den hangenden GTS sind sowohl der Sandstein als auch der Tonstein

durch Entwässerungsstrukturen (water escape structures) intensiv gestört (Abb. 3).

Die GTS sind in der Bohrung Remlingen 6,30 m mächtig. Die Farben der Tonsteine variieren zwischen grünlich grau bis olivgrün, dunkelgrau bis schwarzgrau, wobei die Nuancen ineinander übergehen, so dass Grenzen nur schwierig zu ziehen sind. Es wurde deshalb bei der Profilaufnahme nur zwischen hell- und dunkelgrau unterschieden. Zwischen 1 724 und 1 723 m kommen einige mm-mächtige rötliche Lagen vor.

Die GTS sind bis auf wenige Ausnahmen laminiert (Abb. 4). Sie enthalten bis maximal 1 cm dicke Silt- und Feinsand-Lagen,

Lakustrische Sedimente der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein, Norddeutschland)



Abb. 2. Synoptisches Profil des oberen Weißvioletten Basissandsteins und der Grauen Tonsteinschichten in der Bohrung Remlingen 5.

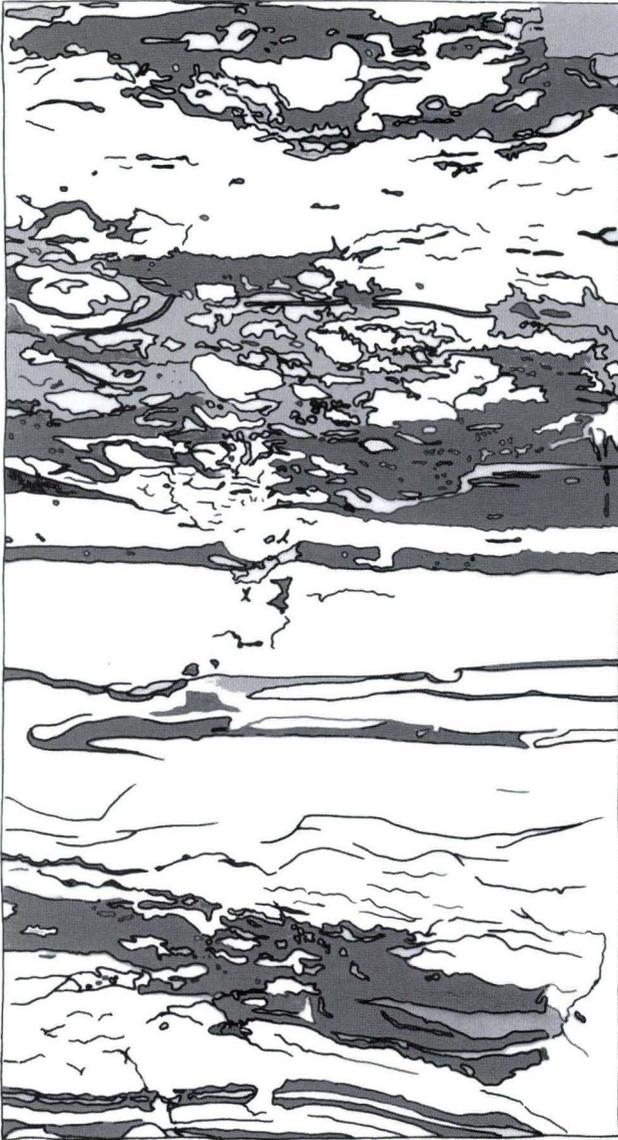


Abb. 3. Durch Entwässerungsstrukturen deformierte Schichtung am Übergang zwischen dem Weißvioletten Basissandstein und den GTS. weiß: Sandstein; hellgrau: Siltstein, dunkelgrau: Tonstein. Kernlänge: 8 cm. 1726,8 m Teufe. Bohrung Remlingen 5.

die häufig bereits nach wenigen cm auskeilen (Abb. 5, 6). Auch makroskopisch homogen erscheinende Abschnitte sind häufig unter dem Mikroskop durch dünne ($> 0,1$ mm) Siltlagen, die zum Teil auch als Einzelkornlagen vorkommen, gegliedert (Abb. 7). Auffällig ist, dass die Unterseiten der Siltbänder fast immer eben sind, während die Oberseiten eher unregelmäßig, wellig sind. Die Siltbänder sind häufig gradiert, wobei die basale Kornschicht Feinsandgröße erreichen kann. Etwas



Abb. 4. Profil der Grauen Tonsteinschichten. Dunkelgrau: Tonstein; Hell: Feinsand- und Siltlagen. Geschnittener Kern, 1723 m Teufe. Bohrung Remlingen 5.

dickere Bänder sind verschiedentlich schräg geschichtet (Abb. 5, 6). Es kommen auch amalgamierte Siltlagen vor, kenntlich an Kornvergrößerungen innerhalb der Lagen (Abb. 8). In einigen Fällen haben die Bänder ihre Unterlage erodiert. Die Glimmer sind eingeregelt und zeichnen die Schichtung nach. Die Siltkörner setzen sich überwiegend aus eckigen Quarzen zusammen. Nur wenige dispers verteilte Körner bestehen aus Karbonat. Bei 1720,9 m bilden karbonatische Rundkörner, die

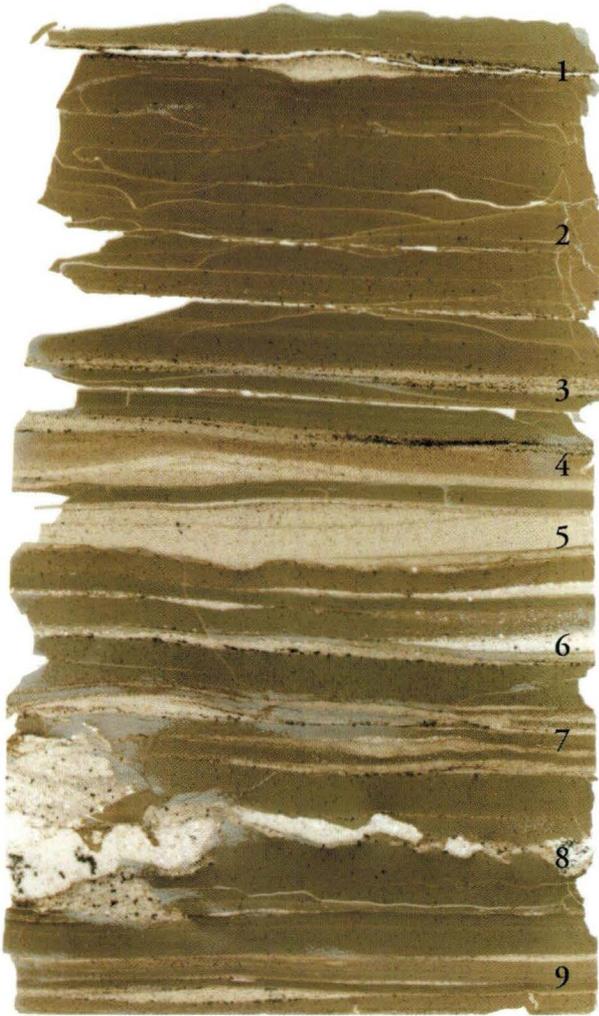


Abb. 5. Laminierte Tonsteine mit eingeschalteten Silt- und Feinsandlagen.

- 1 = Grobsiltlinse, Anreicherungen von Pyrit;
 - 2 = Tonstein, laminiert;
 - 3 = Tonstein, laminiert, mit kubischem Pyrit, $130\ \mu\text{m}$;
 - 4 = Fein- bis Mittelsilt, im oberen Bereich Pyrit angereichert;
 - 5 = Grobsilt, feinsandig, schräg geschichtet;
 - 6 = Feinsandlinse;
 - 7 = Fein- bis Grobsilt, wellige Schichtung, erosive Basis, Pyrit;
 - 8 = Fein- bis Mittelsand, durch Entwässerung deformiert;
 - 9 = einzelne Feinsiltlagen, gradiert.
- 1728 m Teufe. Bohrung Remlingen 5. Maßstab: 1,6-fach.

einen Durchmesser von etwa $25\text{--}50\ \mu\text{m}$ erreichen, mehrere dünne Lagen (Abb. 2). Größere karbonatische Körner kommen zusammen mit silikatischem Fein- und Mittelsand in einem Trockenriss im selben Niveau vor. Bei 1722,20 m bilden siltkorngroße Karbonatkörner eine einzelne Lage. Da von diesen Partien keine Dünnschliffe vorliegen, ist es unsicher, ob es Ooide, Onkoide oder nur coated grains sind.



Abb. 6. Wechsellagerung von laminierten Tonsteinen mit Siltsteinlagen und -linsen.

- 1 = Tonstein, laminiert;
 - 2 = Grobsilt, ungeschichtet;
 - 3 = Mittelsilt, trogförmige Schrägschichtung, schichtparallel eingeregelter Glimmer;
 - 4 = Feinsilt, schräg geschichtet;
 - 5 = Tonstein, laminiert mit kubischem Pyrit;
 - 6 = Siltlagen mit Pyrit angereichert;
 - 7 = Grobsiltlagen, feinsandig, gradiert, erosive Basis;
 - 8 = Grobsiltlinse, feinsandig, schräg geschichtet;
 - 9 = Feinsiltlinse.
- 1724,20 m Teufe. Bohrung Remlingen 5. Maßstab: 1,6-fach.

Die ursprüngliche Lamination ist besonders in den Bereichen zwischen 1726,7–1729,3 m und 1720,3–1721,8 m durch Entwässerungsvorgänge deformiert worden. Diese Entwässerungsstrukturen (water escape structures) sind nur schwierig von Trocken- oder Synäreserissen zu unterscheiden. Echte Trockenrisse kommen im obersten Teil des Kerns an der Grenze zu den Roten Tonsteinschichten vor.

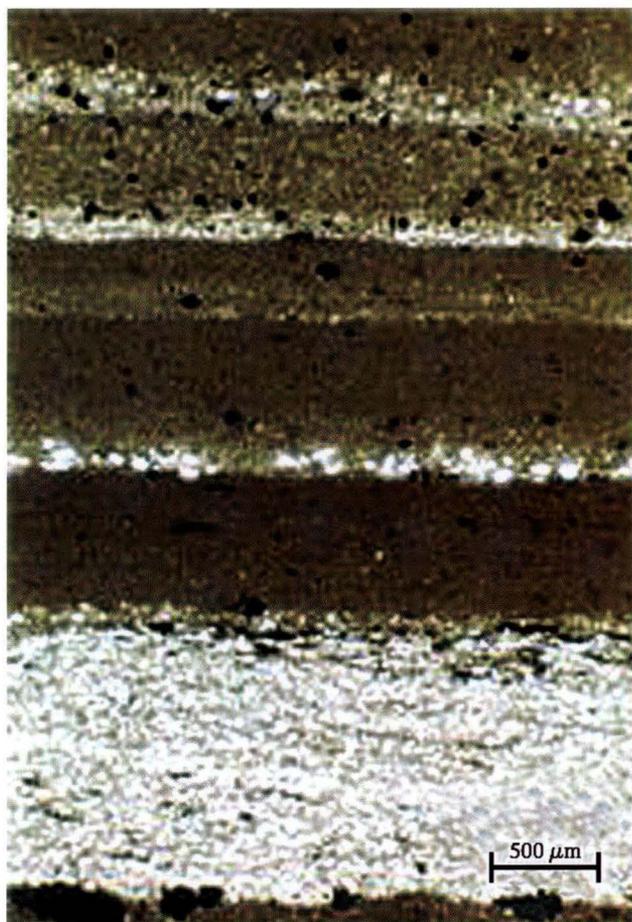


Abb. 7. Abfolge von Siltlagen. Die unterste Lage ist schräg geschichtet und enthält an der Unterseite Pyritaggregate und im oberen Bereich schichtparallel eingeregelt Glimmer. Die oberen Siltlagen sind gradiert und enthalten Himbeer-Pyrit. Dünnschliff, 1722,10 m Teufe. Bohrung Remlingen 5.

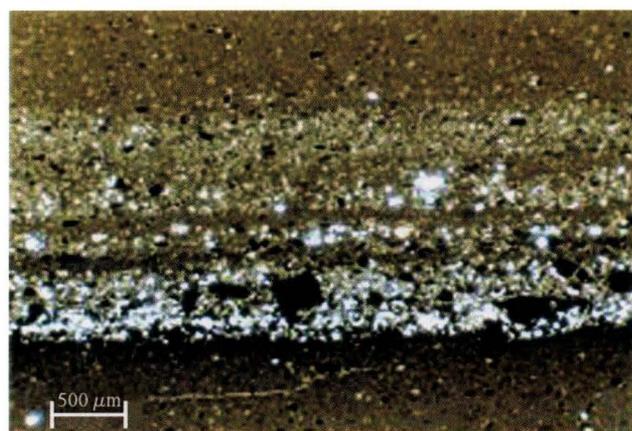


Abb. 8. Amalgamierte Siltlage. An der Basis Anreicherungen von Pyrit sowohl als kubische Kristalle als auch als Himbeer-Pyrit. Dünnschliff, 1722,1 m Teufe. Bohrung Remlingen 5.

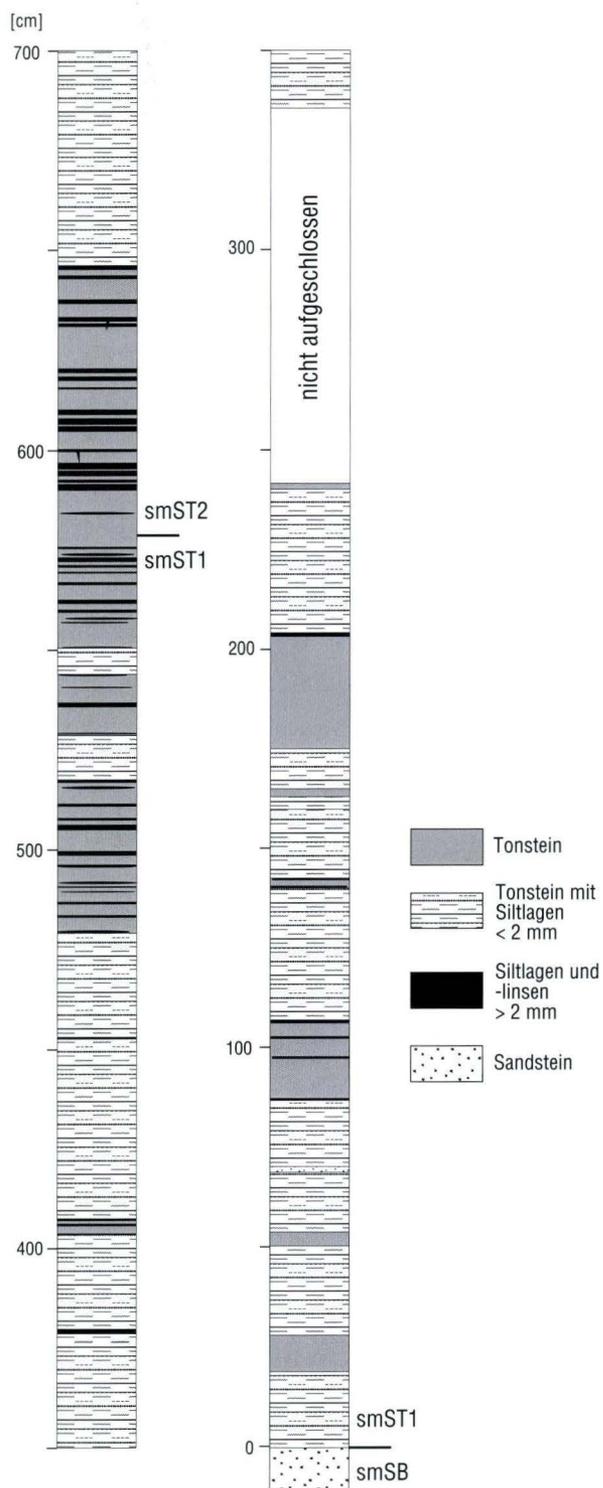


Abb. 9. Profil der Grauen Tonsteinschichten am Bahnschnitt Heisenacken.
 smST2 = Rote Tonsteinschichten;
 smST1 = Graue Tonsteinschichten;
 smSB = Weißvioletter Basissandstein.

Die GTS enden an einer etwa 20 cm dicken Feinsandbank. Der Farbumschlag rot/grau befindet sich innerhalb dieser gut geschichteten Bank. Über dieser Bank kommen fast ausschließlich rote Ton- und Schluffsteine vor. Graue Sedimente sind dann nur noch als dünne Lagen vorhanden.

3.2 Bahneinschnitt Heisenacken

Die GTS des Heisenacken sind im Prinzip ähnlich aufgebaut wie die der Bohrung Remlingen 5 (Abb. 9), so dass hier nur die Unterschiede näher betrachtet werden. Die Schichten sind 5,80 m mächtig. Die Lamination ist nicht so eng ständig. Es gibt auch einige homogene Abschnitte. Die Silt- und Sandbänder sind am Heisenacken häufig dicker. Sie können bis 2 cm mächtig werden. Außerdem sind sie deutlich grobkörniger. Die größten Körner erreichen Mittelsandgröße. Auch Rippeln sind häufiger und deutlicher ausgeprägt. Pyrit wurde nur selten beobachtet. Aber das kann auch eine Folge der Oberflächen-Verwitterung sein. Dies gilt auch für die Farben. Am Heisenacken kommen gelbliche Farben vor, die als Verwitterungsfarben gedeutet werden. Unterschiedlich sind auch die Sedimentstrukturen. So konnten am Heisenacken keine Entwässerungsstrukturen beobachtet werden. Eine direkte Korrelation – cm für cm – der beiden Vorkommen ist nicht möglich, da keine Markerhorizonte vorhanden sind. Aber auf Grund der dickeren Siltlagen und der nicht so stark ausgeprägten Lamination ist trotz etwa gleicher Gesamtmächtigkeit anzunehmen, dass der See am Heisenacken über eine kürzere Zeit existierte.

Am Heisenacken wurde auch der unterste Teil der Roten Tonsteinschichten aufgenommen (Abb. 9). Neben den roten Tonsteinen kommen immer wieder graue Lagen vor. Hier treten auch Trockenrisse auf, die ein Trockenfallen des Sees anzeigen.

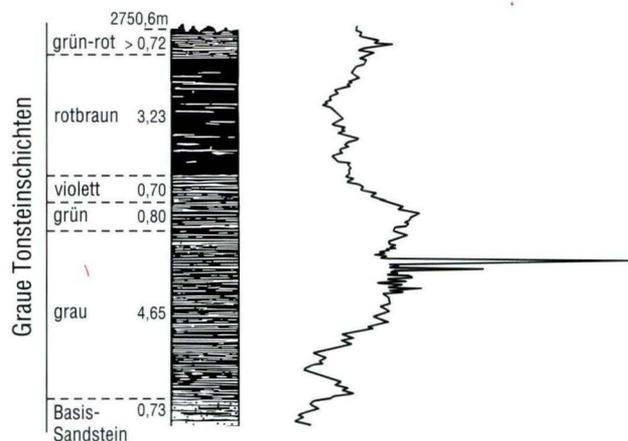


Abb. 10. Profil und Gammastrahlen-Log der Grauen Tonsteinschichten in der Bohrung Goldenstedt T2. Nach TRUSHEIM (1961).

3.3 Bohrung Goldenstedt T2

Die Bohrung Goldenstedt T2 wurde bei Vechta in Süd-Oldenburg abgeteuft. Paläogeographisch steht die Bohrung auf der nach Norden abtauchenden Hunte-Schwelle (Abb. 1). Der Abschnitt der GTS wurde gekernt. Die Mineralogie und die Sedimentstrukturen, die in den Kernen vorkommen, wurden von TRUSHEIM (1961a) beschrieben, so dass diese Bohrung, die relativ weit im Norden liegt, mit den randnäheren Sedimenten der Remlingen 5 und des Heisenacken verglichen werden kann.

Die Mächtigkeit der GTS beträgt einschließlich der violetten Übergangsschicht 6,15 m (Abb. 10). Die Ablagerungen bestehen aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen karbonatfreien, Pyrit führenden Tonsteinen und hellen dolomiti-schen bis kalkigen Sandsteinen. Über den grauen Sedimenten folgen 0,80 m mächtige grüne, dann 0,70 m violette Tonsteine, bevor schließlich das Sediment rotbraun wird. Auffällig ist, dass trotz der beckennahen Lage die Sandsteinlagen bis maximal 7 cm mächtig werden können. Sie sind besonders in den grauen Tonsteinen häufig, während sie in den roten dünner und seltener sind. Die Sandsteinlagen können ebenschichtig, geripgelt oder linsig ausgebildet sein. Nach TRUSHEIM (1961a) sollen Trockenrisse die häufigsten Sedimentstrukturen sein. Die dort von ihm veröffentlichte Abbildung (TRUSHEIM 1961a: 799, Abb. 4) zeigt jedoch keine Trockenrisse, sondern nur Entwässerungsstrukturen, die durch Kompaktion etwas deformiert sind. Auch in der Bohrung Goldenstedt T2 fanden sich weder Körper- noch Spurenfossilien. Uran ist ausweislich des Gammastrahlen-Logs in drei Anomalien angereichert, von denen die bedeutendste im oberen Drittel des grauen Abschnittes liegt. Die Anomalien sind auf jeweils 2–3 cm mächtige Abschnitte beschränkt. Die Uran-Gehalte erreichen aber nicht die Konzentrationen, die im südlichen Niedersachsen auftreten.

3.4 Graue Tonsteine von Bremke und Waake bei Göttingen

Die jeweils östlich der Orte Bremke und Waake (Abb. 1) in aufgelassenen Steinbrüchen erschlossenen Profile von grauen Tonsteinen liegen knapp 10 m über der Basis der Solling-Folge, also in einer stratigraphischen Position, die derjenigen der Grauen Tonsteinschichten etwa entspricht. Die Sedimente ähneln den von Remlingen und vom Heisenacken beschriebenen Gesteinen, so dass diese Vorkommen in die Untersuchungen einbezogen wurden. Die geringe Mächtigkeit und die Lage am Rand der Grauen Tonsteinschichten ließen daran denken, dass es sich um die Randfazies dieses Schichtpakets handeln könne.

In Bremke folgt über schräg geschichteten roten Feinsandsteinen der basalen Solling-Folge ein gut ein Meter mächtiges Paket von fein geschichteten, zum Teil auch laminierten Ton-

und Schluffsteinen, die vorwiegend grau, untergeordnet auch violett und rötlich sind. Bei der Untersuchung stellten sich allerdings Unterschiede zu den Grauen Tonsteinschichten heraus. Die Bremker Tonsteine wurden in einem langen, aber nur schmalen Streifen abgelagert. Die Breite beträgt etwa 50 m, während sie sich in der Länge vermutlich einige 100 m weit über ein Tal hinweg verfolgen lassen (MALTNER 2002). Lateral wird die Mächtigkeit geringer und die Tonsteine keilen schließlich aus, sind aber als Fuge in den Sandsteinen weiter zu verfolgen. Die Tonsteine sind laminiert. Dünne, einige Millimeter bis einen Zentimeter erreichende Sandlagen akzentuieren die Schichtung. So fehlen hier die sowohl in Remlingen als auch am Heisenacken auftretenden Rippeln. Als Zeichen eines gewissen Salz- bzw. Elektrolytgehaltes im Porenraum kommen Synärese-Risse und Gipsrosetten vor. Dagegen fehlen Kalzit und Dolomit, die sonst in fast allen Bereichen der Grauen Tonsteinschichten in wechselnden Gehalten auftreten, vollständig.

4. Diskussion und Interpretation

Aus den hier beschriebenen detaillierten Profilaufnahmen wird der Schluss gezogen, dass die GTS in einem großen See abgelagert wurden, der über einen längeren Zeitraum persistierte, vergleichbar dem Tschad-See, dem Großen Salzsee in Nordamerika oder dem australischen Lake Eyrie beziehungsweise dem See, in dem sich die eozäne Green River Fm. bildete. Die wichtigsten Eigenschaften dieses Sees werden diskutiert, soweit sie sich aus Profil-Aufnahmen, Laboruntersuchungen und Literatur ergeben.

Jedoch entstanden nicht alle grauen Sedimente, die nahe der Basis der Solling-Folge abgelagert wurden, in einem See. Insbesondere Vorkommen in der Nähe des Randes, wie in Bremke und Waake, sind fluviatile Sedimente, die in Rinnen, Altarmen oder oxbow lakes gebildet wurden. Auf die Unterschiede zu den GTS wird näher eingegangen.

4.1 Räumliche Verbreitung der Grauen Tonsteinschichten

Hauptverbreitungs-Gebiet der GTS ist das südliche Niedersachsen, wo sie aus zahlreichen Bohrungen und Tagesaufschlüssen beschrieben worden sind (Abb. 1). Nach Norden, im mittleren Niedersachsen, wird die Informationsdichte geringer, da hier die Solling-Folge in größeren Tiefen vorkommt und die gering mächtigen grauen Tonsteine in Spülbohrungen nicht immer erkannt werden. In Sachsen-Anhalt werden von

Bekannt wurde der Steinbruch³ durch zahlreiche Funde von Pflanzenresten und vor allem durch den Pfeilschwanzkrebs *Psammolimulus gottingensis* (LANGE 1922, MEISCHNER 1962). Die Pflanzenreste bestehen neben dem häufigen Häcksel aus der von SCHLÜTER & SCHMIDT (1927) beschriebenen Konifere *Yuccites vogesiacus*, den Farnen *Neuropteridium grandifolium* und *Pecopteris sulciana* und zahlreichen Resten des Schachtelhalmes *Equisetes arenaceum*. An tierischen Fossilien fanden sie Conchostraken und den Flügel einer Schabe.

Insgesamt lassen sich graue Tonsteine vom Bremker Typ ohne detaillierte Untersuchungen nur schwer von den lakustrischen Grauen Tonsteinschichten unterscheiden. Dies gilt insbesondere für Bohrungen, an denen die zur Abgrenzung wichtigen lateralen Lagerungsverhältnisse nicht beobachtet werden können.

Im Aufschluss von grauen Tonsteinen östlich Waake liegen ähnliche geologische Verhältnisse wie in Bremke vor, nur dass hier die grauen Tonsteine mit etwa 0,5 m geringer Mächtigkeit sind und lateral auch eher auskeilen. Auch ihre Lithologie und Sedimentstrukturen ähneln einander.

der Scholle von Calvörde maximal 8 m mächtige graue Tone erwähnt, die in der Ostaltmark möglicherweise durch sandig-oolithische Bildungen mit Aufarbeitungshorizonten und Opal-Linsen vertreten sind. Die stratigraphische Stellung dieser Schichten ist allerdings nicht völlig geklärt (SCHULZE 1970, PUFF & RADZINSKI 1976, 1980). Auch in Westmecklenburg sollen noch lokal graue Tonsteine vorkommen (RADZINSKI 1976). Nach Süden auf den Harz zu kann die Grenze zwischen Huy und Fallstein gezogen werden (PRIMKE & RADZINSKI 1976). Im Süden des Harzes verläuft die Grenze durch das Eichsfeld, um südlich Göttingens nach Westen umzubiegen (HERRMANN 1961). Bei Bremke, knapp 10 km südöstlich von Göttingen, lassen sich keine GTS mehr nachweisen. Ein mögliches südlichstes Vorkommen könnten die von RETTIG (1996) mitgeteilten Brunnenbohrungen bei Hann. Münden sein, die etwa 2 m mächtige graue Tonsteine ergaben. Da hier aber nähere Angaben zur Sedimentologie fehlen, könnte es sich auch, wie bei den Bremker Vorkommen, um fluviatile Sedimente handeln, zum Beispiel um Ablagerungen von Altarmen oder oxbow lakes. Die Westflanke der Verbreitung lässt sich nur ungenau erfassen, da aus diesem Gebiet weniger Bohrungen bekannt sind. Die Grenze verläuft etwa entlang der Oberweser bis Karlshafen. Auch hier ist es fraglich, ob die in der Bohrung Polier (HERRMANN & HOFRICHTER 1963) und in den Hannoverischen Klippen bei Karlshafen (LEPPER 1993) vorkommenden grauen feinkörnigen Sedimente zu den Grauen Tonsteinschicht-

³ Achtung: Bei der Sammeltätigkeit wird die Tonsteinlage abgegraben. Die senkrechte Steinbruchwand ist bereits weit unterhöhlt und mit dünnen, z.T. verrottenden Holzstempeln abgestützt. Es besteht akute Einsturz- und Lebensgefahr!

ten gezählt werden können. Auch im Bereich des Sollings sind in einigen Bohrungen keine Spitzen im Gammastrahlen-Log zu erkennen.

Weiter folgt die Grenze der nach Norden abtauchenden Hunte-Schwelle und schwenkt nach Westen bis westlich Oldenburg. In der Ems-Senke lassen die Gammastrahlen-Logs keine GTS erkennen. Auch graue Sedimente an der Basis der Solling-Folge oder knapp über ihr wurden von hier nicht beschrieben. Wie weit die GTS nach Norden reichen, ist ungewiss. Aus dem Gebiet nördlich der Elbe liegen nur spärliche Informationen vor. Sicher kommen sie nicht auf Helgoland vor (BINOT & RÖHLING 1988).

Die Verbreitung ist im Wesentlichen an die nördliche Hessische Senke und ihre nördliche Fortsetzung, die auch als Weser-Senke bezeichnet wird, geknüpft. Die GTS kommen zwischen der Eichsfeld-Altmark-Schwelle im Osten und der Hunte-Schwelle im Westen vor. Der Scheitel der Eichsfeld-Altmark-Schwelle wird nur im Bereich der Altmark überschritten. Die GTS bedecken somit ein Gebiet von etwa 50 000 km². Ein Gebiet, das doppelt so groß ist wie der Tschad-See oder achtmal so groß wie der Große Salzsee.

4.2 Stratigraphische Position

Im südniedersächsischen Bereich ist die lithostratigraphische Position der GTS (smST1) eindeutig. Sie folgen auf den Weißvioletten Sandstein (smSS1), den basalen Sandstein der Solling-Folge und werden ihrerseits von den Roten Tonsteinschichten (smST2) überlagert (Tab. 1). Problematischer ist die Korrelation mit Gesteinen der Solling-Folge in Nordhessen. HERRMANN & HOFRICHTER (1962) nahmen an, dass die GTS die beckenwärtige Vertretung des nordhessischen Wilhelmshausen-Sandsteins und die Roten Tonsteinschichten Äquivalente des Trendelburg-Sandsteins seien. Jedoch wurde eine direkte Verzahnung bislang nicht bewiesen. Einige Argumente, so zum Beispiel, dass im nördlichsten Hessen der Trendelburg-Sandstein deutlich feinkörniger ist als der darunter liegende Wilhelmshausen-Sandstein (BECKER 1990), deuten darauf hin, dass die Grauen Tonsteinschichten auch noch den unteren Trendelburg-Sandstein vertreten könnten. Die Gleichsetzung der jeweiligen Grenzen Wilhelmshausen/Trendelburg und Graue/Rote Tonsteinschichten ist jedenfalls bei dem jetzigen Wissenstand mehr oder minder willkürlich (Tab. 1).

4.3 Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der GTS schwankt – von den Rändern der Verbreitung abgesehen – zwischen 5 und 10 Metern. Genauere Zahlenangaben sind mit Vorsicht zu betrachten, da je nach Bearbeiter sowohl die basale Grenze zu den Schluffen und Feinsanden des Weißvioletten Basissandsteins als auch obere Grenze zu den Roten Tonsteinschichten verschieden gezogen wurden, je nachdem ob die violette Übergangszone zu den

roten Tonsteinen dazu gezählt wurde oder nicht. Außerdem liegen aus dem nördlichen Bereich fast nur Spülproben aus größerer Tiefe vor, bei denen der Farbwechsel grau/rot nicht so genau festgestellt werden kann. Es fällt trotzdem auf, wie gering die Unterschiede in diesem doch relativ großen Gebiet sind. Dies spricht für ein sehr ausgeglichenes Relief.

4.4 Petrographie

Makroskopisch bestehen die GTS aus einer engen Wechselagerung dünner Tonsteine und karbonatischer Schluff-/Feinsandsteine. Mineralogisch setzen sie sich in wechselnden Anteilen aus Tonmineralen, Quarz, Feldspäten und Karbonaten zusammen. Untergeordnet kommen Pyrit und andere sulfidische Erze, wie Galenit und Zinkblende vor.

Untersuchungen der Tonminerale liegen von LUDWIG (1961) aus dem südlichen Niedersachsen und REUTER (1961) aus dem Oldenburger Raum vor. Illit ist in beiden Gebieten das häufigste Tonmineral, während Chlorit und Kaolinit nur untergeordnet vorkommen. Außerdem berichtet REUTER (1961) noch von einem mixed layer-Mineral, das sich aus einer Wechsellagerung von Illit und Chlorit zusammensetzt. Quarz kommt sowohl in Form mehr oder minder runder detritischer Körner als auch in Form diagenetischen Zementes vor. Dasselbe gilt für die aus Kalifeldspat und Plagioklas bestehenden Feldspäte.

Karbonate nehmen etwa 15–30 % des gesamten Materials ein. Die niedrigen Werte repräsentieren eher die Bohrung Remlingen, während im Solling und in Oldenburg die Gehalte immer über 20 % liegen (LUDWIG 1961, REUTER 1961). In Remlingen sind in reinen Siltsteinen die durchschnittlichen Gehalte mit 27 % etwas höher als in Tonsteinen, die 19 % erreichen.

Nach den röntgendiffraktometrischen Bestimmungen setzen sich die Karbonate aus Dolomit und Kalzit in wechselnden Anteilen zusammen, wobei in Remlingen die Tonsteine fast ausschließlich Dolomit enthalten, während in den Siltsteinen beide Minerale vorkommen. Ähnliche Verhältnisse beschreibt auch REUTER (1961) aus dem Oldenburger Raum. LUDWIG (1961) gibt für die Vorkommen im südlichen Niedersachsen nur Dolomit an. Es ist allerdings zu bedenken, dass in Tagesaufschlüssen und Flachbohrungen – besonders in den Siltsteinen – häufig schwarze, aus Eisen- und Manganoxiden bestehende Flecken (so genannter Manganmulm) und Dendrite auftreten. Diese sind der Rückstand von gelösten Karbonaten, das heißt, dass hier nur die Restgehalte bestimmt wurden, die noch nicht gelöst sind. Da Dolomit schwerer löslich als Kalzit ist, sollte er bevorzugt übrig bleiben. Unter dem Mikroskop sind die Dolomite in den Tonsteinen als statistisch verteilte, 10–30 µm große, subhedrale Kristalle zu erkennen. Die Dolomite haben keine stöchiometrische Zusammensetzung, sondern wie die röntgendiffraktometrischen Aufnahmen zeigen, reicht ihr Calcium-Gehalt bis 56 Mol %. Außerdem ist in das Kristallgitter Eisen eingebaut. Dies sind Anzeichen, dass der Dolomit diagenetisch entstanden ist. Die in den Siltsteinen vorkommenden

Kalzite zeigen zum Teil noch reliktsch den rhomboedrischen Habitus der Dolomite. Sie entstanden sekundär aus dem Dolomit, sind also Dedolomite. Die Dedolomitisierung fand während der Versenkung statt. Beim mikrobiellen Abbau der im Sediment vorhandenen organischen Substanz wirkte das dabei entstandene CO_2 im Zusammenspiel mit den Ca-Ionen, die aus den Gipsen der über- und unterlagernden Schichten stammten, dedolomitisierend (CLARK 1980). Infolge der besseren Wegsamkeit reagierten die Siltsteine leichter als die praktisch undurchlässigen Tonsteine. Hier blieb der ältere Mineralbestand erhalten. Gestützt wird diese Interpretation durch die Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie der Karbonate, die REUTER (1961) veröffentlichte. Nach ihm ist der Kalzit isotopisch leichter als der Dolomit, eine Folge der Zufuhr von isotopisch leichtem organischem Kohlenstoff bei der Bildung des Kalzits.

Das Vorkommen von bis 30 % Karbonat in Sedimenten des Buntsandstein, in einem Milieu, das sonst keine oder nur wenig Karbonate führt, ist überraschend und erfordert zusätzliche Erklärungen, zumal in den fluviatilen Sedimenten, die dem See vorgelagert sind, keine nennenswerten Karbonat-Gehalte auftreten. Benthische Makroorganismen und detritische Karbonat-Körner, die mit strömendem Wasser in den See gebracht wurden, scheiden daher als Erzeuger und Quelle aus. Die Karbonate entstanden an Ort und Stelle. Ihre Bildung wurde möglicherweise durch Evaporation oder durch Erhöhung des pH-Wertes infolge der Photosynthese-Aktivität von Algen und Bakterien begünstigt. Diese bio-induzierte Fällung durch das Phytoplankton im Epilimnion verursacht einen Regen von Karbonat-Kristallen auf die Sediment-Oberfläche. In diesem Fall würde man allerdings eine größere Menge an erkennbaren organischen Bestandteilen erwarten (Kap. 4.5). Möglich wäre aber auch, dass mikrobielle Prozesse an der Oberfläche des Seebodens oder innerhalb des Sediments, die durch den anaeroben Abbau von im Sediment vorhandenen pflanzlichen Resten (Abb. 2) entstanden, die Bildung von diagenetischen Karbonat-Mineralen, wie Dolomit, Siderit oder Kalzit nahe der Sedimentoberfläche induzierten (TALBOT & KELTS 1986, KELTS & TALBOT 1990). Im Allgemeinen wird die Fällung von Dolomit durch die Anwesenheit von Sulfat-Ionen verhindert oder zumindest dadurch verzögert, dass eine Übersättigung zur Fällung notwendig ist. Werden dagegen die Sulfat-Ionen durch bakterielle Reduktion entfernt, wie es in den GTS der Fall ist, so wird die Fällung von Dolomit begünstigt (KELTS & MCKENZIE 1982). Eine Entscheidung, welche der hier skizzierten Mechanismen wirksam waren, kann mit den bisher vorhandenen Informationen nicht getroffen werden.

Pyrit, das häufigste sulfidische Mineral, kommt in zwei Modifikationen vor: als kubische bis $200 \mu\text{m}$ große Kristalle und als kleine, nur im Mikroskop erkennbare Aggregate von Himbeer-Pyrit. Erstere kommen bevorzugt in den Siltsteinen vor, letztere eher in den Tonsteinen. Häufig ist Pyrit an den Grenzflächen Tonstein/Siltstein angereichert als Folge der unterschiedlichen Wegsamkeiten (Abb. 7). Die Tonlagen wirkten jeweils als

Sperre für die fluide Phase, aus der der Pyrit auskristallisierte. Andere sulfidische Erze, die aber makroskopisch nur gelegentlich beobachtet werden können, sind Galenit (PbS), Zinkblende (ZnS) und Kupferkies (CuS_2). Diese Minerale kommen bevorzugt in den Siltlagen vor.

Die organische Substanz ist in Dünnschliffen als opakes, amorphes Material sowohl in den Silt- als auch in den Tonsteinen zu erkennen. Der TOC-Gehalt beträgt nach Bestimmungen von LUDWIG (1961) an einer Bohrung im südlichen Niedersachsen zwischen 0,15 und 0,69 %. Die organische Substanz stammt vermutlich vom Plankton oder ist vom Festland als feinsten Detritus in den See hineintransportiert worden. Anzeichen für mikrobielle Matten oder erhaltungsfähige Hartteile – bis auf die Pollen und Sporen – wurden bisher nicht beobachtet.

4.5 Fossilinhalt

In den GTS kommen – auch verglichen mit dem schon allgemein fossilarmen Buntsandstein – fast keine Makrofossilien vor. Bislang sind Fossilfunde nur in Form von Fährten aus der jetzt aufgelassenen Tongrube der Ziegelei Krebeck östlich von Göttingen bekannt geworden. Die zahlreichen Fährten wurden, da die Abdrücke mit Sand gefüllt waren und beim Abbau störten, am Rande der Tongrube aufgehaldet. KRÄMER & KUNZ (1964, 1966) beschreiben von hier bis 30 cm große Trittsiegel des zu den Reptilien gestellten *Chirotherium* sp. Eine Neubearbeitung der Krebecker Fährten, die im Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt/Main aufbewahrt werden, steht noch aus, deshalb können sie auch nicht einer bestimmten Art der inzwischen in drei Gattungen und 28 Arten aufgespaltenen Gruppe zugeordnet werden (HAUBOLD 1971, WERNEBURG 1999). Es ist auch nicht bekannt, aus welchem Teil der GTS die Fährten stammen bzw. ob sie in einem bestimmten Horizont oder statistisch verteilt in der Schichtenfolge vorkommen. Andere Anzeichen höherer Organismen, sowohl Körper- als auch Spurenfossilien, sind bislang in den GTS nicht gefunden worden. Sie erweisen sich damit – bei allgemein guten Erhaltungsbedingungen – als extrem lebensfeindlich.

Der häufige Pflanzenhäcksel (Abb. 2), der weniger als einen Millimeter groß ist, stammt wohl aus dem Hinterland und wurde in den See transportiert. Die Gewebereste lassen sich leider nicht näher bestimmen. Pollen und Sporen kommen infolge des sehr hohen Erhaltungspotenzials des reduzierten Sediments sehr zahlreich vor. Bisher liegen nur stichprobenartige Untersuchungen der GTS vor (REITZ 1985, ECKE 1986). Deshalb wurden in der Bohrung Remlingen 5 knapp 20 engmaschig über das Profil verteilte Proben untersucht, um zu erkennen, ob die Zusammensetzung der Mikroflora konstant ist oder einen Trend aufweist (Tab. 2). Vom Heisenacken wurden vier Proben untersucht. Proben, die aus Silt- oder Sandsteinen stammen, enthalten nur wenige oder keine Palynomorphen. Die Tonsteine führen dagegen ausreichend Pollen und Sporen, obgleich sie häufig schlecht erhalten sind.

Tab. 2. Verteilung und Häufigkeit der Palynomorphen. A. Bohrung Remlingen 5. B. Bahneinschnitt Heisenacken. C. Steinbruch bei Waake.



Die quantitative Auswertung ergab, dass die Mikroflora von bisaccaten Pollen dominiert wird (Tab. 2). Die wichtigsten Formen sind *Alisporites cf. grauvogeli*, *Alisporites microreticulatis* und *Lunatisporites pellucidus*. Daneben treten relativ häufig monocolpate Pollen der Gattung *Cycadopites* auf. Sporen sind dagegen weitaus seltener. Die häufigste trilete Form ist hier *Verrucosisporites jenensis*. In einigen Proben konnten Grünalgen aus der Gruppe der Prasinophyten (*Leiosphaeridia* sp.) festgestellt werden, die im höheren Abschnitt der GTS einen

größeren Anteil innehaben. In vielen Proben sind pflanzliche Gewebereste zu finden.

Bisaccate Pollenkörner stammen von der an trockene Standorte angepassten Koniferenflora und gelangen per Windtransport zum Ablagerungsraum (TRAVERSE 1988). Sie können über weite Strecken verfrachtet werden und kommen aus dem Hinterland (upland). Trilete Sporen stammen dagegen von Farnen, die an Feuchsubstrate am Beckenrand gebunden sind (TRAVERSE 1988). Sie werden im Wasser transportiert.

Zwischen beiden Gruppen stehen die vermutlich an ein feuchtes Biotop angepassten Cycadaceen, deren monocolpate Pollen sowohl durch Wind als auch durch Wasser in das Becken eingetragen werden. Nur sehr selten sind monoete, cavate Sporen (*Aratrisporites* sp.) vorhanden, die von mangrovenartigen Pflanzen aus der Gruppe der Bärlapp-Gewächse (Pleuromeiaceen) stammen. Ihr Standort befindet sich am weitesten im Wasser (TRAVERSE 1988). Die Leiosphaeridien sind die einzigen Vertreter der autochthonen Flora. Insgesamt ist die Mikroflora der GTS wenig reichhaltig, was auf die Artenarmut der Vegetation im Hinterland und die stark eingeschränkten Lebensbedingungen am Standort zurückzuführen ist. Eine weitere Selektion kann während des Transports eintreten. Auffällig ist, dass die einzige in nennenswerter Häufigkeit vorkommende autochthone Mikroflora, die Leiosphaeridien, nur einen geringen Anteil am Gesamtspektrum hat. Die Leiosphaeridien sind an marine bis brackische Verhältnisse gebunden und geben damit einen Hinweis auf die erhöhte Salinität des Wassers (RIEGEL 1993). Vom Liegenden zum Hangenden des Profils lässt sich mehr oder weniger deutlich ein Trend ausmachen: der relative Anteil der bisaccaten Pollen nimmt im oberen Bereich zu, die der Sporen ab, ein Hinweis auf eine zunehmende Trockenheit.

Die Mikroflora vom Heisenacken ist derjenigen von Remlingen weitgehend ähnlich (Tab. 2). Die Anzahl der untersuchten Proben ist allerdings zu gering, um systematische Unterschiede zu erkennen.

Die grauen Tonsteine von Bremke, von denen einige Proben auf Palynomorphen untersucht wurden, erwiesen sich leider als fossilfrei, obwohl hier eine reiche Mikroflora vorkommen soll (frdl. mdl. Mitt. Prof. Dr. Riegel, Göttingen). Von den sechs untersuchten Proben des Steinbruchs Waake enthielt nur eine genügend Pollen, die quantitativ ausgewertet werden konnte (Tab. 2). Ihr Pollenspektrum ist kleiner, verglichen mit den Proben aus der Bohrung Remlingen. In noch stärkerem Maße überwiegen die bisaccaten Formen, die nahezu 90 % der Mikroflora ausmachen. Monocolpate Formen nehmen etwa 3 % ein, Farnsporen und Grünalgen fehlen völlig. Dieses Ergebnis unterstreicht die unterschiedliche Fazies und paläogeographische Position der Waaker grauen Schichten im Verhältnis zu den GTS. Zum einen waren sie dem Hinterland näher, zum anderen wurden sie in einem fluviatilen und nicht lakustrischen Milieu abgelagert. Der häufige Pflanzenhäcksel und die Pollen belegen, dass das Hinterland nicht allzu lebensfeindlich gewesen sein kann. Nur lag hier ein geringes Erhaltungspotenzial vor.

Aus den über den GTS folgenden Roten Tonsteinschichten wird nur sehr selten über Fossilfunde berichtet. So beschrieb F. HERRMANN (1964) bei Salzgitter aus diesen Tonsteinen eine reichhaltige Mikrofauna und -flora, bestehend aus Ganoidfischzähnen, Ostrakoden und Charophyten, während die auch untersuchten Grauen Tonsteinschichten fossilfrei waren.

4.6 Salinität und trophische Verhältnisse des Sees

Der Salzgehalt des Wassers, aus denen die GTS sedimentierten, lässt sich nur indirekt erschließen. Das Fehlen jeglicher benthischer und pelagischer Fauna und das Auftreten von Dolomit und hohen Bor-Gehalten (REUTER 1961) deuten auf höhere Salzkonzentrationen als sie für Süßwässer üblich sind. Vermutlich sind aber nicht hohe Salz-Gehalte für die fehlende Fauna verantwortlich, sondern große und rasche Fluktuationen der Salinität, die sich bei einem flachen aber ausgedehnten Gewässer und schwankenden Zuflüssen unter aridem Klima leicht einstellen und die letal auf die meisten Organismen wirken. Außerdem treten im Sediment durchgängig reduzierende Bedingungen auf. Dies spricht dafür, dass auch zumindest der untere Bereich, das Hypolimnion, keinen Sauerstoff enthielt. Ein flacher See von dieser Größe kann nur dann meromikt oder oligomikt sein, das heisst langfristig eine stabile Schichtung aufweisen, wenn eine Dichteschichtung vorhanden ist, die am ehesten durch höhere Salzgehalte im Hypolimnion erklärt werden kann. Da aber Gips weder aus der Wassersäule noch im Sediment in Form von Lagen oder Konkretionen gefällt wurde, kann die Salinität nur mäßig höher gewesen sein.

Über die trophischen Verhältnisse sind bislang keine verlässlichen Aussagen möglich. Die grauen Farben und der Pyrit zeigen reduzierende Bedingungen an, die durch den mikrobiellen Abbau der organischen Substanz hervorgerufen wurde. Andererseits blieben nach der Diagenese nur geringe bis mittlere TOC-Gehalte übrig, so dass man von einer wohl nur mäßigen Produktivität ausgehen kann.

4.7 Farbe und Redoxpotenzial des Sediments

Die grauen Farben im sonst bunten Buntsandstein sind so auffällig, dass sie als Namensgeber für diese Schichten fungieren. Sie herrschen dann vor, wenn kein Hämatit als färbendes Pigment im Sediment vorhanden ist. Das dreiwertige Eisen, das kolloidal oder an die Tonminerale gebunden mit dem Flusswasser ins Sediment gelangte, wurde frühdiagenetisch reduziert und als Fe^{2+} im Pyrit oder ankeritischen Dolomit festgelegt. Die Farbe ist quasi ein Redoxindikator. Grau oder schwarz ist ein Sediment dann, wenn der im Wasser vorhandene und auch aus der Luft nachgelieferte Sauerstoff nicht ausreicht, die produzierte organische Substanz mit Hilfe von Mikroorganismen abzubauen. Bei der weiteren anaeroben Zersetzung werden der Schwefel des Sulfat-Ions und auch das Eisen des Hämatits reduziert, reagieren miteinander und bilden Eisen-sulfide.

Die graue Farbe und die Vorkommen von Pyrit und anderen sulfidischen Mineralen beweisen, dass innerhalb des Sediments ein stark reduzierendes Milieu herrschte. Außerdem

lassen die fehlenden benthischen und nektonischen Bewohner, wie zum Beispiel Fische, Mollusken oder Arthropoden, darauf schließen, dass wahrscheinlich auch große Teile der Wassersäule durch H_2S vergiftet waren. Das Epilimnion, die oberste belüftete Schicht, wird vermutlich nur eine geringe Ausdehnung gehabt haben.

4.8 Energieverhältnisse und Wassertiefen

Der See der GTS war zwar groß, aber so flach, dass die wohl weniger als 2 m hohen Chirotherien zumindest nahe der Ränder des Sees darin stehen beziehungsweise laufen konnten. Trockenrisse treten erst Ende der GTS auf. Es ist deshalb anzunehmen, dass die Schichtenfolge während der gesamten Dauer der Ablagerung vom Wasser bedeckt war. Auch ausgesprochene Aufarbeitungshorizonte wurden nicht beobachtet. Auf jeden Fall lag die Sediment-Oberfläche langfristig unterhalb der Wellenbasis, deren Lage von der Größe des Sees, der Windgeschwindigkeit und anderen Faktoren bestimmt wird. Ihre Position ist aber nur schwierig zu bestimmen, da vermutlich eine Pyknokline vorhanden war, die verhinderte, dass die zweifellos vorkommenden Stürme bis auf den Boden durchgreifen konnten. Die dünnen, zum Teil schräg geschichteten und erosiv eingreifenden Silt- und Feinsandlagen und die Rippeln beweisen Strömungen am Boden des Gewässers. Sie belegen eher underflows (STURM & MATTER 1978) als distale Tempestite; denn sonst müsste es mehr Anzeichen für Aufarbeitung und Einwirkung von Luftsauerstoff auf das Sediment geben. Die Tonsteine sedimentierten aus der Trübe, die von den Flüssen in den See gebracht wurde. Die Korngrößen änderten sich entsprechend der Wasserführung und der Strömungsverhältnisse.

Die Roten Tonsteinschichten wurden hingegen in einem Playa-See abgelagert, der immer wieder trocken fiel.

4.9 Dauer der lakustrischen Phase und Sedimentationsraten

Eine der schwierigsten Aufgaben in der Geologie ist es, die Dauer von Prozessen festzustellen. Dies gilt insbesondere dann, wenn keine Leitfossilien vorhanden sind, die zumindest einen Zeitrahmen vorgeben. So lässt sich auch die Dauer der Ablagerung der GTS nicht direkt bestimmen, sondern nur indirekt eingrenzen. Das Klima des Perms und der Trias in Mitteleuropa wurde von einem zyklischen Wechsel zwischen ariden und humiden Phasen bestimmt (PAUL 1993a, 2002). Die Klimaänderungen wurden durch langfristige Verlagerungen des Monsungürtels hervorgerufen, der Feuchtigkeit aus dem Bereich der Tethys nach Mitteleuropa brachte. Gesteuert wurden diese Verlagerungen von den Orbitalbewegungen der Sonne. Es sind also Milankovitch-Zyklen. Die Dauer eines Zyklus lässt sich für den Buntsandstein anhand der vermutlichen Ablagerungsdauer und der Zahl der Zyklen auf etwa 100 000 Jahre

abschätzen (PAUL 1993a, 2002, GELUC & RÖHLING 1997). Es hat den Anschein, dass die humiden Phasen im Allgemeinen wesentlich kürzer als die ariden waren. Dies lässt sich aus den Mächtigkeits-Verhältnissen der Playa-Sedimente zu den stärker sandigen, fluviatil abgelagerten Gesteinen direkt nicht nachweisen, da die sandigen Sedimente wohl relativ schnell geschüttet wurden, während die Playa-Ablagerungen mit längeren Pausen sedimentiert wurden. Die GTS wurden während einer besonders stark ausgeprägten humiden Phase abgelagert, in der sich ein großer Endsee gebildet hatte, wie es sonst im Buntsandstein nur ausnahmsweise der Fall war. Die Dauer, in der dieser See existierte, wird auf etwa 10^4 bis maximal 5×10^4 Jahre geschätzt. In diesem Zeitraum wurden fünf bis maximal zehn Meter graue Tonsteine abgelagert. Da größere Lücken sehr unwahrscheinlich sind, entspricht dies Sedimentationsraten zwischen 0,1 und 1 mm/Jahr. Dies sind Raten, wie sie auch in rezenten Seen üblich sind.

4.10 Uran und andere Schwermetalle

Die Grauen Tonsteinschichten haben relativ hohe Uran- und andere Schwermineral-Gehalte, wie Blei, Kupfer und Zink. LUDWIG (1961: 682) gibt für den Bereich des Solling im südlichen Niedersachsen in einzelnen Profilabschnitten Uran-Gehalte über 100 ppm an. Als maximalen Wert stellte er 700 ppm fest. Dies sind Werte, die weit die für Schwarzschiefer typischen Werte von 5–10 ppm Uran überschreiten. Die hohen Werte sind in einer bis drei Strahlungsanomalien konzentriert, wobei die einzelne Anomalie nur wenige Zentimeter mächtig sein kann und in einem Bereich liegt, der aus laminierten dunkelgrauen Tonsteinen besteht. Diese im Gammastrahlen-Log deutlich erkennbaren Strahlungsanomalien sind als Charakteristika der GTS bis in den Oldenburger Raum zu verfolgen (TRUSHEIM 1961a, 1961b, WOLBURG 1961, RÖHLING 1991, RETTIG 1996). Ihre Anzahl kann wechseln. Es ist bislang nicht bewiesen, ob sie tatsächlich immer an derselben Stelle des Profils erscheinen.

In der Bohrung Remlingen 5 sind die durch Messung der Gamma-Strahlung ermittelten U-Gehalte deutlich geringer als die hohen Werte aus dem südlichen Niedersachsen. Hier werden lediglich in zwei nicht sehr ausgeprägten Spitzen 7 ppm erreicht, während die Masse der grauen Tonsteine etwa 5 ppm U enthält. Die Spitzen konnten keiner außergewöhnlichen Zusammensetzung oder Struktur zugeordnet werden. Die U-Gehalte der GTS liegen insgesamt aber beträchtlich höher als in der unterlagernden Volpriehausen-Wechselfolge (die Detfurth- und Hardegsen-Folge wurden vor der Ablagerung der Solling-Folge erosiv entfernt) und den überlagernden Roten Tonsteinen, die im Allgemeinen Werte zwischen einem und zwei ppm aufweisen. Höhere Gehalte kommen allerdings in dünnen, ebenfalls grauen Lagen in der Volpriehausen-Folge und den Roten Tonsteinen der Solling-Folge vor. Die höchsten Uran-Gehalte von 14 ppm, die in der Bohrung Remlingen 5

auftreten, sind in einer dünnen grauen ooidführenden Lage der Roten Tonsteinschichten enthalten, die einige Meter oberhalb der Grenze zu den GTS liegt (PAUL & KLARR 1988).

Bislang ist nicht geklärt, in welcher Form das Uran vorkommt. Es kann entweder adsorptiv an die Tonminerale oder als Komplex an die organische Fraktion gebunden sein. Nach den von REUTER (1961) angefertigten Radio-Autographien ist das Uran eher diffus verteilt als in Flecken oder Körnern angereichert. Dunkelgraue, ungestörte, laminierte Tonsteine haben die höchsten Gehalte. In diesen Tonsteinen sind auch die Gehalte an organischer Substanz am höchsten. Die Siltbänder enthalten gegenüber den Tonsteinen geringere Mengen an Uran.

Das Uran ist, wie die weite und spezifisch horizontgebundene Verbreitung beweist, synsedimentär abgelagert worden. Liefergebiet war, wie bei den anderen Sedimentpartikeln, wahrscheinlich das süddeutschen Vindelizische Land, das französische Massif Central oder die Böhmisches Masse. Bei der Verwitterung der ausgedehnten Kristallinmassive dieser Gebiete wurde das dort vorhandene Uran oxidiert und als Uranyl-Ion mobilisiert. Mit den anderen Partikeln wurde es, gelöst oder adsorptiv an Tonpartikel oder Komplexe gebunden, beckenwärts transportiert, beim Zusammentreffen mit dem H₂S-haltigen Wasser des Grauen Tonstein-Sees reduziert und als schwer lösliches UO₂ festgelegt. Der See wirkte als Senke für Uran und andere Schwermetalle, wie Kupfer, Blei und Zink, die als Sulfide gefällt wurden.

Bei den geophysikalischen Untersuchungen des Bohrlochs der Bohrung Remlingen 5 wurden auch spektralspezifische Logs der Gamma-Aktivität gefahren, die ermöglichen, die Gesamtaktivität den drei in Frage kommenden strahlenden Elementen Kalium, Uran und Thorium zuzuordnen und deren Menge annähernd quantitativ zu bestimmen. Uran ist durch Verwitterungsprozesse leichter zu mobilisieren, während Thorium relativ unlöslich ist und sich in Residualgesteinen anreichert. Das Th/U-Verhältnis gibt infolgedessen Auskunft, wie intensiv das betreffende Sediment der Verwitterung ausgesetzt war. Bei Th/U-Verhältnissen > 7 ist eine subaerische Verwitterung anzunehmen.

Die Spektrallogs der Bohrung Remlingen 5 zeigen, dass die erhöhte Strahlung in den GTS ausschließlich auf Uran zurückzuführen ist. Sowohl Kalium als auch Thorium weisen gegenüber der Volpriehausen-Wechselfolge beziehungsweise den Roten Tonsteinschichten keine höheren Werte auf. Das Th/U-Verhältnis variiert für den Weißvioletten Basissandstein und die GTS zwischen eins und zwei, während die höchsten Abschnitte der darunter liegenden Volpriehausen-Folge und auch die darüber folgenden Roten Tonsteinschichten jeweils Verhältnisse von fünf bis zwanzig aufweisen. Diese Aussage stützt den sedimentologischen Befund, dass die GTS subaquatisch abgelagert sind und danach – im Gegensatz zu den anderen Sedimenten – keinen Verwitterungsprozessen ausgesetzt waren.

4.11 Herkunft und Transport des Sediments

Bereits seit längerer Zeit ist von Messungen der Schrägschichtung im Buntsandstein (BRINKMANN 1932, WURSTER 1964) bekannt, dass das Material hauptsächlich von Süden nach Norden ins Zentrum des Germanischen Beckens transportiert wurde. Als Liefergebiete kommen, wie bereits in Kap 4.10 ausgeführt, das französische Massif Central, das süddeutsche Vindelizische Land und die Böhmisches Masse in Betracht. Altersdatierungen detritischer Hellglimmer vom Heisenacken und anderen Lokalitäten bestätigten diesen Befund (NATHUSIUS 1992, PAUL & AHRENDT 1998). Sämtliche Datierungen der Glimmer ergaben spätvaristische Alter, die für die oben genannten Gebiete typisch sind.

Der Transport erfolgte über die Flüsse in das Becken. War, wie im Fall der GTS, das Becken mit Wasser gefüllt, so blieben die Sandkörner vor und beim Eintritt in den See liegen, da sich hier die Transportgeschwindigkeit schlagartig verringerte. Infolge dieser hohen Sand-Akkumulation stimmt das Depot-Center der Solling-Folge, das nördlich Kassel im Reinhardswald liegt (WYSCIK 1984, PAUL 1993b, WEBER 2000) und das das Zentrum der Subsidenz anzeigt, nicht mit der Position des Sees der GTS, der sich erst nördlich davon anschließt, überein.

Die Tontrübe konnte sich dagegen als Schwebfracht weit über den See ausbreiten. Die Siltlagen wurden als underflow (STURM & MATTER 1978) beziehungsweise mit der Bodenströmung transportiert, wie die schräg geschichteten Laminae und vor allem die Siltrippeln belegen. Bodenströmungen treten vor allem dann auf, wenn das eintretende, sedimentführende Flusswasser eine höhere Dichte aufweist als das Wasser des Sees.

4.12 Steuernde Faktoren der Sedimentation

Die Verbreitung der GTS ist deutlich an tektonisch vorgezeichnete paläogeographische Strukturen gebunden. Die Schichten wurden im nördlichen Teil der Hessischen Senke abgelagert, die relativ zu ihren Rändern, der Eichsfeld-Altmark-Schwelle und der Hunte-Schwelle, stärker absank. Dies spiegelt sich auch in den unterschiedlichen Mächtigkeiten der einzelnen stratigraphischen Einheiten wider, die die entsprechenden Subsidenzraten belegen (HERRMANN, A. 1964, PAUL 1993b, 2002). Die jeweiligen Reliefunterschiede werden aber nicht so groß gewesen sein, da die klastische Sedimentation das durch die Subsidenz geschaffene Relief im Allgemeinen rasch ausglich. Nur für den geologisch kurzen Zeitraum, den die Ablagerung der GTS dauerte, überwog die Subsidenz des Beckens, sei es, dass sich die Abwärtsbewegung akzentuierte, wie A. HERRMANN (1964) für die Solling-Folge annahm, sei es, dass klimatische Ursachen eine Rolle spielten. Sowohl die Eichsfeld- als auch die Hunte-Schwelle tauchen nach Norden ab. Sie verlieren ihre Wirksamkeit (WOLBURG 1962). Entsprechend

ist die Verbreitung der GTS, sie überschreiten im mittleren Niedersachsen die Scheitel der Schwellen. Anzeichen für riftbedingte Täler beziehungsweise eines Leinetal-Rifts, wie von BACKHAUS (1994) postuliert, sind allerdings nicht zu erkennen.

Ein anderer Parameter, der die Sedimentation der GTS steuerte, ist das Klima. Mitteleuropa befand sich in der unteren Trias auf etwa 20–30° nördlicher Paläobreite, also mitten im ariden Gürtel. Aus diesem Grund sind die permischen und triassischen Sedimente vorwiegend in einem ariden Environment abgelagert worden. Lakustrische Sedimente, die an einen Überschuss von Wasser gebunden sind, kommen eher selten

vor. Die im Kap. 4.9 diskutierten zyklischen Änderungen des Klimas, die auf Milankovitch-Zyklen zurückzuführen sind, führten zeitweise zur Einbeziehung Mitteleuropas in den Einfluss der Monsunregen. Die Niederschläge, die im Einzugsbereich zurzeit der GTS fielen, waren so groß, dass sich trotz hoher Verdunstung für die Dauer von einigen 10 000 Jahren ein See dieser Größe ausbilden konnte. Die Niederschläge, die in den vorherigen und nachfolgenden Zyklen fielen, reichten nur für kurzfristige, ephemere Seen, die bald wieder austrockneten. Typische Ablagerungen dieser Playa-Seen sind rote Sedimente, die Gips-Konkretionen und Trockenrisse enthalten.

5. Zusammenfassung

Die Grauen Tonsteinschichten der unteren Solling-Folge Norddeutschlands wurden in einem großen, wahrscheinlich abflusslosen See abgelagert, der sich von Göttingen bis nach Hamburg erstreckte. Paläogeographisch ist sein südlicher Bereich an die nördliche Hessische Senke gebunden. Die Sedimente dieses Sees sind laminiert. Die Lamination wird durch eingelagerte dünne Silt- und Feinsandlagen akzentuiert. Schräg geschichtete Siltlagen und Rippeln weisen auf deutliche Bodenströmungen hin. Auftauchkriterien, wie zum Beispiel Trockenrisse, kommen nur an der Grenze zu den darüber lagernden Roten Tonsteinschichten vor, die in temporären Playa-Seen sedimentierten. Der See war extrem lebensfeindlich. Dies wird auf reduzierende H₂S-haltige Sedimente und Wässer zurückgeführt. Auf Grund fehlender Körper- und Spurenfaua und der Lamination war der nach den paläogeographischen Vorgaben flache, aber große See meromiktisch oder zumindest oligomiktisch. Die Lebensdauer des Sees betrug vermutlich zwischen 10⁴ und 5 × 10⁴ Jahre. Das H₂S-haltige Wasser des Sees wirkte als Senke für Uran und die anderen Schwermetalle, die bei der Verwitterung kristalliner Gesteine in Süddeutschland und im Massif Central mobilisiert wurden und die adsorptiv an Tonmineralien gebunden in das Becken gelangten. Gesteuert wurde die lakustrische Sedimentation von tektonischen Bewegungen, der Subsidenz der Hessischen Senke und den klimatischen Gegebenheiten.

Es wurde versucht, anhand vorliegender Untersuchungen und der verfügbaren Literaturangaben den See, in dem die GTS abgelagert wurden, zu rekonstruieren. Jedoch sind immer

noch große Wissenslücken vorhanden. So sind zum Beispiel der Rand dieses Sees und seine Verzahnung mit fluviatilen Sedimenten weitgehend unbekannt. Faziell nicht untersucht ist auch der Bereich, der sich an diese Uferregion anschließt. Hier sind Ablagerungen eines Delta-Systems zu erwarten, die aber bislang nicht erkannt oder beschrieben worden sind. Aber es werden auch noch Informationen aus der Beckenmitte benötigt. Unklar ist, wie weit sich der See nach Norden fortsetzte. Aus der paläogeographischen Situation ergibt sich, dass es ein Endsee sein müsste, der das Beckentiefste einnimmt, sich also auch noch bis nach Schleswig-Holstein fortsetzt.

Ein anderes noch nicht untersuchtes Feld ist die organische Geochemie der Sedimente. Zusammensetzung und Herkunft der organischen Substanzen sind weitgehend unbekannt. Aus der geplanten Analyse der Biomarker kann auf die Art der Produzenten geschlossen werden, ob zum Beispiel Algen oder Cyanobakterien als Erzeuger in Frage kommen.

Danksagung: Wir danken insbesondere dem Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH, München, Forschungsbergwerk Asse, für die Überlassung der Proben der Bohrung Remlingen 5. Herr Dipl.-Geol. Wallmüller, Forschungsbergwerk Asse, unterstützte die Probenahme im untertägigen Kernmagazin. Die Herren Prof. Dr. Riegel und Dr. V. Bullwinkel, GZG Göttingen, halfen bei der Bestimmung und der Interpretation der Pollen und Sporen. Herr A. Satmari fertigte die Dünnschliffe an.

6. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E. (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisichen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. – Z. dt. geol. Ges., **145**: 325–342; Hannover.
- BECKER, R. E. (1990): Profile der Solling-Folge am Südost-Rand der Niederhessischen Senke. – Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 201–212; Mainz.
- BINOT, F. & RÖHLING, H.-G. (1988): Lithostratigraphie und natürliche Gammastrahlung des Mittleren Buntsandsteins von Helgoland. – Ein Vergleich mit der Nordseebohrung J/18-1. – Z. dt. geol. Ges., **139**: 33–49; Hannover.
- BOIGK, H. (1957): Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raum Südhannover. – Geol. Jb., **72**: 325–340; Hannover.
- BRINKMANN, R. (1932): Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken. – Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. IV. Geol., Mineral., **32**: 1–12; Göttingen.
- CLARK, D. N. (1980): The diagenesis of Zechstein carbonate sediments. – Contr. Sedimentology, **9**: 167–203; Stuttgart.
- DOUBINGER, J. & BÜHMANN, D. (1981): Röt bei Borken und bei Schlüchtern (Hessen, Deutschland). Palynologie und Tonmineralogie. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 421–449; Hannover.
- ECKE, H.-H. (1986): Palynologie des Zechsteins und Unteren Buntsandsteins im Germanischen Becken. – Diss. Univ. Göttingen, 129 S.; Göttingen.
- GELUC, M. C. & RÖHLING, H.-G. (1997): High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic >Buntsandstein< in the Netherlands and northwestern Germany. – Geol. Mijnbouw, **76**: 227–246; Dordrecht.
- GOLDBERG, G., LEPPER, J. & RÖHLING, H.-G. (1995): Geogene Arsengehalte in Gesteinen und Grundwässern des Buntsandstein in Südniedersachsen. – Z. angew. Geol., **41**: 118–124; Hannover.
- GRUPE, O. & HAACK, W. (1914): Zur Tektonik und Stratigraphie des Hildesheimer Waldes. – Jber. niedersächs. Geol. Ver., **7**: 145–200; Hannover.
- HAUBOLD, H. (1971): Die Tetrapodenfährten des Buntsandsteins in der DDR und Westdeutschland und ihre Äquivalente in der gesamten Trias. – Paläont. Abh., Abt. A, **4**: 395–548; Berlin.
- HERRMANN, A. (1961): Der Mittlere Buntsandstein im nordwestlichen Eichsfeld und im Ahlhausener Buntsandsteinsattel bei Salzderhelden. – Geol. Jb., **78**: 347–386; Hannover.
- HERRMANN, A. (1964): Epirogene Bewegungen im germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland. – Geol. Jb., **81**: 11–72; Hannover.
- HERRMANN, A. & HOFRICHTER, E. (1962): Zur Fazies der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke. – Geol. Jb., **79**: 551–564; Hannover.
- HERRMANN, A. & HOFRICHTER, E. (1963): Die Faziesgliederung der tieferen Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins Südniedersachsens. – Geol. Jb., **80**: 653–740; Hannover.
- HERRMANN, F. (1964): Stratigraphie und Tektonik zwischen Hildesheimer Wald und Salzgitterer Höhenzug. – Diss. TH Braunschweig, 137 S.; Braunschweig.
- JORDAN, H. (1996): Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. 4426 Northeim Ost. – 107 S.; Hannover.
- KAISER, H. & ASHRAF, R. (1974): Gewinnung und Präparation fossiler Sporen und Pollen sowie anderer Palynomorphen unter besonderer Betonung der Siebmethode. – Geol. Jb., **A 25**: 85–114; Hannover.
- KELTS, K. & MCKENZIE, J. A. (1982): Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of Deep Sea Drilling Project Leg 64, Gulf of California. – Init. Repts. Deep Sea Drilling Project, **64**: 553–569; Washington.
- KELTS, K. & TALBOT, M. (1990): Lacustrine Carbonates as Geochemical Archives of Environmental Change and Biotic/Abiotic Interactions. – In: TILZER, M. N. & SERRUYA, C. (Eds.): Large Lakes. Ecological Structure and Function: 288–315; Heidelberg (Springer).
- KLARR, K. (1981): Grundlagen zur Geologie der Asse. – GSF-Ber., **T 117**: 92 S.; München.
- KLARR, K., RICHTER-BERNBURG, G. & ROTHFUCHS, T. (1987): Der Zechstein in der Asse südöstlich Braunschweig und geowissenschaftliche Versuche zur Endlagerung hochradioaktiver Abfälle. – Intern. Symp. Zechstein 87, Exkf. **I**: 101–122; Wiesbaden.
- KRÄMER, F. (1961): Sediment-Untersuchungen im Mittleren Buntsandstein Süd-Niedersachsens. – Diss. Univ. Frankfurt, 115 S.; Frankfurt/Main.
- KRÄMER, F. & KUNZ, H. (1964): Fährtenfunde von *Chirotherium barthi* KAUP in der untersten Solling-Folge (Oberer Buntsandstein). – Naturwissenschaften, **51**: 11; Göttingen.
- KRÄMER, F. & KUNZ, H. (1966): *Chirotherium*, das „unbekannte“ Tier. – Natur & Museum, **96**: 12–19; Frankfurt/Main.
- LANGE, W. (1922): Über neue Fossilfunde aus der Trias von Göttingen. – Z. dt. geol. Ges., **74**: 162–168; Berlin.
- LEPPER, J. (1976): Erl. Geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Bl. 4322 Karlshafen. – 190 S.; Krefeld.
- LEPPER, J. (1993): Die Hannoverschen Klippen bei Karlshafen. – Ber. Naturhist. Ges. Hannover, **135**: 213–219; Hannover.
- LUDWIG, G. (1961): Vorkommen und Genese uranhaltiger Horizonte im Mittleren Buntsandstein des Werra-Leine-Gebietes. – Geol. Jb., **78**: 661–692; Hannover.
- LUDWIG, G. (1962): Beziehungen zwischen Metallgehalten und Paläogeographie des Grauen Hardegsen-Tones (Mittlerer Buntsandstein) im südlichen Niedersachsen. – Geol. Jb., **79**: 537–550; Hannover.
- MÄDLER, K. (1964): Die geologische Verbreitung von Pollen und Sporen in der deutschen Trias. – Beih. Geol. Jb., **65**: 145 S.; Hannover.
- MALTNER, TH. (2002): Fazies-Analyse der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein) östlich Bremke (mit geologischer Kartierung). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen, 57 S.; Göttingen.
- MEISCHNER, K.-D. (1962): Neue Funde von *Psammolimulus gotttingensis* (Merostomata, Xiphosura) aus dem Mittleren Buntsandstein von Göttingen. – Paläont. Z. (H. SCHMIDT-Festband): 185–193; Stuttgart.
- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The „Karbonat-Bombe“, a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils and other materials. – N. Jb. Min. Mh. **1971**: 466–469; Stuttgart.
- NATHUSIUS, M. (1992): Die Rekonstruktion potenzieller Liefergebiete für die Buntsandsteinfolgen Südniedersachsens mit Hilfe der K/Ar-Altersdatierungen an detritischen Muskoviten und geologische Kartierung der Elfas-Achse zwischen Lenne und Vorwohle (TK 25: 4124 Dassel). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen, 96 S.; Göttingen.
- PAUL, J. (1993a): Milankovitch Cycles in the Lower Triassic (Buntsandstein, Central Europe). – Geosci., **3**: 5–6; London.
- PAUL, J. (1993b): Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. – Geol. Jb., **A 131**: 197–218; Hannover.
- PAUL, J. (2002): Zyklolstratigraphie: Grundlagen und Anwendung in Oberkarbon, Perm und Trias in Mitteleuropa. – In: NIEBUHR, B. (Hrsg.): Geo 2002 – Planet Erde: Vergangenheit, Entwicklung, Zukunft. 1.–5. Oktober 2002 in Würzburg. Programm und Kurzfassungen. Schrft. Dt. Geol. Ges., **21**: 260; Hannover.
- PAUL, J. & AHRENDT, H. (1998): Provenance of Clastic Triassic Sediments (Germanic Basin, Central Europe). – Hallesches Jb. Geowiss. B. Geol., Paläontol., Min. Beih., **5**: 136–138; Halle/Saale.
- PAUL, J. & KLARR, K. (1988): Feinstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in der Bohrung Remlingen 5. – GSF-Berichte, **87**: 117 S.; München.
- POTONIE, R. (1956): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae I. Teil Sporites. – Beih. geol. Jb., **23**: 114 S.; Hannover.
- POTONIE, R. (1958): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. II. Teil: Sporites (Nachträge), Saccites, Aletes, Praeolpatates, Poly-

- plicates, Monocolpates. – Beih. geol. Jb., **31**: 114 S.; Hannover.
- POTONIE, R. (1960): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. III. Teil: Nachträge Sporites, Fortsetzung Pollenites. – Beih. geol. Jb., **39**: 189 S.; Hannover.
- POTONIE, R. (1966): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. IV. Teil: Nachträge zu allen Gruppen (Turmae). – Beih. geol. Jb., **72**: 244 S.; Hannover.
- POTONIE, R. (1970a): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. V. Teil: Nachträge zu allen Gruppen (Turmae). – Beih. geol. Jb., **87**: 222 S.; Hannover.
- POTONIE, R. (1970b): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. VI. Teil. – Beih. geol. Jb., **94**: 176 S.; Hannover.
- PRIMKE, G. & RADZINSKI, K.-H. (1976): Zur Gliederung des Mittleren Buntsandsteins (Volpriehausen- bis Solling-Folge) im Subherzynen Becken. – Z. geol. Wiss., **4**: 1473–1481; Berlin.
- PUFF, P. & RADZINSKI, K.-H. (1976): Zur Paläogeographie und lagerstättenkundlichen Bedeutung des tieferen und mittleren Buntsandsteins im südlichen und mittleren Teil der DDR. – Z. geol. Wiss., **4**: 1483–1503; Berlin.
- PUFF, P. & RADZINSKI, K.-H. (1980): Ergebnisse und Probleme stratigraphischer Untersuchungen im Mittleren Buntsandstein der DDR. – Z. geol. Wiss., **8**: 965–983; Berlin.
- RADZINSKI, K.H. (1976): Lithostratigraphie und Paläogeographie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im Nordteil der DDR. – Jb. Geol., **7/8**: 63–72; Berlin.
- REINHARDT, P. & SCHMITZ, W. (1965): Zur Kenntnis der Sporae dispersae des mitteldeutschen Oberen Buntsandsteins. – Freiburger Forsch.-H., **C 182**: 19–36; Leipzig.
- REITZ, E. (1985): Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. – Geol. Abh. Hessen, **86**: 36 S.; Wiesbaden.
- RETTIG, B. (1996): Die Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein) im Grenzgebiet Niedersachsen – Thüringen – Hessen. – Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, **35**: 105 S.; Hannover.
- REUTER, H. (1961): Geochemische Untersuchungen einer radioaktiven Anomalie in einem norddeutschen Buntsandsteinprofil. – Erdöl & Kohle, **14**: 797–803; Hamburg.
- RÖHLING, H.-G. (1991): A Lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea, based on Gamma Ray and Sonic Logs. – Geol. Jb., **A 119**: 3–24; Hannover.
- RIEGEL, W. (1993): Die geologische Bedeutung der Prasinophyten im Paläozoikum. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **58**: 39–50; Göttingen.
- SCHLÜTER, H. & SCHMIDT, H. (1927): Voltzia, Yuccites und andere neue Funde aus dem südhannoverschen Buntsandstein. – N. Jb. Min., Geol. Pal. Beil., Abt. **B 57**: 12–27; Stuttgart.
- SCHULZE, G. (1970): Der Mittlere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete. – Geologie, **19**: 155–177; Berlin.
- SIGGELKOW, D. (2000): Fazies und Sedimentologie der Grauen Tonsteinschichten (smST1) der Solling-Folge im südlichen Niedersachsen und geologische Kartierung zwischen Waake und Landolfshausen (TK 25: 4426 Ebergötzen). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen, 77 S.; Göttingen.
- STURM, M. & MATTER, A. (1978): Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. – Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **2**: 147–168; Oxford.
- TALBOT, M.R. & KELTS, K. (1986): Primary and diagenetic carbonates in the anoxic sediments of Lake Bosumtwi, Ghana. – Geology, **14**: 912–916; Boulder/Col.
- TRAVERSE, A. (1988): Paleopalynology. – 600 S.; London (Unwin Hyman).
- TRUSHEIM, F. (1961a): Über radioaktive Leithorizonte im Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. – Erdöl & Kohle, **14**: 797–802; Hamburg.
- TRUSHEIM, F. (1961b): Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. – Erdöl-Z., **77**: 361–367; Wien.
- WEBER, J. (2000): Kieselsäurediagenese und gekoppelte Sedimentarchitektur – eine Beckenanalyse des Reinhardswald-Troges (Norddeutsches Becken, Solling-Folge, Mittlerer Buntsandstein). – Kölner Forum Geol. Paläont., **7**: 165 S.; Köln.
- WERNEBURG, R. (1999): Lebewelt des Buntsandsteins und Keupers von Thüringen. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias – Eine ganz andere Welt. – 251–262; München (Pfeil).
- WOLBURG, J. (1961): Sedimentationszyklen und Stratigraphie des Buntsandsteins in NW-Deutschland. – Geotekt. Forsch., **14**: 7–74; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1962): Über Schwellenbildungen im Mittleren Buntsandstein des Weser-Ems-Gebietes. – Erdöl-Z., **78**: 7–10; Wien-Hamburg.
- WURSTER, P. (1964): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der Deutschen Trias. – Geol. Rdsch., **54**: 224–240; Stuttgart.
- WYSCIK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstroges (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). – Berliner Geowiss. Abh., **A 54**: 104 S.; Berlin.

MICHAELA DERSCH-HANSMANN & NICOLA HUG¹

Oberer und Mittlerer Buntsandstein im Untergrund des Dieburger Beckens

Kurzfassung

In einer Kernbohrung im östlichen Dieburger Becken wird unter den känozoischen Sedimenten Oberer und Mittlerer Buntsandstein sedimentologisch nachgewiesen. Die Ablagerungen der Röt-, Solling- und Hardegsen-Folge werden faziell und hinsichtlich ihrer Mächtigkeiten mit angrenzenden Nachbarregionen verglichen. Anhand geochemischer Untersuchungen kann ein pedogen überprägter Horizont an der Grenze

zwischen Hardegsen- und Solling-Folge näher charakterisiert werden. Durch die Auswertung aller im Bohrkataster des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) vorliegenden tieferen Bohrungen wird eine Interngliederung des Dieburger Beckens in einzelne Teilschollen mit jeweils unterschiedlichen Quartär- und Tertiärmächtigkeiten deutlich.

Abstract

In 1999 a drill site in the centre of the Dieburger Becken revealed an exceptional sediment record, with sediments of Cenozoic age overlying Triassic sandstones and mudstones of the middle and upper Bunter. These sediments of Pre-Cenozoic age could be characterized in terms of facies, sedimentology and geochemistry. Additionally, a pedogenic horizon marks the boundary between Hardegsen- and Solling-Folge. It can be

identified by means of a typical geochemical profile. Together with other sediment cores in the surrounding area within the Dieburger Becken a detailed structural picture of this region can be drawn. Different thicknesses of the Tertiary and Quaternary sediments mirror the subdivision of the Dieburger Becken into various fault blocks.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	82
1.1 Geologische Situation	82
1.2 Forschungsstand/Datengrundlage	82
1.3 Methoden	83
2. Ergebnisse	84
2.1 Kurzbeschreibung der Bohrung Richen	84
2.2 Mineralbestand und Zementation der prätertiären Sandsteine	86
2.3 Geochemie eines pedogen geprägten Horizontes	86
3. Diskussion	88
3.1 Stratigraphische Einstufung	88
3.2 Diskussion der pedogenen Merkmale	91
3.3 Tektonische Folgerungen	92
4. Schlussfolgerungen	95
5. Schriftenverzeichnis	95

¹ Dr. M. Dersch-Hansmann (e-mail: m.dersch@hlug.de), Dipl.-Geol. N. Hug (e-mail: n.hug@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

1. Einleitung

Zur geologischen Erkundung des präquartären Untergrundes wurde am östlichen Rand des Dieburger Beckens 1999 vom damaligen Hessischen Landesamt für Bodenforschung (jetzt Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) die Bohrung Richen C/99-BK1 (TK 25, Bl. 6119 Groß-Umstadt; R 3493560, H 5527970) niedergebracht. Die Bohrung durchteufte 41 m Quartär, 23 m Tertiär und erreichte darunter bis zur Endteufe von 160 m größtenteils entfestigte und gebleichte Sandsteine, deren stratigraphische Einstufung zunächst unklar war. In der vorliegenden Arbeit werden sie der Röt-, Solling- und Hardegsen-Folge zugeordnet; damit wird erstmals Oberer und Mittlerer Buntsandstein im Untergrund des Dieburger Beckens nachgewiesen.

Eine sedimentologisch begründete Einstufung der durchteuften Abfolge war auch deshalb möglich, da aufgrund einer hier eingesetzten speziellen Spülung auch in den Lockersedimenten fast durchgehend Kerne von sehr guter Qualität und 100 % Kerngewinn erzielt werden konnten, so dass Sedimentstrukturen und kleinzyklische Korngrößenwechsel erkennbar waren.

1.1 Geologische Situation

Das Dieburger Becken ist ein Teilgebiet des Hanauer Beckens (GOLWER 1968), von dem es durch eine ENE-streichende Verwerfung zwischen Dieburg und Münster abgegrenzt wird (Abb. 1). Die westliche Grenze des Dieburger Beckens zum Rotliegend des Sprendlinger Horstes wird durch eine Parallelstörung des Oberrheingrabens gebildet, ebenso die östliche Grenze zum Groß-Umstädter Kristallin. Diese östliche Randverwerfung wird häufig als nördliche Verlängerung der sog. „Otzberg-Zone“ gesehen, die den Böllsteiner vom Bergsträßer Odenwald trennt. Nach SCHÄLICHE (1969) kann jedoch keine enge Beziehung zwischen der Otzberg-Zone und der Rheingraben tektonik nachgewiesen werden. Im Süden grenzt das Dieburger Becken mit einer Verwerfung an die Reinheimer Randscholle, die den südlichsten Rand des Hanauer Beckens darstellt.

Die oberflächennahe Geologie des Dieburger Beckens wird geprägt von relativ mächtigen Ablagerungen des jüngeren Tertiärs und Quartärs. Diese Sedimente wurden in einem mit der Genese des Oberrheingrabens in Zusammenhang stehenden

Absenkungsraum gebildet, der posteoziänes Alter hat (GOLWER 1968). Die Absenkung des Dieburger Beckens war während des Tertiärs geringer als im nördlich anschließenden zentralen Teil des Hanauer Beckens und größer als auf der südlich angrenzenden Reinheimer Randscholle: Erste Tertiärablagerungen einer sandig-tonigen bis sandigen Randfazies stammen aus dem Oberoligozän (Vilbeler Sande), sie reichen jedoch nicht weiter südlich als bis Dieburg (GOLWER 1968). Südlich davon sind die ältesten bekannten känozoischen Sedimente pliozänen Alters.

Über das Prätertiär des Dieburger Beckens war aufgrund der relativ mächtigen Überdeckung und aus Mangel an tieferen Bohrungen bisher recht wenig bekannt. Die geologische Situation der Umgebung ließ vermuten, dass es sich wie bei den in der Reinheimer Randscholle zu Tage tretenden Sedimenten um Ablagerungen des Rotliegend, des Zechsteins und des Unteren Buntsandsteins handelte. Im Folgenden soll gezeigt werden, dass im Dieburger Becken jedoch Buntsandsteinsedimente aus dem Mittleren und Oberen Buntsandstein erhalten sind.

1.2 Forschungsstand/Datengrundlage

Das Gebiet des Dieburger Beckens und der südlich anschließenden Reinheimer Randscholle (Abb. 1) wurde zuletzt Ende des 19. Jahrhunderts bzw. Anfang des 20. Jahrhunderts durch CHELIUS, KLEMM und VOGEL flächendeckend kartiert (CHELIUS & VOGEL 1894, KLEMM 1938). Nach diesen Kartierungen streichen im westlichen Teil der Reinheimer Randscholle Rotliegend und Zechstein aus, im östlichen Teil Zechstein und Unterer Buntsandstein². Bereits CHELIUS betont, dass die Buntsandstein-Schichten hier „in gestörter Lagerung“ vorliegen und gegen den kristallinen Sporn des Böllsteiner Odenwalds und des Groß-Umstädter Kristallins im Osten ebenfalls mit Verwerfungen angrenzen. Auf der GK 25, Bl. 6119 Groß-Umstadt, sind am Ostrand der Reinheimer Randscholle mehrere NE- und WSW-streichende Störungen verzeichnet. Dagegen sind im Dieburger Becken Alter und struktureller Aufbau des prätertiären Untergrundes aufgrund der mächtigen quartären und tertiären Deckschichten aus der geologischen Karte von CHELIUS nicht ersichtlich. Auch die seither im Dieburger Becken abgeteuften Bohrungen erreich-

² Bei der Interpretation der genannten Karten aus den Jahren 1894 bis 1938 ist zu beachten, dass die damals übliche Stratigraphie nicht mit der heutigen übereinstimmt: Die mit „z“ bezeichneten Schichten gehören dem tiefsten Zechstein an (ungefähr z1 bis z3), die mit „su1: Schieferletten“ bezeichneten dem höheren Zechstein (etwa z4 bis z7). Der „su2: Tigersonsandstein“ entspricht ungefähr dem Heigenbrückener Sandstein an der Basis des Unteren Buntsandsteins, darüber folgen – ebenfalls noch dem Unteren Buntsandstein angehörend – der Eck'sche Geröllsandstein (früher „sm1: Eck's Conglomerat“) und der Miltenberg-Sandstein (früher „sm2: Unterer Pseudomorphosensandstein“); vgl. BACKHAUS (1975).

ten den prätertiären Untergrund in der Regel nicht. Nur einzelne Bohrungen südlich Groß-Umstadt, unmittelbar am Rand zum Groß-Umstädter Kristallin, durchteuften Sedimentgesteine, die dem Zechstein und dem Unteren Buntsandstein zugeordnet wurden.

Mittlerer und Oberer Buntsandstein wurde seitdem nur im südlichen und mittleren Odenwald an Aufschlüssen und Bohrungen beschrieben und sedimentologisch/stratigraphisch untersucht (u.a. BACKHAUS 1975, BACKHAUS 1981, BACKHAUS & HEIM 1995, BINDIG & BACKHAUS 1995, BACKHAUS & SCHWARZ 2003). Weitere Beschreibungen beschränken sich auf die Ausstrichgebiete des Mittleren und Oberen Buntsandsteins zwischen Main und Fulda (u.a. LAEMMLEN 1966, BACKHAUS 1967, 1969, DIEDERICH & LAEMMLEN 1969, LEPPER 1970, BACKHAUS & REUL 1971, STREIT & WEINELT 1971, DIEDERICH & HICKETHIER 1975).

1.3 Methoden

Die Bohrung Richen C/99-BK1 wurde geophysikalisch vermessen. Das Gamma-Log (Abb. 2) zeigt die Veränderungen in der natürlichen Gamma-Strahlung der Sedimente in Abhängigkeit von ihrem Gehalt an Kalium, Thorium und Uran. Die Kerne der Bohrung wurden anschließend makroskopisch beschrieben. Von 14 ausgesuchten Sandsteinproben wurden Dünnschliffe hergestellt und analysiert. Zur Verdeutlichung des Porenraumvolumens wurde das zur Präparation der Schliffe verwendete Kunstharz blau angefärbt. Weiterhin wurden an 22 Proben eines detailliert beprobten pelitischen Abschnittes geochemische Analysen mittels eines Bruker Röntgenfluoreszenzspektrometers durchgeführt. Die Methode der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) beruht auf der Messung der Intensität charakteristischer Fluoreszenzstrahlung der in der Probe enthaltenen Elemente.

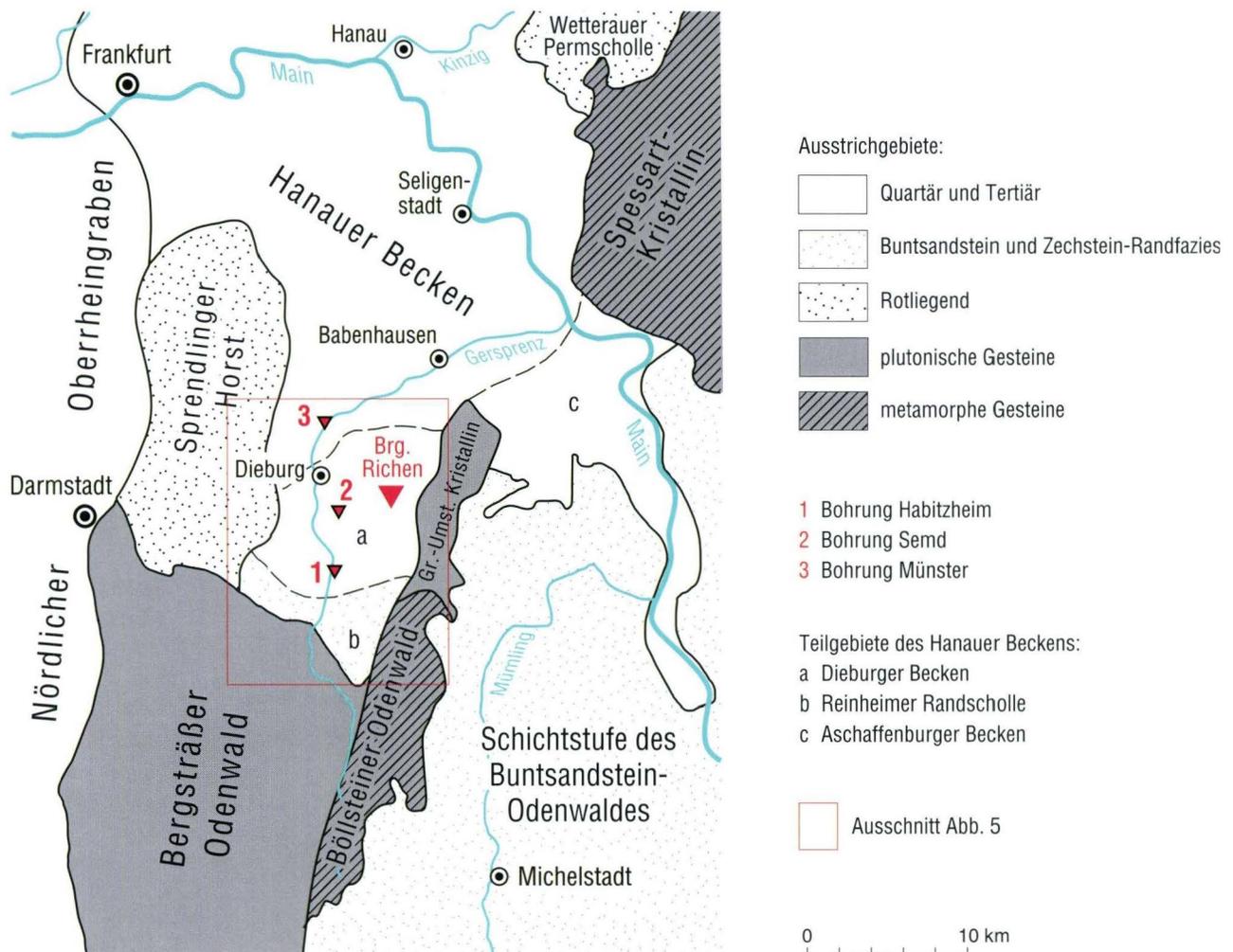


Abb. 1. Geologische Strukturen in der Umgebung der Bohrung Richen.

2. Ergebnisse

2.1 Kurzbeschreibung der Bohrung Richen

Im Folgenden werden die durchteuften Schichten von unten nach oben beschrieben, um die sedimentäre Entwicklung besser nachvollziehen zu können (Abb. 2). Die stratigraphische Einstufung des Prätertiärs erfolgt in Kap. 3.1.

Der tiefste Abschnitt der Bohrung Richen von der Endteufe bei 160 bis 148 m wird von hell- bis weißgrauen feinsandigen, lagenweise auch grobsandigen Mittelsandsteinen aufgebaut, bei denen zum Teil eine flache Schrägschichtung erkennbar ist. Die Sandkörner sind überwiegend kantengerundet, Schichtflächen sind zum Teil stark von Hellglimmer bedeckt und vereinzelt treten grünlich-hellgraue Tongallen im Sandstein auf. Die Mittelsandsteine sind quarzitisches zementiert und in Kornzwischenräumen sind weiße Beläge zu beobachten, die Reste kaolinisierter Feldspäte darstellen. Lagenweise zeigen die Sandsteine bis 1 cm große Poren bzw. Löcher.

Es folgt von 148 bis 145 m Teufe ein feinsandiger Abschnitt, der von einem 1 m mächtigen schluffigen Tonhorizont abgeschlossen wird. Der gesamte Abschnitt ist entfestigt, wenn auch die Kornbindung und Lagerungsdichte noch groß genug sind, um relativ feste, gut erhaltene Kerne zu ermöglichen. Die Feinsande sind hell- bis weißgrau, zum Teil mittelsandig oder schluffig, und in einer etwa 10 cm mächtigen schräggeschichteten Lage sind Tongallen enthalten. Nach oben sind zunehmend häufig feine Tonlamellen oder -lagen in die Feinsandlagen eingeschaltet, die oft rot oder rotbraun gefärbt sind oder andere Anzeichen von Eisenoxid-Ausfällung zeigen. In einem auffallend zimtfarbenen, etwa 3 cm dicken Tonhorizont ist ein mit gelbbraunem Sand gefüllter Trockenriss erhalten. Noch eindeutiger Merkmale von Exposition und Bodenbildung enthält der abschließende 1 m mächtige schluffige Tonhorizont: Er ist auffallend bunt und intensiv gefärbt, ziegelrot bis dunkelrot, weiß und violett, zum Teil in wolkig-fleckiger Farbverteilung, und enthält deutliche Wühl- und Wurzelspuren und sandgefüllte Trockenrisse (Kap. 2.3 und Abb. 3).

Der darüber folgende Abschnitt von 145 bis 130 m Teufe besteht wieder aus hellgrauen, größtenteils entfestigten Fein- bis Mittelsandsteinen und wird ebenfalls von einem etwa 1 m mächtigen Tonhorizont abgeschlossen. In den Sandsteinen ist zum Teil planare Schrägschichtung erkennbar, die wenigen harten, quarzitisches zementierten Lagen sind porig-löchrig mit Porendurchmessern bis 1 cm. Der abschließende schluffige Tonhorizont ist besonders an der Basis stark sandig und geht graduell ins Liegende über. Der Ton enthält zahlreiche Feinsandlinsen, nach oben nimmt der Sandanteil jedoch sukzessive ab. Im Bereich von 130,30 bis 130,55 m ist der Ton lagenweise braun bis schwarzbraun gefärbt, hier wurden stark alterierte organische Reste gefunden (leg. det. Hottenrott, HLUg).

Von 130 bis 121 m Teufe folgt erneut ein fein- bis mittelsandiger Abschnitt. Die Sandkörner sind überwiegend schlecht gerundet, und häufig beobachtet man dunkelgrau-schwarze

Schlieren, die vermutlich Manganoxid-Anreicherungen darstellen. Eine hier eingeschaltete 2 cm dünne Tonlage ist hellgrau gefärbt und enthält ebenfalls dunkelgraue Schlieren. Nahe des Tops des Abschnitts liegt ein 20 cm mächtiger schluffiger Tonhorizont von braungrauer Farbe, der undeutlich marmoriert ist, vermutlich durch Eisen- und Manganoxide.

Deutlich andersartige Sedimente wurden von 121 bis 115 m durchteuft: Dieser Abschnitt beginnt mit einer 10 cm mächtigen hellgrauen stark feinsandigen Schlufflage, die nach oben in hellgrauen schluffigen Ton übergeht. Über dieser 50 cm mächtigen hellgrauen Basis folgen braunrote, zum Teil schluffige Tone mit grauen schluffig-feinsandigen Lagen und Linsen. Die Tone sind massig bis linsig feingeschichtet, kalkfrei und von halbfester Konsistenz.

Ab 115 bis 105 m Teufe liegen hellgraue und braungraue Fein- bis Mittelsande vor. Sie zeigen flache Schrägschichtung, teilweise glimmerbelegte Schichtflächen, und vereinzelt treten Tongallen auf. Bereichsweise sind in die Sandsteine zahlreiche dünne graubraune Tonlagen eingeschaltet, zum Teil werden dadurch fining-upward-Zyklen deutlich. Dieser Abschnitt wird abgeschlossen von einer 65 cm mächtigen Tonlage am Top. Der Ton ist grau bis bräunlich grau gefärbt, lagenweise schluffig und insgesamt feingeschichtet.

Darüber folgt von 105 bis 79 m Teufe erneut ein Abschnitt aus Mittelsanden und tonig-schluffigen Feinsanden. Besonders am Top und an der Basis dieses Abschnitts sind einzelne Lagen stark quarzitisches zementiert. Die Sande sind überwiegend hellgrau oder auch graugelb gefärbt mit zahlreichen schwarzen oder dunkelgrauen Schlieren. Am Top des Abschnitts treten auch braune oder rote Farbtöne auf, meist mit hellgrauen Flecken oder Schlieren. In einigen Lagen sind dm-mächtige Schrägschichtungskörper mit flacher Schrägschichtung undeutlich erkennbar, an der Basis treten vereinzelt Tongallen auf. In die Sande sind nur zwei wenige Zentimeter mächtige Tonhorizonte eingeschaltet, diese sind grünlich grau und braun und ebenfalls entfestigt.

Oberhalb 79 m bis zur postulierten Pliozän-Basis bei 64 m durchteuft die Bohrung eine Wechsellagerung aus vorherrschend Fein- und Mittelsanden mit zahlreich eingeschalteten Tonlagen, die bis 20 cm mächtig werden. In den Sanden herrschen rotbraune Farben gegenüber hellgrauen vor, häufig sind Flecken oder Bänderung. Die Tone sind rotbraun bis dunkelrotbraun gefärbt. Nur teilweise ist in den Sanden Schrägschichtung erkennbar, in den Tönen sind zum Teil helle Feinsandlinsen eingelagert. Dieser Abschnitt schließt mit einem 1,9 m mächtigen Paket aus feinsandigen Mittelsanden ohne Tonlagen ab.

Die bisher beschriebenen Sedimente werden aus sedimentologischen Gründen, die in Kap. 3.1 näher erläutert werden, dem Mittleren bis Oberen Buntsandstein (Hardeggen-, Solling- und Röt-Folge) zugeordnet.

Zwischen 64 und 41 m Teufe liegen braungraue sandige Sedimente, die dem Pliozän zugeordnet werden (Kap. 3.1).

Oberer und Mittlerer Buntsandstein im Untergrund des Dieburger Beckens

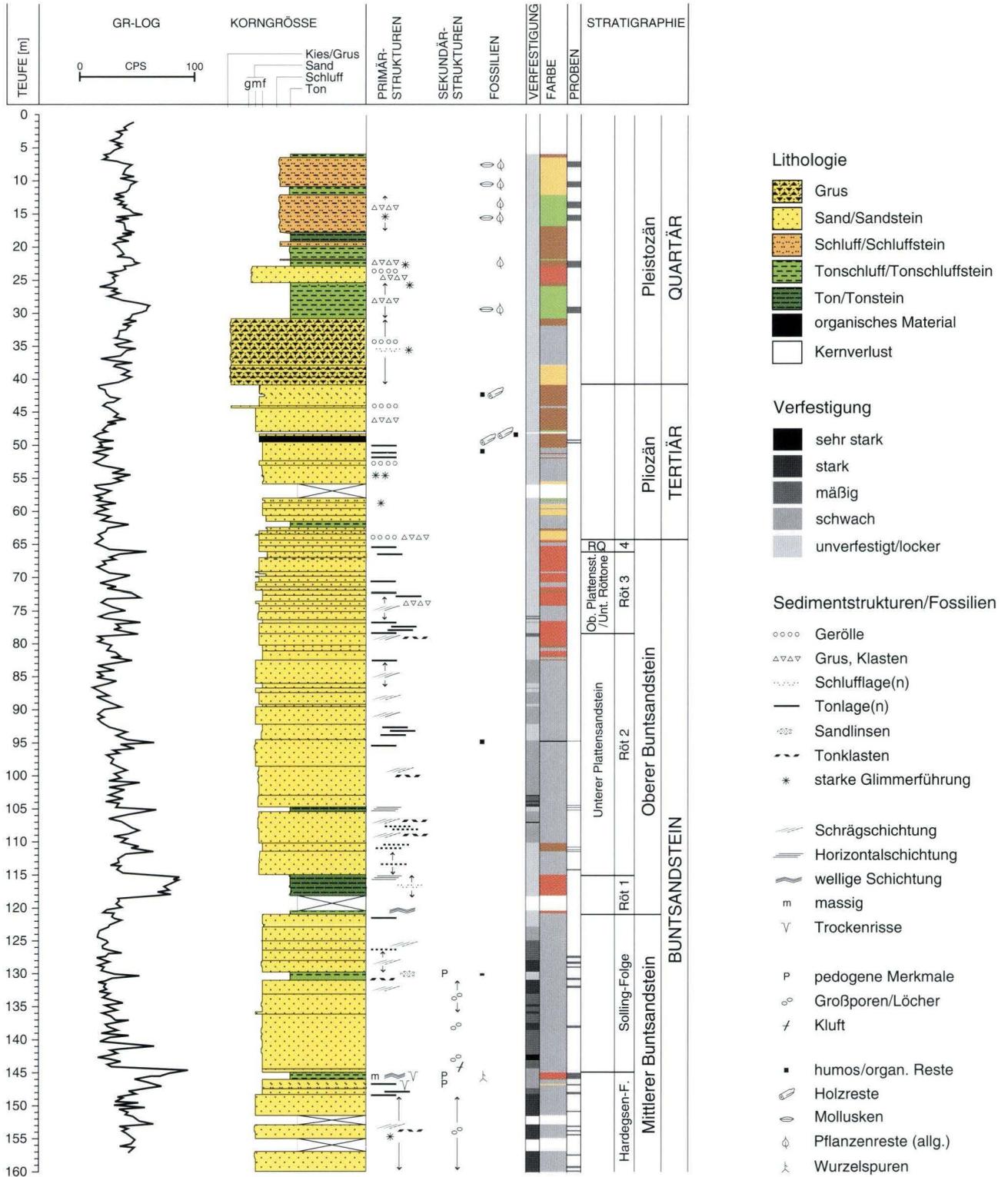


Abb. 2. Profil der Bohrung Richen C/99-BK1 (RO: Rötquarzit).

Bis 48 m Teufe herrschen Feinsande vor, darüber Mittelsande. In die Sande sind zum Teil dünne Tonlagen eingeschaltet, mehrere Sandlagen führen Kristallinklasten bis Feingrus-Größe und Sandstein-Gerölle bis Mittelkies-Größe, bei 53 m sogar bis 7 cm Durchmesser. Im oberen Abschnitt von 50 bis 41 m sind Holzreste und humose Lagen oder Flecken sehr häufig. Die Glimmerführung der Sande wechselt lagenweise, besonders im unteren Bereich treten stark glimmerführende Lagen und Glimmerseifen auf.

Von 41 bis 31 m Teufe folgen graubraune, an der Basis fahlgelbe sandige Feingruse, die als Pleistozän eingestuft werden (Kap. 3.1). Sie enthalten wie die liegenden Pliozänsedimente neben Kristallinklasten lagenweise auch Buntsandstein-Gerölle aus entfärbtem Mittelsandstein. Einzelne Feingrus-Lagen sind schluffig gebunden und stark glimmerführend.

Die obersten 31 m bestehen aus tonig-schluffigen Sedimenten in braunen, zum Teil auch grünlichen und grauen Färbungen, häufig mit Hydromorphiemerkmalen (Marmorierung, Rostfleckung) sowie Absonderungsgefügen. Bis 11 m Teufe sind die Sedimente durchweg kalkfrei, darüber schwach kalkhaltig (nach Geländetest mit 10 %iger HCl). Bei 23 bis 25 m sind rötlich-graubraune feingrusige Mittel- bis Grobsande eingeschaltet, die neben eckigen Kristallinklasten (Quarz, Feldspat, mafische Minerale, Hellglimmer) auch gerundete Sandstein-Gerölle enthalten.

2.2 Mineralbestand und Zementation der prätertiären Sandsteine

Die Analyse von 12 Dünnschliffen von Sandsteinen der Röt-, Solling- und Hardeggen-Folge ergibt ein durchweg ähnliches Kornspektrum: Es handelt sich um quarzreiche, lithoklast- und feldspatführende, gut sortierte Fein- bis Mittelsandsteine. Der Lithoklastanteil setzt sich aus verwitterungsstabilen Chert- und Kristallinklasten zusammen. Die Kristallinklasten bestehen aus Quarz und Feldspat mit zum Teil viel Serizit, auch Pegmatitklasten mit Turmalinen sind enthalten. Die Glimmerführung schwankt von Schicht zu Schicht; neben Hellglimmern sind viele grüne Biotite enthalten, die zum Teil zu Hydrobiotit alteriert oder chloritisiert sind. Von den transparenten Schwermineralen überwiegt Turmalin in allen analysierten Schliffen, neben den dominanten ockerfarbenen Turmalinen sind auch blaue und blaugraue zu beobachten. Zirkon, Rutil und Titanit treten demgegenüber zurück. Insgesamt ist die Schwermineralführung gering, nur in einzelnen Proben sind Schwerminerale deutlich angereichert. Eine Änderung des Schwermineralspektrums von der Hardeggen- bis zur Röt-Folge ist nicht zu erkennen. Auffällig ist die starke Zersetzung bzw. teilweise Auflösung der Feldspäte, die zum Teil zu charakteristischen „honeycomb structures“ führt (Abb. 4a).

Die Sandsteine sind durch Quarz und Tonminerale nur schwach zementiert. Die üblichen Hämatit-Kornsäume fehlen in den durchweg gebleichten Sandsteinproben. Orientiert ge-

wachsene Quarz-Anwachssäume auf Quarzkörnern treten in allen untersuchten Schliffen auf, meist fleckenhaft verteilt. Die Anwachssäume sind zum Teil auch zusammengewachsen und nehmen dann Porenkanäle oder sogar größere Porenräume ein. Sehr feinkörnige Tonminerale füllen in allen Schliffen den gesamten verbleibenden Porenraum aus, zum Teil zusammen mit authigenem Chlorit. Letzterer bildet blassgrünliche, freigewachsene, blättrig-büschelige oder faserige Aggregate im Porenraum, zum Teil auch nur feinstkörnige Geflechte. Die Tonmineralmatrix ist relativ permeabel, so dass sie bei der Präparation durch blau angefärbtes Kunstharz durchdrungen werden konnte (Abb. 4b, c).

Das Intergranularvolumen der Sandsteine ist mit geschätzten 10–15 % hoch und setzt sich sowohl aus inter- wie auch intragranularen, überwiegend durch Tonmineralmatrix gefüllten oder auch offenen Porenräumen $> 10 \mu\text{m}$ zusammen. Ein großer Anteil des Intergranularvolumens ist auf die bereits erwähnte Auflösung von Feldspäten zurückzuführen, es handelt sich also um sekundäre Porosität. Feinkörnige Tonminerale und Chlorit füllen fast den gesamten Porenraum aus, nur die Zentren von besonders großen Makroporen bleiben offen.

Das Kornspektrum der untersuchten Sandsteine spricht für ein kristallines Liefergebiet. Die einheitliche Zementation, die Auflösungserscheinungen der Feldspäte und die authigenen Chlorite weisen auf diagenetische Überprägung in größerer Versenkungstiefe, unterstützen also die Einstufung als Prätertiär (Kap. 3.1).

2.3 Geochemie eines pedogen geprägten Horizontes

Der Profilabschnitt von 145 bis 146 m besteht aus vorwiegend tonigen Sedimenten, die auch im Hinblick auf ihre Internstruktur und Färbung eine Sonderstellung einnehmen: Auffällig bunte, ziegelrote bis dunkelrote, weiße und violette Bereiche mit wolkig-fleckiger Farbverteilung und weitgehend zerstörter Schichtung, Wurzel- und Wühlspuren sind hier typisch (Abb. 3). Dieser Abschnitt wurde aufgrund seines makroskopisch auffälligen Aussehens geochemisch untersucht.

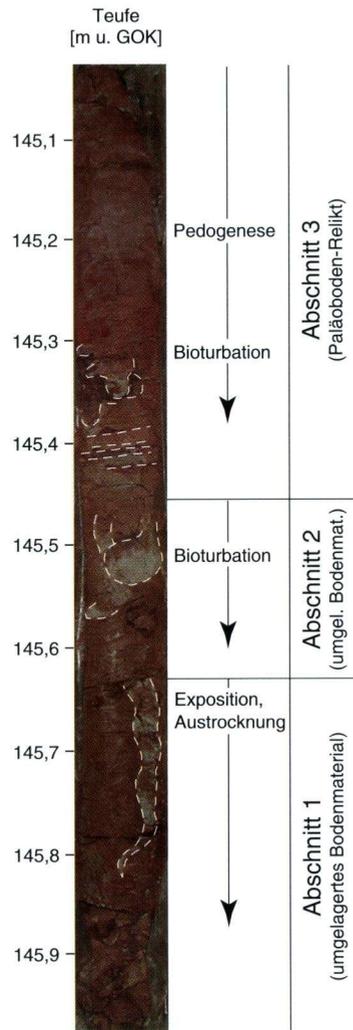
Das geochemische Profil (Abb. 3) ist gekennzeichnet von einer Zunahme an Alkali- und Erdalkali-Elementen sowie von Eisen zur Tiefe hin. Gleichzeitig geht der Siliziumgehalt leicht zurück, während der Aluminiumgehalt genau gegenläufig leicht ansteigt. Im Detail betrachtet werden außer diesen übergeordneten Trends weitere Entwicklungen deutlich, die für die genetische Interpretation des untersuchten Profils wichtig sind.

Kalium, Natrium, Kalzium und Magnesium zeigen identische Veränderungen im untersuchten Profilabschnitt, von ihnen ist jedoch nur Kalium in relevanten Mengen enthalten: Die Kaliumgehalte steigen in den obersten 25 cm des Profils mit deutlichen, an die Aluminiumgehalte gekoppelten Schwankungen von 3 Gew.-% auf 4 Gew.-% an. Darunter ist bis zur

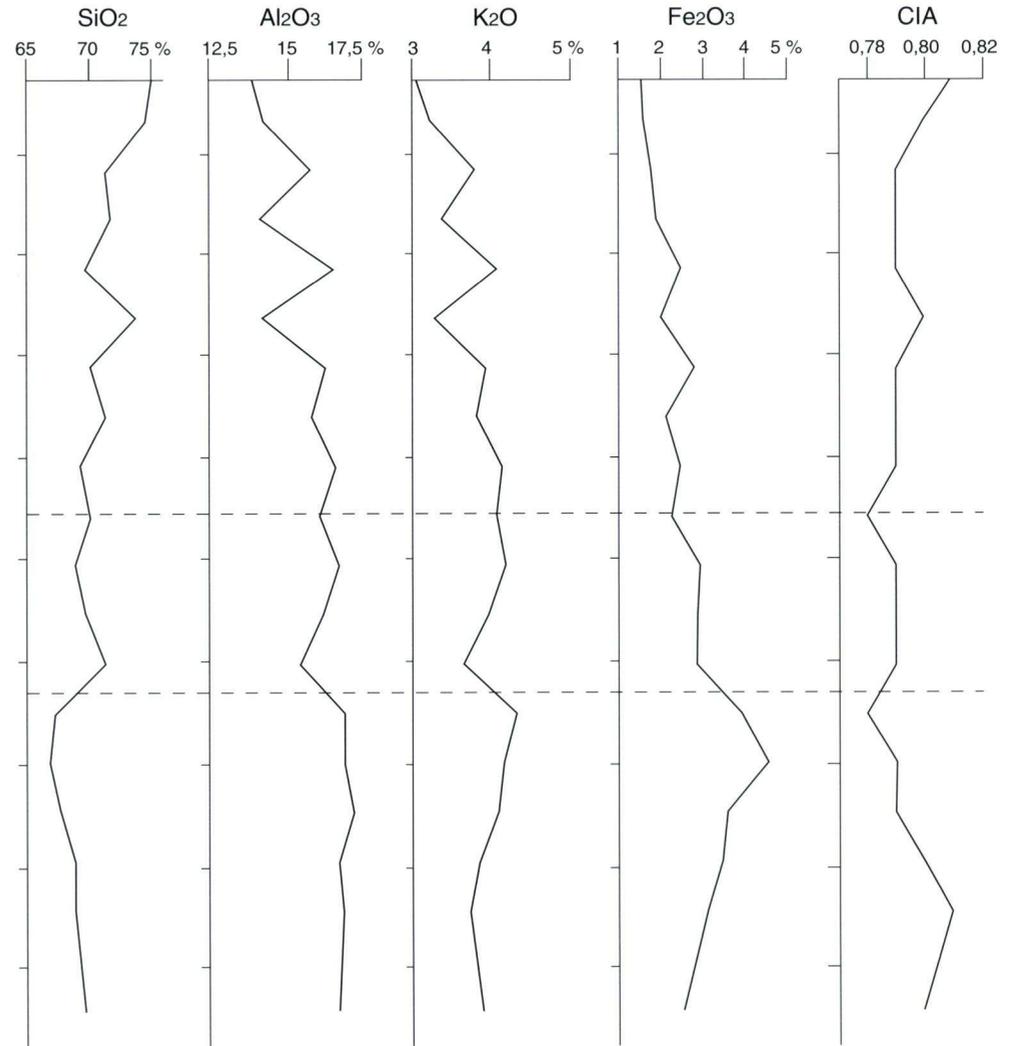
Überblick



Profil Interpretation



Elementgehalte



Oberer und Mittlerer Buntsandstein im Untergrund des Dieburger Beckens

Abb. 3. Pedogen überprägter Bereich zwischen 145 und 146 m mit auffälliger Färbung sowie Bioturbation und Trockenrissen; aus der Interpretation der Sedimentstrukturen und aus den Ergebnissen der geochemischen Analysen ergibt sich eine mehrstufige Entwicklung dieses Bereichs, der sich damit in drei Abschnitte unterteilen lässt (Kap. 2.3 und 3.2). CIA = chemical index of alteration = $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$, wobei CaO* der an Silikate gebundene (nicht-karbonatische) Kalziumanteil ist.

Teufe von 145,50 m nur noch ein sehr schwach ansteigender Trend zu beobachten. Unterhalb von 145,50 m nimmt der Kaliumgehalt wieder deutlich ab, ebenso – nach einem kurzen Anstieg – unterhalb von 145,65 m. Er bleibt unterhalb von 145,50 m aber größer als 3,5 Gew.-%. Dieser zweistufige Rückgang von Kalium (ebenso wie Magnesium, Kalzium und Natrium) geht einher mit einem gleichartigen, aber schwachen Anstieg des Siliziumgehaltes. Aluminium geht von 145,50 m bis 145,65 m ebenfalls zurück, bleibt aber unterhalb 145,65 m annähernd konstant.

Die hier bereits deutlich werdende Verbindung zwischen Aluminium und den Alkali- und Erdalkalitionen Kalium, Kalzium und Natrium geht auf deren gemeinsames Vorkommen in Feldspäten und Tonmineralen zurück. Insbesondere Feldspäte, aber auch Tonminerale sind verwitterungsanfällig, ihre Gehalte geben daher den Grad der chemischen Verwitterung des Gesteins oder dessen Ausgangsprodukten wieder. Ein Maß dafür ist der „chemische Verwitterungsindex“ (CIA, chemical index of alteration) nach NESBITT & YOUNG (1982). Hier wird der Aluminiumgehalt (Zähler) in Relation gesetzt zur Summe aus Aluminium-, silikatischem Kalzium-, Natrium- und Kaliumgehalt (Nenner), die die Feldspatgehalte und die Kationenbesetzung in Tonmineralen widerspiegeln. Damit ergibt sich der CIA-Maximalwert von 1 bei vollständiger chemischer Verwitterung,

d.h. wenn alle Feldspäte aufgelöst und außer Aluminium alle Kationen der Tonminerale ausgewaschen wurden. Zurück bleiben dann Kaolinit ($\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$) und Gibbsit ($\text{Al}_2(\text{OH})_6$). Wie bereits beschrieben, enthalten die analysierten Proben neben Aluminium vor allem noch Kalium und nur sehr geringe Gehalte an Kalzium und Natrium; im Profil ergibt sich ein mittlerer Verwitterungsindex von 0,79. In den obersten 20 cm des Profils lässt sich ein negativer CIA-Trend zur Tiefe hin feststellen, der sich in abgeschwächter Form bis 145,45 m fortsetzt. Die darunter folgenden Proben zeigen ansteigende CIA-Werte in zwei Stufen, und zwar von 145,50 bis 145,65 m und von 145,65 bis 146 m.

Sehr deutlich ist auch der kontinuierliche Anstieg des Eisengehaltes (analysiert als Gesamt-Eisen) von 1,57 % bei 145 m bis 2,85 % bei 145,60 m. Ab 145,65 m steigt er sehr abrupt weiter an bis zu einem Maximalwert von 4,55 % bei 145,70 m, um dann wieder kontinuierlich abzufallen (Abb. 3).

Es zeigt sich, dass pedogen-sensitive Parameter auf charakteristische Weise Veränderungen nachzeichnen, die eine Interpretation dieses Abschnitts als pedogen überprägtes Sediment nahelegen. Die an bestimmte Profilabschnitte gebundenen unterschiedlichen geochemischen Trends machen darüber hinaus eine mehrstufige Entwicklung deutlich (Kap. 3.2).

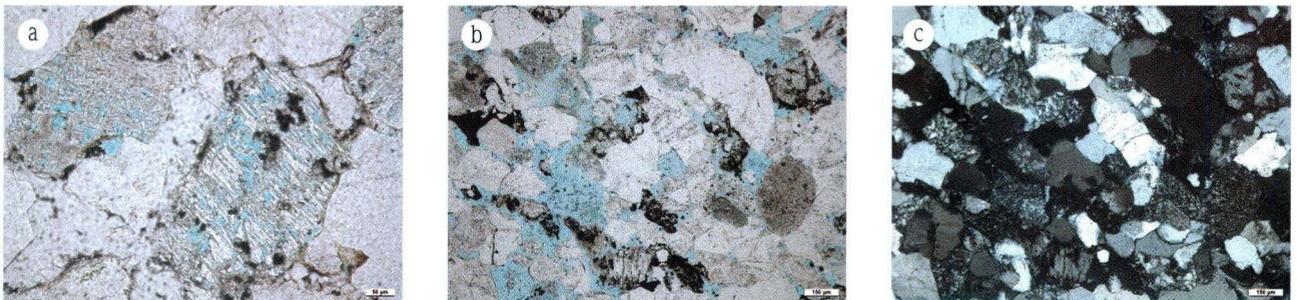


Abb. 4. Diageneseerscheinungen in Sandsteinen der Bohrung Richen (Porenraum mit blauem Kunstharz gefärbt): a) Feldspat-Skelett („honeycomb-structure“; 159,8 m, Hardegsen-Folge; Maßstab 50 μm); b) mit feinkörnigen Tonmineralen gefüllte Poren, die permeabel genug sind, um von Kunstharz (blau) durchdrungen zu werden (153,3 m, Hardegsen-Folge; Maßstab 150 μm); c) wie vor, gekreuzte Polarisatoren.

3. Diskussion

3.1 Stratigraphische Einstufung

Proben aus feinklastischen Schichten des Quartärs enthielten Pflanzenreste (Abb. 2), in vier von sechs Proben konnten Mollusken (*Trichia sp.*) bestimmt werden (leg. det. Wedel, HLUG). Eine besonders reichhaltige Fossilführung trat in der Probe von 15 bis 16 m Teufe auf, hier identifizierte Wedel eine *Pupilla*-Fauna mit kaltzeitlichem Charakter (*Pupilla muscorum densegyrata*-Formen), die er einer mäßig feuchten Steppenfauna des Oberriss (Mittelpleistozän) zuordnet. Auch kleine Lösskindl traten in dieser Schicht auf.

Im unteren Bereich der stark organisch geprägten Lage bei 48,60 bis 49,60 m (Abb. 2) fand Hottenrott (HLUG) neben zahlreichen Holzresten auch Pollenkörner und Sporen, die meist stark korrodiert waren. *Carya*, *Taxodiaceae*, *Tsuga*, *Symplocos* und *Nyssa* gestatten neben *Fagus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Pinus*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae* und *Ericaceae* eine Einstufung in das Pliozän.

In der Bohrung Richen liegen nicht nur die Sedimente des Plio-/Pleistozän, sondern auch die des Prätertiär überwiegend als Lockergesteine vor, so dass eine genaue Abgrenzung der

Einheiten voneinander zunächst problematisch erschien. Die Sedimentfarben wechseln bei ca. 65 m zwar zunächst von hellgrau und gelblich zu überwiegend rotbraun, ab etwa 82 m bis zur Endteufe dominieren jedoch wieder graue Farbtöne (Abb. 2). Von diagnostischer Bedeutung für die Festlegung der Tertiärbasis bei 64,35 m waren letztlich die Geröllführung, das Vorkommen humoser Einschaltungen und die Lagerungsdichte der Sedimente:

Die tertiären Sedimente enthalten große Kristallin- und Sandstein-Klasten bzw. -Gerölle, die in den als Prätertiär eingestuften Sedimenten fehlen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass in den eher proximalen bzw. lokalen Schüttungen der känozoischen Sedimente die Nähe zum Odenwald durch eine entsprechende Geröllfracht deutlich wird. Demgegenüber lagen die Liefergebiete der Buntsandstein-zeitlichen Sedimente weiter im Süden, so dass das gesamte Kornspektrum in einheitlicher Korngröße und guter Sortierung vorliegt und nur noch verwitterungsresistente Lithoklasten erhalten geblieben sind. Die authigenen Chloritbüschel in den Poren der entfestigten Sandsteine sind spätdiagenetische Bildungen, die auf eine tiefere Versenkung dieser Sedimente hinweisen. Auch die Zersetzung von Feldspäten („honeycomb structures“, Abb. 4a) ist eher der Spätdiagenese in größerer Versenkungstiefe zuzuordnen.

Die Ablagerung und Erhaltung von humosem Material unter den klimatischen Bedingungen des Buntsandsteins ist sehr unwahrscheinlich, dagegen in tertiären Sedimenten durchaus häufig. Die bei 130,5 m enthaltenen organischen Reste sind sehr stark alteriert, deutlich stärker als in der pliozänen Probe bei 49,50 m, so dass eine stratigraphische Bestimmung nicht möglich, eine Zuordnung zum Prätertiär aber wahrscheinlich ist (Hottenrott, HLUG).

Die zunehmend dichtere Lagerung der Sande unterhalb von 64,35 m (Abb. 2) weist auf eine Entfestigung kompaktierter und ehemals zementierter Sandsteine hin. Diese tiefgreifende Entfestigung kann mit der intensiven Tertiär-zeitlichen Verwitterung erklärt werden.

Die Einstufung der prätertiären Sedimente in den Mittleren bzw. Oberen Buntsandstein basiert auf charakteristischen Eigenschaften wie Farbe, Korngröße und Schichtungsmerkmalen. Eine Einstufung in das Rotliegend kommt aufgrund der kompositionellen und texturellen Reife der Sandsteine nicht in Frage.

Die Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein ist anhand des hellgrauen bis graubunten, feinsandigen Ton-Schluffs von 121 bis 115 m eindeutig (Abb. 2). Dieser Abschnitt entspricht den basalen Schichten des Röt 1. Weiterhin repräsentiert die pedogen geprägte Zone von 146 bis 145 m eine bedeutende Schichtlücke (Hiatus) und markiert nach Einschätzung der Autorinnen die Grenze Hardeggen-Folge/Solling-Folge. Sie ist möglicherweise korrelierbar mit der „Unteren Violetten Zone, UVZ“ (BACKHAUS 1968), dem „Violetten Horizont, VH 2“ (ORTLAM 1967, 1974), den „Karneol-Dolomit-

Schichten“ (LEPPER 1970) bzw. dem „Karneol-Dolomit-Horizont“ (BACKHAUS 1975).

Die Gesteine der Hardeggen-Folge wurden in der Bohrung Richen nicht vollständig durchteuft. Erbohrt sind hier nur die obersten 15 m, mit der Obergrenze am Top des bereits erwähnten pedogen überprägten Horizontes (Kap. 2.3, 3.2, Abb. 2). Die vorwiegend weißgrauen (vermutlich entfärbten), meist entfestigten Mittelsandsteine sind typische Ablagerungen des fluviatilen Milieus mit sandigen Flussbett-Sedimenten und umgelagerten Tonsiltsteinen (Tongallen) aus Überflutungsebenen (Kap. 2.1). Die Sedimentfracht besteht ausschließlich aus stabilen Komponenten in einheitlich feiner Korngröße und guter Sortierung (Kap. 2.2) und ist somit ferner gelegenen Liefergebieten zuzuordnen. In den obersten 3,4 m der Hardeggen-Folge ist mit einem feinsandig-tonigen Sediment ein Abschnitt aus dem Bereich nahe der Überflutungsebene eines Flusses erhalten. Den Abschluss bildet hier der o.g. pedogen geprägte Horizont, ein Anzeiger für relativ lange Expositionszeit und fehlende Erosion. Vermutlich gab es zu dieser Zeit relativ stabile Flussrinnen, so dass es im Bereich der Überflutungsebene während längerer Sedimentationspausen zu Bodenbildungen in den tonigen Sedimenten kam (Kap. 2.3, 3.2).

Die Solling-Folge ist in der Bohrung Richen ebenfalls durch vorwiegend entfestigte, hellgraue Fein- bis Mittelsandsteine aus relativ schlecht gerundeten Quarzkörnern repräsentiert. Zum Teil ist noch Schrägschichtung erkennbar. Die wenigen zementierten Lagen sind porig-löchrig. Es sind nur einzelne Tonlagen erhalten (Abb. 2). Wie schon bei den Sedimenten der Hardeggen-Folge handelt es sich hier um Ablagerungen des fluviatilen Milieus, wobei die Flussbett-Sedimente gegenüber den Tonen der Überflutungsebene dominieren. Auffällig an der hier postulierten Solling-Folge ist besonders das Fehlen jeglicher Gerölle, wie sie etwa aus dem Gebiet des nördlichen Spessarts und südlichen Vogelsberges bekannt sind (EHRENBERG & HICKETHIER 1982, DIEDERICH & HICKETHIER 1975). Nach LAEMMLEN (1966) soll die Region des heutigen Dieburger Beckens zur Zeit der Solling-Folge im Faziesbereich der Grobsande mit Einzelgeröllen liegen. Das Material der Bohrung Richen jedoch zeigt, dass sich das Ablagerungsgebiet zu dieser Zeit nicht im Bereich der Hauptströme der Solling-zeitlichen Flüsse befand oder erst zu einem späteren Zeitpunkt wieder von der Sedimentation erfasst wurde. Ein Hinweis auf Letzteres kann auch die pedogene Überprägung des o.g. Tonhorizontes am Ende der Hardeggen-Folge sein, die eine längere Zeit der Sedimentationsunterbrechung dokumentiert.

In der Bohrung Richen umfasst der Abschnitt von 121 bis 115 m den Röt 1 in einer relativ mächtigen tonigen, hier z.T. auch sandigen Fazies, die vermutlich eine eher randliche, proximale Position im Becken kennzeichnet (Abb. 2). Der Abschnitt, der den Röt 2 („Plattensandstein“) repräsentiert (115,0 bis 78,55 m), besteht vorwiegend aus hell- bis braungrauen Fein- bis Mittelsandsteinen mit bereichsweise noch erkennbarer

flacher Schrägschichtung (z.T. dm-Sets) und teilweise glimmerbelegten Schichtflächen. Anhand eingeschalteter dünner Tonlagen innerhalb der Abfolge kommt eine gewisse Zyklizität zum Ausdruck (fining-upward). Auch hier handelt es sich um fluviatile Sandsteine. Wegen der geringen Mächtigkeiten der Schrägschichtungskörper und der selten erhaltenen Überflutungsebenen-Sedimente ist anzunehmen, dass die Sande in sehr flachen, sich häufig verlagernden Flussrinnen einer Schwemmebene ohne stabil ausgeprägte Überflutungsebenen abgelagert wurden. Der Röt 3 („Oberer Plattensandstein“/„Untere Röt-Tone“, 66,2 bis 78,55 m) besteht aus einer Wechsellagerung aus Fein- und Mittelsanden und zahlreichen Tonlagen (bis 20 cm). Diese Sedimente bildeten sich in einer flachen Fluss- oder Schwemmebene, in der trotz Verlagerung kleiner Flussrinnen wenigstens zum Teil Überflutungssedimente erhalten blieben. Den Abschluss der prätertiären Sedimente bildet der dem Röt 4 zugeordnete „Rötquarzit“, bestehend aus feinsandigem Mittelsand ohne Tonlagen.

Zusammenfassend wird deutlich, dass auch am südlichen Rand der Hessischen Senke die für die Wende Mittlerer – Oberer Buntsandstein im gesamten Becken charakteristische Änderung der Ablagerungsbedingungen nachvollzogen werden kann: Anstelle des im Mittleren Buntsandstein noch ausschließlich fluviatil geprägten Ablagerungsraums etablierte sich im Oberen Buntsandstein ein ausgedehntes Playa-System (PAUL 1999). Durch einen Wasserspiegelanstieg entstand im norddeutschen Raum ein Vorfluter („Röt-See“), und das Erosionsniveau („base level“) wurde im gesamten Sedimentationsraum angehoben. Damit verlagerten sich die Gebiete der Akkommodation und die Faziesgürtel im Bereich der Hessischen Senke zu Beginn des Röt deutlich weiter nach Süden. Daraus resultierte die Ablagerung der Röt-1-Pelite auch weit im Süden der Hessischen Senke (vgl. Tab. 1). Der entsprechende Abschnitt in der Bohrung Richen verdeutlicht jedoch durch eingeschaltete Feinsandlinsen, dass hier der südliche Grenzbereich dieses pelitischen Faziesgürtels erreicht ist. In der Folge verlagerte sich der Hauptakkommodationsraum offensichtlich wieder weiter nach Norden: Die im Hangenden folgende sandige Fazies des Röt 2 („Plattensandstein“) reicht bereits bis südlich Fulda. Eine ähnliche Faziesverschiebung ist auch aus dem Röt 3 bekannt. In der Bohrung Richen ist der Röt 3 vorwiegend sandig ausgebildet, allerdings sind zahlreiche Tonlagen eingeschaltet. Dies repräsentiert vermutlich den Verzahnungsbereich des „Oberen Plattensandsteins“ des südlichen Odenwalds mit den „Unteren Röt-Tonen“, die bereits in Mainfranken den gesamten Röt 3 aufbauen (BINDIG & BACKHAUS 1995, vgl. Tab. 1).

Die fluviatilen Sedimente des Röt 2 bis Röt 4 in der Bohrung Richen repräsentieren vermutlich ein Flusssystem mit eher flachen, sich häufig verlagernden Flussrinnen. Hinweise auf ausgeprägte Rinnen- oder Mäandersysteme, wie Überflutungsebenen-Sedimente oder Bodenbildungen, fehlen in der Abfolge. Damit wird der Interpretation von BINDIG & BACKHAUS (1995) nicht gefolgt, die an Röt-Aufschlüssen in den Vogesen,

im südlichen Odenwald, Kraichgau und in Mainfranken einen Wechsel von verflochtenen Flüssen im Röt 1 zu mäandrierenden Flüssen und stabilen Rinnen spätestens im Röt 2 ableiten. Allerdings postulieren diese Autoren für den gesamten Röt parallel zur Existenz der jeweiligen Flusssysteme häufige Schichtflutereignisse.

Anhand der erbohrten Schichtfolge des Mittleren und Oberen Buntsandsteins können nun erstmals für den Bereich des Dieburger Beckens Mächtigkeiten angegeben werden (Tab. 1). Zu berücksichtigen ist dabei allerdings, dass es sich aufgrund der nicht vollständig erbohrten Röt-Folge um Mindestmächtigkeiten für den Oberen Buntsandstein handelt.

Die Solling-Folge ist mit 24 m wohl eindeutig in den Faziesraum der N und NE anschließenden Gebiete nördlicher Spessart/südöstlicher Vogelsberg bzw. südwestlicher Vogelsberg zu stellen. Südlich des Dieburger Beckens muss zur Zeit der Solling-Folge eine sehr differenzierte Paläomorphologie bestanden haben: Schon im Bereich des mittleren Odenwalds ist die Mächtigkeit der Solling-Folge auf nur noch max. 9 m reduziert (BACKHAUS & SCHWARZ 2003). Im südlichen Odenwald (BACKHAUS et al. 2002) gehen diesem Ablagerungszeitraum intensive Bodenbildungsprozesse voraus, und die darauf folgende Solling-Folge wird max. 5 m mächtig.

Im Röt 1, dem sog. Basiston des Röt, greift der Faziesraum der Playasedimente über den Bereich der Dieburger Bucht nach Süden bis in den mittleren Odenwald vor. Darüber hinaus fällt auf, dass in diesem Raum die Röt-1-Pelite deutlich höhere Mächtigkeiten erreichen als in den unmittelbar NE angrenzenden Gebieten (Tab. 1). Im Kraichgau fehlen die Tone vollständig, hier repräsentiert die terrestrische Fazies der Plattensandsteine den Beginn der Röt-Sedimentation.

Die Plattensandsteine des Röt 2 werden in der Dieburger Bucht mit rund 37 m im Vergleich zu den angrenzenden Gebieten relativ mächtig (Tab. 1). Allerdings ist die Einstufung der „Mittleren Plattensandsteine“ des mittleren Odenwalds durch BACKHAUS & SCHWARZ (2003) in den Röt 3 im Vergleich mit den Nachbarregionen fraglich; sehr wahrscheinlich gehören sie zusammen mit dem Unteren Plattensandstein noch dem Röt 2 an. Damit erreicht der Röt 2 auch im mittleren Odenwald 34 m Mächtigkeit.

Der Röt 3, der hier aus einer Faziesverzahnung von Oberem Plattensandstein und Unteren Röt-Tonen aufgebaut wird, liegt mit 12 m im Schwankungsbereich der für Nachbargebiete angegebenen Mächtigkeiten (Tab. 1).

Da in Bohrung Richen nur 2 m des Röt 4 erbohrt wurden, ist kein direkter Mächtigkeitsvergleich der gesamten Röt-Folge mit den Nachbargebieten möglich. Die für Richen anzugebende Mindestmächtigkeit von 57 m lässt jedoch vermuten, dass auch hier die Gesamtmächtigkeit des Röt etwa 80–90 m erreicht, vergleichbar mit dem mittleren Odenwald und Mainfranken. Erst im nördlichen Spessart/südöstlichen Vogelsberg steigt die Röt-Mächtigkeit mit ≥ 100 m deutlich an (Tab. 1).

Tab. 1. Mächtigkeiten der Einheiten des Mittleren und Oberen Buntsandsteins in der Brg. Richen im Vergleich mit Literaturangaben.

Strat.	Kraichgau/ südlicher Odenwald BINDIG & BACKHAUS (1995)	Südlicher Odenwald (Neckar) BACKHAUS et al. (2002)	Mittlerer Odenwald (Erbach/ Bad König) BACKHAUS & SCHWARZ (2003)	Dieburger Becken (Brg. Richen) (diese Arbeit)	Mainfranken BINDIG & BACKHAUS (1995)	N' Spessart/ SE' Vogelsberg EHRENBERG & HICKETHIER (1982)	SW-Rand Vogelsberg DIEDERICH & HICKETHIER (1975)
so	48–61 m/71 m	> 64 m	87 m	≥ 57 m	67–79 m	≥ 100 m	
Röt4	15 m/25 m (Röt-Tone mit Epfen- bacher Sandstein) 2–3 m (Rötquarzit)	> 18 m 6 m (Rötquarzit)	30 m (Röt-Tone) > 5 m (Rötquarzit)	(nicht durchteuft) ≥ 2 m (Rötquarzit)	25 m (Obere Röt-Tone) 5 m (Rötquarzit)	40–45 m (Bunte Tonsteinschichten) 5–7 m (Rötquarzit)	k. A.
Röt3	11–15 m/1–3 m (Ob. Plattensandst.) 0 m/11 m (Untere Röt-Tone)	12 m (Ob. Plattensandst.) 4 m (Untere Röt-Tone)	16–17 m (Ob. Plattensandst.) 14–16 m (Mittl. Plattensandst.) ¹⁾	12 m (Ob. Plattensandst./ Unt. Röt-Tone)	11–17 m (Untere Röt-Tone)	17–22 m (Braunrote Tonsteinschichten)	≥ 0,4 m
Röt2	25–30 m (Unt. Plattensandst.)	23 m (Unt. Plattensandst.)	16–18 m (Unt. Plattensandst.)	37 m (Unt. Plattensandst.)	25–30 m (Unt. Plattensandst.)	25–30 m (Plattensandstein)	26 m
Röt1	–	1 m	6–7 m	6 m	1–2 m (Basiston)	2–5 m (Basiston)	4 m
sm							
smS		5 m	9 m	24 m	k. A.	17–24 m (nach NE bis 35 m ²)	26 m
smH		33 m, davon ca. 4 m Felssandstein	55–52 m	≥ 15 m	k. A.	45–55 m, davon ca. 19 m Felssandstein	ca. 62 m

¹⁾ Der „Mittlere Plattensandstein“ wird von BACKHAUS & SCHWARZ (2003) dem Röt 3 zugerechnet, gehört aber nach Vergleich mit den Nachbarregionen (diese Tab.) zum Unteren Plattensandstein des Röt 2.

k. A. = keine Angabe

3.2 Diskussion der pedogenen Merkmale

Die in Kap. 2.3 beschriebenen Elementverteilungen in Abschnitt 3 des pedogen geprägten Horizontes (145 bis 145,50 m, vgl. Abb. 3) zeichnen in typischer Weise pedogene Prozesse nach: Zum einen spiegelt sich hierin die Umlagerung der Tonfraktion und der an die Tonminerale gebundenen Elemente in einem Bodenprofil wider (Lessivierung), zum anderen eine damit einhergehende Verwitterung der Tonminerale (base leaching). Mit der Verlagerung der Tonminerale in tiefere Bereiche des Bodenprofils geht der Anstieg an Aluminium und der daran gekoppelte relative Rückgang von Silizium einher, ebenso der Anstieg der Alkali- und Erdalkalitionen zur Tiefe hin. Dieser hat als weitere Ursache die in den oberen Bodenhorizonten besonders starke und nach unten abnehmende Verwitterung der Tonminerale: Durch deszendente Bodenwässer werden die in den Zwischenschichten der Tonminerale gebundenen Kationen ausgewaschen, so dass aus kationenreichen Tonmineralen (in Böden insbesondere Smektiten) sukzessive kationenärmere gebildet werden, bis im Extremfall nur noch

Kaolinit als reines Alumosilikat ohne Zwischenschichtkationen zurückbleibt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998). Dieser Extremfall wird im untersuchten Profil jedoch nicht erreicht.

In tonigen Sedimenten mit geringem Anteil an mafischen Mineralen ist Eisen im Wesentlichen an sehr feinkörnige Eisenoxide und -hydroxide gebunden. Die Anreicherung von Eisen zur Tiefe hin im Abschnitt 3 von 145 bis 145,50 m (Abb. 3) ist auf pedogene Prozesse zurückzuführen: Durch Verwitterung eisenhaltiger Minerale (beispielsweise Biotit) in den oberen Bodenhorizonten werden Eisenionen freigesetzt. Unter reduzierenden Bedingungen und schwach sauren pH-Werten bleiben diese als Fe²⁺-Ionen gelöst und können mit dem Bodenwasser transportiert werden. Geraten die eisenhaltigen Bodenwässer unter Sauerstoffeinfluss oder steigt der pH-Wert in tieferen Bodenschichten über einen kritischen Wert an, so werden die Fe²⁺-Ionen oxidiert und fallen als dreiwertige Eisenoxide bzw. -hydroxide aus. Goethit (FeOOH) ist sehr stabil und daher das häufigste pedogene Eisenoxid (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 22). Es verursacht die gelb- bis rostbraunen Bodenfarben. Durch Dehydratisierung und Rekristallisation kann aus Goethit

noch während der Bodenbildung Hämatit (Fe_2O_3) entstehen, das je nach Kristallitgröße ebenfalls intensiv rote bis violette Farbtöne ergibt. Dieser Prozess findet insbesondere auch während der Diagenese statt, daher dürfte im untersuchten Profil – wie in allen diagenetisch überprägten Böden – überwiegend Hämatit vorliegen.

Der zweistufige Rückgang der Alkali- und Erdalkalielemente (vor allem von Kalium) und des Eisens in den Abschnitten 2 (145,50 bis 145,65 m) und 1 (145,65 bis 146 m, s. Kap. 2.3 und Abb. 3) des untersuchten Profils könnte auf unterschiedliche primäre Sedimentzusammensetzungen zurückgehen. Wahrscheinlicher ist jedoch, dass diese beiden Abschnitte umgelagertes Bodenmaterial darstellen: Bei der Erosion eines Bodens in der näheren Umgebung werden zuerst die ausgewaschenen, kationen- und tonarmen Schichten abgetragen und lägen bei erneuter Ablagerung zuunterst, während bei fortschreitender Bodenerosion immer kationen- und tonreichere Schichten umgelagert würden. Für diese Genese spricht auch die in beiden Abschnitten – im Unterschied zur oberen Hälfte des Profils – sehr homogene rotbraune Färbung und das Fehlen jeglicher Sedimentstrukturen. Im tiefsten Abschnitt (1) fehlen darüber hinaus Bioturbationsspuren. Der tiefste Sandgang setzt bei 145,65 m Profiltiefe an (Abb. 3), könnte also auf der Oberfläche der gerade akkumulierten Schicht aus umgelagertem Bodenmaterial entstanden sein. Da der Sandgang sich nach unten deutlich verjüngt und keine Verzweigung beobachtet wurde, handelt es sich wahrscheinlich um einen Trockenriss, also um eine nicht-pedogene physikalische Form, die durch Austrocknung des Sediments bereits in sehr kurzer Zeit entstehen kann. Im Abschnitt 2 sind dagegen deutliche Bioturbationsspuren zu sehen (sandig gefüllte Wühl- und Wurzelspuren, vgl. Abb. 3). Das resedimentierte Bodenmaterial lag demnach erneut über einen ausreichend langen Zeitraum exponiert, um biogen überprägt zu werden.

Die geochemischen Trends belegen, dass es sich bei dem untersuchten Profil zwar um pedogen überprägte Sedimente handelt, jedoch nicht um ein einziges Bodenprofil, sondern um drei übereinander gestapelte, mehr oder weniger pedogen überprägte Abschnitte:

Abschnitt 1 von 146 bis 145,65 m stellt umgelagertes Bodenmaterial dar und zeigt keine Anzeichen einer erneuten pedogenen Überprägung nach der Resedimentation. Der entstandene Trockenriss belegt eine Phase der Austrocknung vor der nächsten Sedimentationsphase.

Abschnitt 2 von 145,65 bis 145,50 m besteht ebenfalls aus umgelagertem Bodenmaterial. Die deutlichen Bioturbationsspuren im oberen Bereich belegen aber eine darauf folgende etwas längere Sedimentationspause, so dass Vegetation und Fauna dieses Sediment besiedeln konnten. Anzeichen einer erneut beginnenden Bodenbildung lassen sich hier nicht nachweisen.

Abschnitt 3 von 145,50 bis 145 m des untersuchten Profils beginnt mit noch recht gut geschichteten Sedimentlagen aus

Feinsand und Ton-Schluff, die fluviatil-limnisch abgelagert wurden. Die Schichtung wird nach oben zunehmend zerstört, bis im Bereich von 145,40 bis 145 m ein vollkommen entschichtetes, durch Bioturbationsspuren und ungleichmäßig verteilte Färbungen wolkig-bunt erscheinendes Sediment vorliegt. In diesem Abschnitt belegen die einheitlichen geochemischen Trends eine in-situ-Bodenbildung. Erhalten geblieben ist von diesem Boden jedoch nur der tiefere Teil, der zunehmend Ton- und Eisen-angereicherte – und daher schwerer erodierbare – B-Horizont und der verwitterte C-Horizont. Die höheren Bodenhorizonte sind durch die nachfolgend einsetzende Ablagerung fluviatiler Sande der Solling-Folge erodiert worden.

Diese starke pedogene Beeinflussung des untersuchten Profilsabschnitts unterstützt die Einstufung als Hardegsen/Solling-Grenze, da gerade in diesem Bereich des Buntsandsteins offenbar verstärkt Bodenbildung möglich war. Bereits ORTLAM (1967, 1974) weist in diesem stratigraphischen Niveau einen „fossilen Bodenkomplex“ nach, den er als „Violetten Horizont, VH 2“ bezeichnet. Daneben unterscheidet er vier weitere „Violette Horizonte“: „VH 1“ an der Detfurth/Hardegsen-Grenze, „VH 3“ bis „VH 5“ als Horizonte innerhalb der Röt-Folge. Seine Ansicht, dass es sich um jeweils „diskrete Böden“ handelt, die über weite Strecken im 100-km-Maßstab zu verfolgen und zur stratigraphischen Korrelation zu verwenden seien, wird hier nicht geteilt. Eine einzige, über solch weite Strecken gleichartige Bodenbildung erscheint unter paläogeographischen und bodenkundlichen Gesichtspunkten sehr unwahrscheinlich. Möglich ist aber, dass es im höheren Buntsandstein Phasen verstärkter Boden-Erhaltungsfähigkeit gegeben hat, in denen sich auf Grund langer Expositionszeiten und geringer Erosionsraten Böden gut entwickeln konnten. Die so erhaltenen pedogen geprägten Horizonte können dann als relativ genaue Zeitmarken dienen, auch wenn sicherlich nicht ein Boden über weite Strecken korreliert werden kann.

3.3 Tektonische Folgerungen

Aus dem Bereich des Dieburger Beckens zwischen Spremlinger Horst im Westen und Böllsteiner und Groß-Umstädter Kristallin im Osten (Abb. 1) war bislang relativ wenig über den prätertiären Untergrund bekannt. Mit den Sedimenten des Unteren Buntsandsteins in der südlich angrenzenden Reinheimer Randscholle treten hier die jüngsten prätertiären Einheiten zutage aus. Durch die nun gelungene genaue stratigraphische Einstufung des Prätertiärs der Bohrung Richen als Oberer und Mittlerer Buntsandstein werden erstmals jüngere mesozoische Schichten im Untergrund des Dieburger Beckens sicher nachgewiesen.

Damit ergeben sich wesentlich größere Absenkungsbeträge des zentralen und östlichen Teils des Dieburger Beckens, als sie bisher vermutet worden waren. Gegenüber der Reinheimer Randscholle (Abb. 1), in der Rotliegend, Zechstein und nach Westen immer höhere Schichten des Unteren Buntsandsteins

ausstreichen, liegen die Buntsandstein-Schichten bei Richen um mindestens 230 m tiefer, wenn man die von BACKHAUS & SCHWARZ (2003) angegebenen Buntsandstein-Mächtigkeiten für den mittleren Odenwald (Raum Erbach – Bad König) zugrunde legt. Im Vergleich zum westlichen Rand des Dieburger Beckens, in dem Rotliegend- und Zechstein-Sedimente ausstreichen oder unter geringmächtiger quartärer Bedeckung liegen (TK 25, Bl. 6118 Darmstadt Ost), liegt die Scholle von Richen etwa 340 m tiefer. Und an der nur 2 km östlich von Richen entfernt in NS-Richtung verlaufenden Randverwerfung des Dieburger Beckens zum Groß-Umstädter Kristallin muss die Absenkung mehr als 500 m betragen. Der zentrale und der östliche Teil des Dieburger Beckens sind dabei deutlich tiefer abgesunken als der Westteil. Diese asymmetrische Absenkung gleicht dem Baustil des Oberrheingrabens, mit dessen Genese das Hanauer Becken und das Dieburger Becken als dessen Teilgebiet zusammenhängen (GOLWER 1968, BECKSMANN 1975, vgl. Kap. 1.1). Die hier geschätzten Absenkungsbeträge stimmen recht gut mit denen überein, die in den Erläuterungen zur GK 25, Bl. 6020 Aschaffenburg, für den SE-Rand des Hanauer Beckens genannt werden: STREIT & WEINELT (1971) geben hier für den Raum Großwallstadt Absenkungsbeträge von 290 und 470 m als Beispiele an.

Nach BECKSMANN (1975) war die Intensität der Grabenbildung im Oberrheingraben im älteren Miozän und im Pliozän am stärksten, und besonders im Pliozän wurden auch die meisten Schollen des Odenwälder Deckgebirges angelegt. Die Streichrichtungen der Verwerfungen richten sich nach BECKSMANN in der Regel einerseits nach variszisch angelegten ENE – WSW-streichenden („erzgebirgischen“) Strukturen und deren Querstörungen; die so angelegten Brüche sind meist pliozänen Alters. Andererseits folgen die Verwerfungen den N – S bis NNE – SSW-streichenden („rheinischen“) Grabenrandstörungen des Oberrheingrabens, sie wurden nach BECKSMANN im älteren Miozän und erneut im Pliozän angelegt bzw. reaktiviert.

Die stark abgesunkene Scholle, in der Richen liegt, endet nach Norden an einer Verwerfung, die von Dieburg aus in ENE Streichrichtung verläuft und die nördliche Begrenzung des Dieburger Beckens darstellt (Abb. 5). Nördlich davon wird der prätertiäre Untergrund aus Rotliegend-Sedimenten aufgebaut, nachgewiesen in einer Erdwärmebohrung in Münster³, 3 km nördlich von Dieburg.

Die Auswertung der im HLU-Bohrkataster vorhandenen Bohrprofile im Dieburger Becken macht deutlich, dass die Absenkung des Dieburger Beckens in einzelnen Teilschollen erfolgte und bis in das Pleistozän hinein andauerte. Dabei wurden einzelne Schollengrenzen bereits sehr früh (prätertiär) angelegt und versetzen besonders die prätertiären Schichten; andere waren noch syntertiär aktiv und bewirken große Mäch-

tigkeits- und Faziesunterschiede in den tertiären Sedimenten; die jüngsten Bewegungen schließlich reichen bis in das Pleistozän und möglicherweise bis in heutige Zeit und verursachen die deutlich unterschiedliche Tiefenlage der Quartärbasis (Abb. 5). Es ist zu vermuten, dass vorhandene Bruchstrukturen mehrfach reaktiviert wurden (SCHÄLICHE 1969). Darüber hinaus gibt es Hinweise, dass an manchen Verwerfungen zu verschiedenen Zeiten gegensinnige Schollenbewegungen stattfanden, beispielsweise sank während des Tertiärs an einer zwischen Bohrung Richen und Bohrung Semd verlaufenden N–S-Störung die westliche Scholle erheblich ab (s.u.), im Quartär wurde dagegen die östliche Scholle um etwa 10 m abgesenkt.

Die erbohrten Tertiärmächtigkeiten im Dieburger Becken ergeben eine von Süden nach Norden sich öffnende Buchtstruktur, die an ihren Rändern im Westen, Süden und Osten durch Abschiebungen begrenzt war und daher besser als Graben zu bezeichnen ist (Abb. 5). Die größte Tertiärmächtigkeit im Dieburger Becken wurde bisher in der Bohrung Semd⁴ mit mindestens 69 m erbohrt, das Prätertiär wurde hier nicht erreicht. Nach Norden steigt die Tertiärmächtigkeit weiter an, in der Bohrung Münster (s.o.) am Südrand des zentralen Teils des Hanauer Beckens beträgt sie bereits 100 m. Hier beginnt das Tertiär mit 25 m mächtigen Basaltablagerungen, die von 32 m mächtigen lakustrinen bis marinen, zum Teil fossilreichen siliziklastischen und karbonatischen Sedimenten überlagert werden. Die obersten 43 m des Tertiärs dieser Bohrung bestehen aus sandig dominierten fluviatilen Ablagerungen, wie sie im Dieburger Becken das gesamte Tertiär aufbauen. Die lakustrisch-marinen Sedimente der Bohrung Münster sind in das Untermiozän zu stellen, da erst zu dieser Zeit das Meer weiter nach Süden bis in das Dieburger Becken vorrückte (GOLWER 1968: 171ff.). Der darunter angetroffene Basalt, bei dem es sich nach dem makroskopischen Befund um eine effusive Bildung handelt, hat demnach prämiozänes Alter.

Die tertiäre Grabenstruktur verengt sich im Süden sehr stark (Abb. 5): Bereits 3,5 km südlich der Bohrung Semd, in der Bohrung Habitzheim⁵, ist kein Tertiär erbohrt worden, hier liegen die pleistozänen Sedimente direkt auf prätertiären Schichten, die vermutlich dem Buntsandstein angehören. Lediglich in einigen dicht beieinander liegenden Bohrungen in Reinheim wurden tertiäre Sedimente erbohrt, so dass hier der letzte Ausläufer der Grabenstruktur nachweisbar ist. Bereits 1 km westlich und östlich der nachgewiesenen Tertiärsedimente liegen Bohrungen ohne Tertiär, so dass sich der Graben hier auf etwa 1 km Breite verengt. Zu beachten ist dabei, dass fehlendes Tertiär nicht notwendigerweise bedeuten muss, dass hier primär kein Tertiär abgelagert wurde; auch eine Erosion der tertiären Sedimente infolge syn- oder posttertiärer Schollenbewegungen (Hebungen der Grabenschultern) ist denkbar.

³ Brg. Münster: TK 25, Bl. 6019 Babenhausen, R 3489590, H 5531850, ca. 136 m ü. NN, Endteufe 163 m

⁴ Brg. Semd: B/98-BK2, TK 25, Bl. 6119 Groß-Umstadt, R 3490460, H 5526660, 159,5 m ü. NN, Endteufe 104 m

⁵ Brg. Habitzheim: B/98-BK3, TK 25, Bl. 6119 Groß-Umstadt, R 3489740, H 5523000, ca. 160 m ü. NN, Endteufe 70 m

Die heutige Verbreitung tertiärer Sedimente im Untergrund des Dieburger Beckens gemäß den vorhandenen Bohrprofilen ist in Abb. 5 dargestellt.

Die quartären Absenkungen konzentrieren sich offenbar auf den NE Teil des Dieburger Beckens, wo NW von Richen die Quartärbasis mit etwa 105 bis 110 m ü. NN am tiefsten liegt. Östlich der gestaffelten Randverwerfungen zum Groß-Umstädter Kristallin hin steigt sie rasch auf rund 140 bis 150 m ü. NN, und auch bereits westlich von Semd liegt sie bei 125 bis 130 m ü. NN und steigt nach Westen höher. Zur Rein-

heimer Randscholle im Süden hin sind ebenfalls quartäre Schollenbewegungen festzustellen, die Quartärbasis liegt hier zwischen 125 und 160 m ü. NN. Auf der Reinheimer Randscholle schließlich beginnen die quartären Ablagerungen bei rund 170 bis 180 m ü. NN. Auch am Rand zum Sprendlinger Horst liegt die Quartärbasis deutlich höher als im zentralen und östlichen Dieburger Becken, allerdings ist die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän in diesem Bereich in den meisten Bohrungen mit größerer Unsicherheit behaftet, so dass eine genaue Auswertung anhand der Quartärbasis nicht möglich ist.

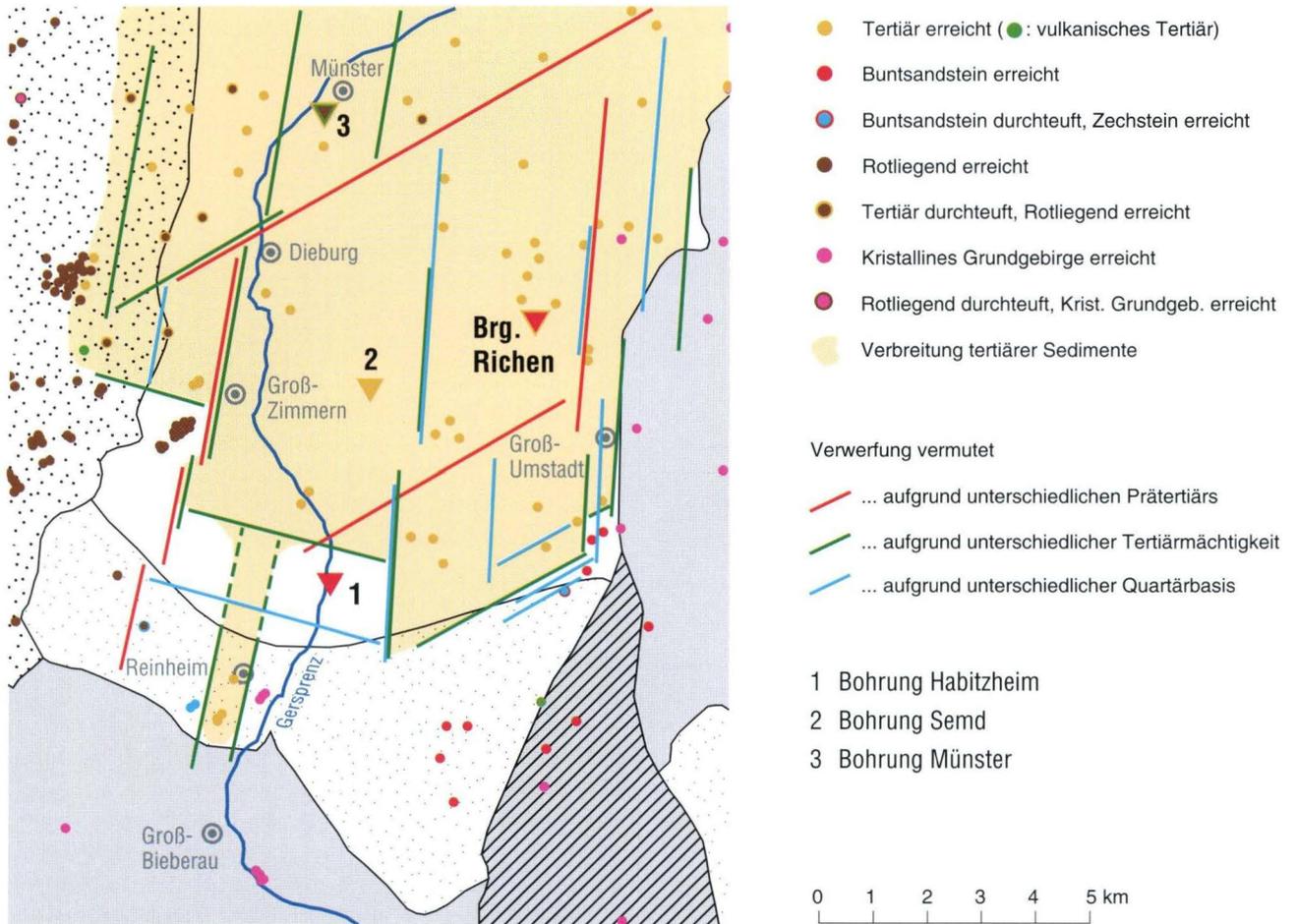


Abb. 5. Bruchstrukturen im Dieburger Becken und die Verbreitung tertiärer Sedimente im Untergrund nach Auswertung von Bohrprofilen des HLUG-Bohrkatasters. Es wurden die in der Umgebung dominierenden Streichrichtungen (erzgebirgisch und rheinisch mit Querstörungen, Kap. 3.3) angenommen (umgebende geologische Strukturräume: siehe Abb. 1).

4. Schlussfolgerungen

Unter den mächtigen känozoischen Ablagerungen des Dieburger Beckens liegt Oberer und Mittlerer Buntsandstein.

Im höheren Mittleren Buntsandstein, insbesondere an der Grenze zwischen Hardegsen- und Solling-Folge, sind mehrfache Sedimentationsunterbrechungen und Bodenbildungen dokumentiert. Die Solling-Folge ist im Dieburger Becken wesentlich mächtiger ausgebildet als im südlich angrenzenden Odenwald und daher faziell vermutlich dem Ablagerungsraum des nördlichen Spessarts bzw. südwestlichen Vogelsberges zuzuordnen. Im Gegensatz zu diesen nördlich angrenzenden Gebieten zeigt sie jedoch keine Geröllführung. Im Röt 1 liegt das Dieburger Becken im Bereich einer Faziesverzahnung zwischen terrestrisch geprägtem „Plattensandstein“ und dem „Basiston“ der nördlich anschließenden Playa-Ebene.

Eine interne Strukturierung des Dieburger Beckens in einzelne Teilschollen wird anhand der Auswertung von Bohrprofilen deutlich. Die während des Tertiärs und Quartärs unterschiedlich starke Absenkung an den internen Schollengrenzen spiegelt sich in den Mächtigkeiten der känozoischen Sedimente wider.

Danksagung: Wir danken den Kollegen Dr. Hottenrott, Dr. Nesbor, Wedel und Ziehke für paläontologische Bestimmungen und fachliche Diskussionen. Auch den Mitgliedern der Arbeitsgruppen Buntsandstein und Zechstein der Subkommission Perm-Trias (Deutsche Stratigraphische Kommission) sei für das gezeigte Interesse bei einer gemeinsamen Bohrkernbegehung herzlich gedankt.

5. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E. (1967): Zur Genese des Buntsandsteins im Spessart. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **49**: 157–171, 2 Abb., Taf. 1–3; Stuttgart.
- BACKHAUS, E. (1968): Fazies, Stratigraphie und Paläogeographie der Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen Odenwald – Rhön und Thüringer Wald. – Oberrhein. Geol. Abh., **17** (1): 1–164; Karlsruhe.
- BACKHAUS, E. (1969): Die Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen oberer Fulda und unterem Neckar. – Z. dt. geol. Ges., **118**: 193–206, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BACKHAUS, E. (1975): Der Buntsandstein im Odenwald. – Aufschluß, Sonderbd. (Odenwald), **27**: 299–320; Heidelberg.
- BACKHAUS, E. (1981): Der marin-brackische Einfluß im Oberen Röt Süddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 361–382; Hannover.
- BACKHAUS, E. & REUL, K. (1971): Der Mittlere und Obere Buntsandstein im Bereich der Rhön-Schwelle. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 142–192; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E. & HEIM, D. (1995): Die fluvio-lakustrine Fazies des Übergangsbereichs Plattensandstein/Rötquarzit (Oberer Buntsandstein) im mittleren Odenwald unter besonderer Berücksichtigung der Violetten Zone. – Geol. Jb. Hessen, **123**: 49–68; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E., BÄHR, R. & BINDIG, M. (2002): Faziesbild und stratigraphische Einstufung des Mittleren und Oberen Buntsandsteins am unteren Neckar (TK 25, Blatt 6620 Mosbach). – Geol. Jb. Hessen, **129**: 79–101, 18 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E. & SCHWARZ, S. (2003): Ein Sammelprofil des Buntsandsteins und Zechsteins im mittleren Odenwald anhand von Bohrun-
- gen und Gamma-Logs. – Geol. Jb. Hessen, **130**: 91–107, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- BECKSMANN, E. (1975): Tektonik des Deckgebirges im Odenwald. – Aufschluß, Sonderbd. (Odenwald), **27**: 281–283; Heidelberg.
- BINDIG, M. & BACKHAUS, E. (1995): Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandsteinfazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands. – Geol. Jb. Hessen, **123**: 69–105; Wiesbaden.
- CHELIUS, C. & VOGEL, C. (1894): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 6119 Groß-Umstadt: 52 S.; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. & LAEMMLEN, M. (1969): Buntsandsteingliederung in Bayern und Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 195–205; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. & HICKETHIER, H. (1975): Der Buntsandstein am Südwestrand des Vogelsberges. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 187–228, 2 Abb.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1982): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5622 Steinau a. d. Straße, 2. Aufl.: 199 S., 19 Abb., 18 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157–184; Wiesbaden.
- KLEMM, G. (1938): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 6118 Roßdorf, 3. Aufl.: 116 S.; Darmstadt.
- 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; Hannover.
- LEPPER, J. (1970): Neue Ergebnisse lithostratigraphisch-fazieller Detail-Untersuchungen im Grenzbereich Mittlerer/Oberer Buntsandstein zwischen Fulda und Neckar: 189 S., Diss. Univ. Würzburg.
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. – Nature, **299**: 715–717; London.
- ORTLAM, D. (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des Höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. – Geol. Jb., **84**: 485–590; Hannover.
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **63** (3): 850–884, 29 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- PAUL, J. (1999): Fazies und Sedimentstrukturen des Buntsandsteins. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias. Eine ganz andere Welt. Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter: 105–114; München (Pfeil).
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde, 14. Aufl.: 494 S., 248 Abb., 100 Tab., 1 Farbtaf.; Stuttgart (Enke).
- SCHÄLICHE, W. (1969): Geologische Untersuchungen zur Struktur der Oetzberg-Zone im Odenwald. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 296–330; Wiesbaden.
- STREIT, R. & WEINELT, W. (1971): Geol. Kt. Bayern 1: 25 000 mit Erl., Bl. 6020 Aschaffenburg: 398 S.; München.

ROLAND E. BECKER¹ & ALBERT-KARL THEUERJAHR²

Die Schwerspatgänge im Mittleren Buntsandstein bei Lichtenhagen, Bl. 4923 Altmorschen

Kurzfassung

Während der geologischen Kartierung des Blattes 4923 Altmorschen (GK 25) wurden vier Schwerspatgänge in einem temporären Aufschluss angetroffen. Der Beitrag beschreibt

die geologisch-tektonische Situation und die Mineralisation der Gangbildungen.

Abstract

During the field work for the Geological Map 4923 Altmorschen at a scale of 1:25 000 four occurrences of baryte were discovered in a temporary trench. In the following the

geological and tectonical situation and the mineralisation of the veins are described.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	97
2. Geologie	98
3. Tektonik	98
4. Lokale Situation	98
5. Mineralisation	102
6. Zusammenfassung	102
7. Schriftenverzeichnis	103

1. Einleitung

Beim Bau einer Erdgasfernleitung wurden im Spätjahr 1992 (bei BECKER & KULICK 1999 fälschlicherweise: 1993) westlich und südwestlich von Lichtenhagen vier Schwerspatgänge angeschnitten, die annähernd Ost–West streichen und steil nach Süden einfallen. Die Gänge sitzen im Mittleren Buntsand-

stein. Der Hauptgang hat eine Mächtigkeit von ca. 11 m und ist durch zwei geringmächtige Gangmittel gegliedert. Die drei davon südlich angeschnittenen Vorkommen sind geringmächtig und waren übertägig nicht zu verfolgen.

¹ Dr. R.E. Becker (e-mail: r.becker@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

² Dr. A.K. Theuerjahr (e-mail: theuerjahr@gmx.de), Katzenberg 105, D-55126 Mainz

2. Geologie

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Osthessischen Buntsandsteinscholle des Mesozoischen Gebirges (HLUG 2004) auf Bl. 4923 Altmorschen, welches im Rahmen der amtlichen Blattkartierung in 2. Auflage erschienen ist (BECKER & KULICK 1999). Die Gänge streichen im Grenzbereich von Volpriehausener Sandstein zu Volpriehausener Wechselfolge aus. Die Volpriehausener-Folge stellt mit ihrer Gesamtmächtigkeit von ca. 120 m die mächtigste des Mittleren Buntsandsteins auf Bl. Altmorschen dar. Sie beginnt mit einem grobkörnigen,

z. T. schwach konglomeratischen Sandstein, der von einer Sandstein-Tonstein-Wechselfolge überlagert wird. Der Sandstein ist deutlich gröber als alle Gesteine des Unteren Buntsandsteins. Die Wechselfolge ähnelt den Weißroten sandigen und den Roten sandig-tonigen Schichten der Bernburg-Folge z. T. sehr stark, zeichnet sich aber großräumig doch durch ihre etwas kräftigere Färbung der Sandsteine und vor allem durch oftmals quarzitisches Bindemittel aus.

3. Tektonik

Der größte Teil des Bl. 4923 Altmorschen umfasst einen Ausschnitt aus der Triasplatte im Osten der Hessischen Tertiärsenke. Die triassischen Gesteine liegen überwiegend konkordant auf permischen Sedimenten, evtl. auch diskordant auf gefaltetem älterem Paläozoikum. Im NW greift die Hessische Tertiärsenke mit dem Ost-Teil der quer dazu in Ost–West-Richtung verlaufenden tertiärverfüllten Ostheimer Senke ins Blattgebiet ein. Die tertiären und quartären Schichten liegen diskordant zu den älteren Gesteinen. Vulkanische Gesteine sind im Jungtertiär als Basalte oder Tuffe an die Oberfläche gelangt.

Die dem variszischen Untergrund aufliegenden Schichten wurden durch die saxonische Tektonik großwellig verbogen und dabei in ein Schollenmosaik zerlegt, das von einer Vielzahl von Grabenbrüchen durchzogen wird (CARLÉ 1955; SCHRÖDER 1976; RICHTER-BERNBURG 1977). Diese Bewegungen müssen in Zusammenhang mit plattentektonischen Vorgängen gebracht werden, bei denen neben Vertikalverschiebungen auch horizontale Scherbewegungen große Bedeutung besitzen (PRINZ 1988).

Die Schwerspatgänge liegen in den Randschollen des Verschnidungsbereiches von Beisheimer und Remsfelder Graben (Abb. 1 und 2).

Der Ost–West gerichtete Beisheimer Graben entwickelt sich im Osten aus dem Altmorschener Graben und streicht nach Westen bis zum Remsfelder Graben. Eine darüber hinausgehende westliche Fortsetzung ist nicht bekannt. Auch nach Osten über den Altmorschener Graben hinaus existieren keinerlei Anzeichen für eine Fortsetzung der tektonischen Bruchlinien, die Störungen schwenken im Wichter Grabenknie um (BECKER & LAEMMLEN 1988). Der Beisheimer Graben zeigt insgesamt keinen einheitlichen Baustil, er enthält im zentralen Grabenbereich Schichten aus Muschelkalk und teilweise Unterem Keuper. Die Verwerfungen der südlichen Staffelschollen mit Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins streichen überwiegend noch in Grabenrichtung. Im NW ist durch das Auftreffen auf den Remsfelder Graben und die beginnende Absenkung zur Hessischen Senke keine klare Zuordnung der Schollenbegrenzungen zu tektonischen Hauptrichtungen möglich.

Der rheinisch streichende Remsfelder Graben liegt im Wesentlichen auf Bl. 4922 Homberg (Efze), dort teilweise unter Bedeckung durch tertiäre und quartäre Sedimente. Die tiefste Einsenkung liegt im Bereich der Kreuzung mit dem Beisheimer Graben, als Remsfelder Grabenknoten bezeichnet (HIEKE 1966).

4. Lokale Situation

Das geologische Profil A–B–C–D–E folgt der Gastrasse, wobei die Abschnitte A–B und C–D in Nord–Süd- und B–C und D–E in NW–SE- bzw. in WNW–ESE-Richtung verlaufen (Abb. 2).

Die im 1 m breiten und bis zu 2,5 m tiefen Trassengraben angeschnittene Schichtenfolge zeigte erwartungsgemäß erheblich mehr tektonische Details als auf der GK 25 darstellbar waren. Die Sprunghöhen an diesen Störungen sind in der Regel gering. Die geologische Blattkartierung hätte ein solch differenziertes Bild der Lagerungsverhältnisse nicht erfassen können.

Die Schichten fallen in den Abschnitten B–E überwiegend nach NW mit Werten zwischen 15–20° ein, mit Annäherung

an den Remsfelder Grabenrand im Abschnitt A–B zeigen sich eine rasch wechselnde Schichtlagerung mit unterschiedlichsten Streich- und Einfallrichtungen und eine intensive tektonische Zerrüttung.

Die Störungen (auch im Detailprofil konnten nicht alle Kleinverwerfungen dargestellt werden) im Abschnitt D–E verlaufen NE–SW und fallen steil nach SE ein. Im Abschnitt B–C–D drehen die Richtungen überwiegend nach Ost–West mit Einfallen nach Süden. Die Gänge sind an solchen Störungen entstanden. Im Abschnitt A–B wird dann die Richtung des Remsfelder Grabens aufgenommen.

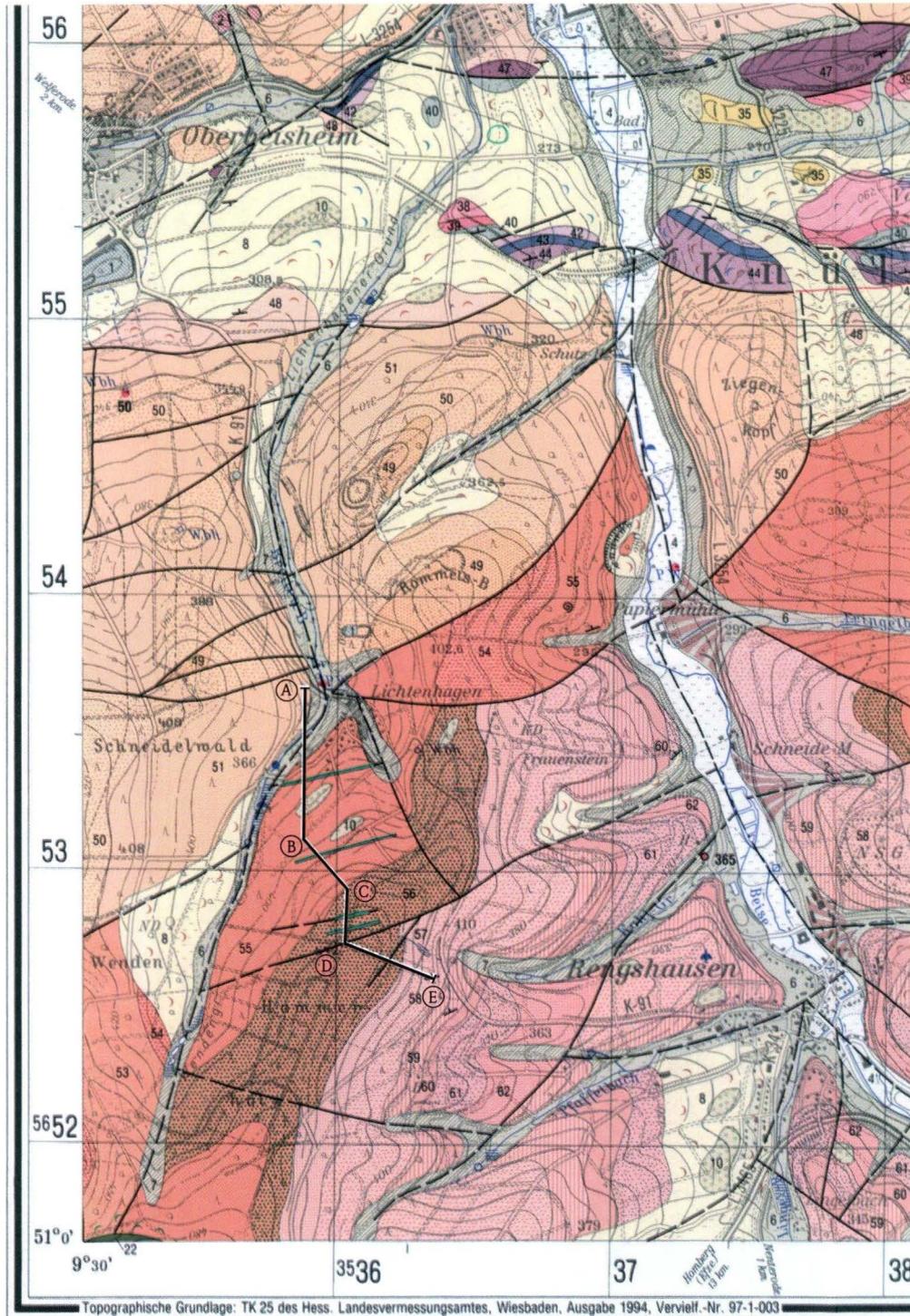


Abb. 1. Ausschnitt aus der GK 25, Bl. 4923 Altmorschen, mit Profilinie A – E.

Insgesamt handelt es sich fast ausschließlich um antithetische Abschiebungen. Am NW-Hang südlich Lichtenhagen fallen die Sedimente mit dem Hang, aber steiler als dieser, ein.

Im unteren Teil der Abb. 3 ist das Trassenband mit den Streich- und Einfallswerten der Schichten und Störungen dargestellt.

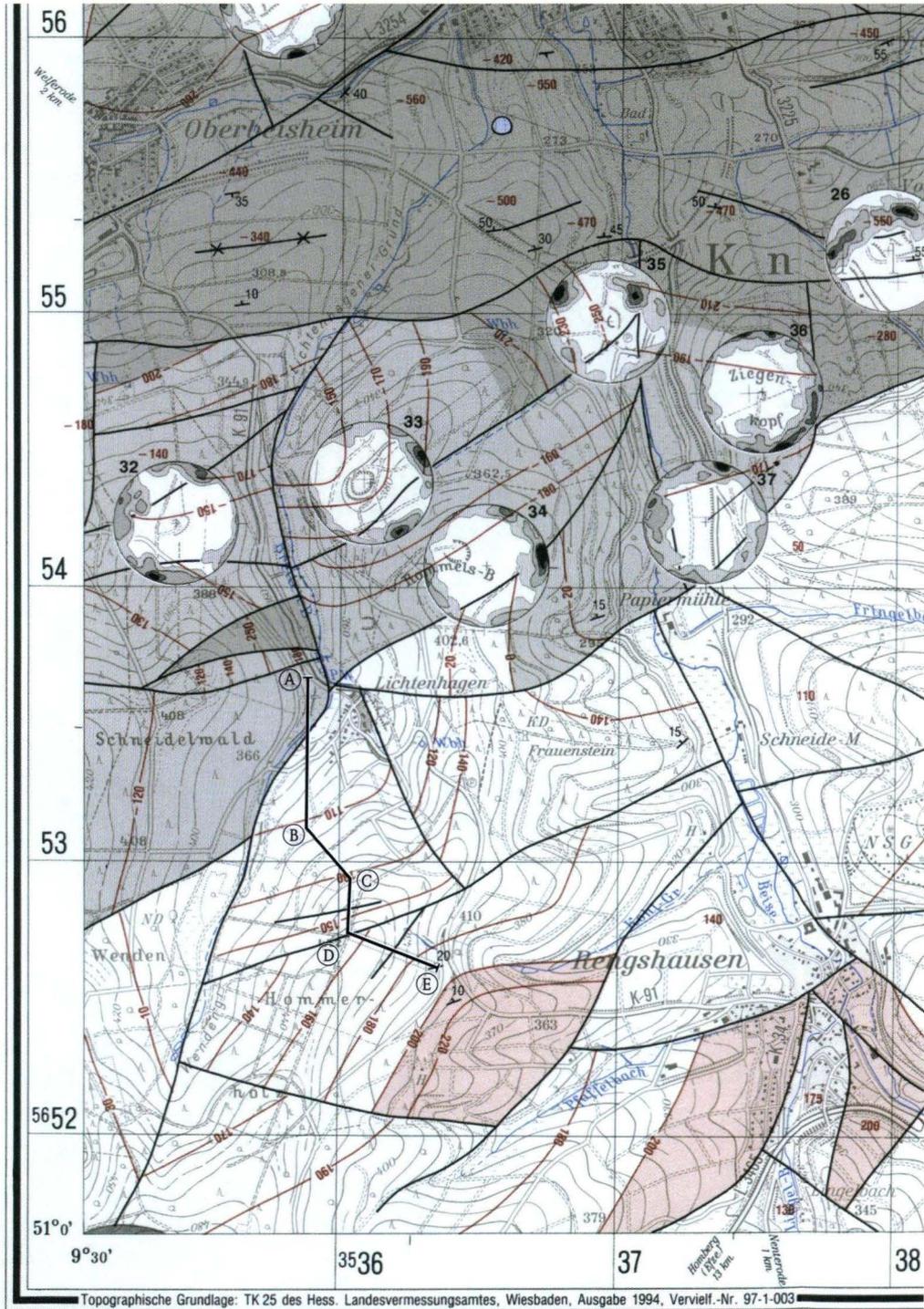


Abb. 2. Ausschnitt aus dem tektonischen Beiblatt der GK 25, Bl. 4923 Altmorschen (Streichlinien der Basis Buntsandstein in m ü. NN), mit Profilinie A – E.

Die vier angetroffenen Schwespatgänge (Gang 1–4 von Norden nach Süden) liegen im Streichen der Ost–West-Störungen und zeigen teilweise Zerrüttung oder auch kleinere Versätze. Entgegen der im Trassenbereich gemessenen und im

Profil eingezeichneten Lagerung von ca. 100/80 SW ergab die mit Sondierungen tatsächlich ermittelte Ausstrichrichtung den Wert von 80°, wie dann auch in der GK 25 dargestellt. Dieser Verlauf ist nicht mit dem Einfallen des Ganges und der Schnitt-

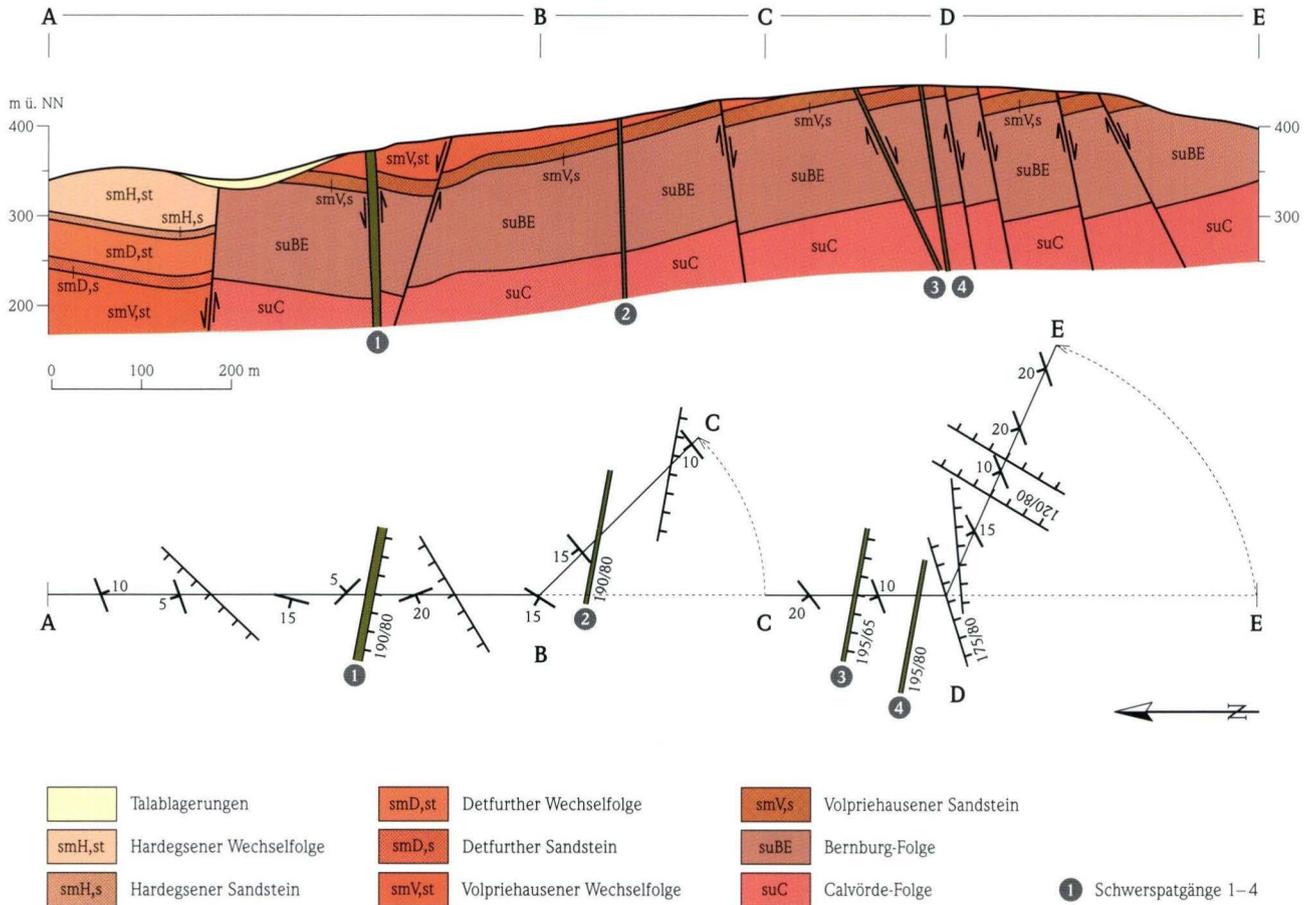


Abb. 3. Profil entlang der Ferngasleitung.

spur mit der Geländeoberfläche zu erklären, wahrscheinlich schwenken die Gänge mit ihren Störungen und Klüften leicht in diese Richtung um. Dieses Einschwenken ist an der etwas nördlicher von Lichtenhagen über die Papiermühle östlich Ziegenkopf verlaufenden Störung gut zu beobachten. Es handelt sich hier um eine bereits stärker abgesenkte Randscholle im Verschneidungsbereich der beiden erwähnten Grabenzonen.

Folgende maximale Gangmächtigkeiten wurden beobachtet:

- Gang 1: ca. 11,0 m Gang 3: ca. 0,4 m
- Gang 2: ca. 0,6 m Gang 4: ca. 0,1 m

Gang 1 konnte durch eine detaillierte Kartierung von der Trasse aus in östlicher Richtung etwa 250 m verfolgt werden. Durch Sondierbohrungen wurde erkannt, dass die Gastrasse den Gang offensichtlich genau an der mächtigsten Stelle angeschnitten hatte. Bereits nach ca. 20 m war die Mächtigkeit auf ca. 6 m, nach 30 m auf ca. 1 m reduziert. Der Gang setzt dann im Osten an einer NNW–SSE streichenden Verwerfung ab. Nach Westen hin waren durch Sondierungen nur geringe Spuren von Schwerspat nachzuweisen, der Gang endet hier an

der SW–NE streichenden Grabenrandverwerfung des Remsfelder Grabens.

Geoelektrisch konnte der Schwerspatgang nur an der Stelle erfasst werden, wo er seine maximale Mächtigkeit erreicht hatte, nämlich in Höhe der Gastrasse, eine weitere Verfolgung des sonst geringer mächtigen Ganges war nicht möglich.

Die Gänge 2–4 waren lateral weder mittels geophysikalischer noch kartiertechnischer Mittel hinreichend genau verfolgbar.

In den Erläuterungen zur GK 25, Bl. 4923 Altmorschen, finden sich im Kapitel 8. Lagerstätten (THEUERJAHR 1999) nähere Angaben zu den weiteren Schwerspatvorkommen des Blattgebietes.

Die große Breite der Mineralisation des Ganges 1 von bis zu 11 m ist nur im Kontext tektonischer Ereignisse zu verstehen. Die besondere Position im Schnittbereich von Beisheimer und Remsfelder Graben führte im Zuge der Bewegungen zu einer Aufweitung der Klüfte und Störungszonen und ermöglichte gleichzeitig mit dem Aufstieg von Schwerspatlösungen deren sukzessive Platznahme. Dies erklärt auch die enorme laterale Mächtigkeitsschwankung auf kürzester Distanz.

5. Mineralisation

Die im Trassenbereich der Erdgasleitung aufgeschlossenen vier Barytgänge zeichnen sich durch eine einheitliche Mineralvergesellschaftung aus. Es dominiert eine grobspätige weiße Barytgeneration, die im Bereich der oberen 1,5–2,0 m minimal durch Fe-Phasen hellgelb bzw. rötlich gefärbt ist. Hierbei handelt es sich überwiegend um limonitisches „coating“. Vereinzelt treten Zwickelfüllungen aus Eisen-Mangan-Oxihydraten auf, die vor allem im höchsten Bereich von Gang 1 zu beobachten sind. Hier sind an den Zwischenmitteln und den äußeren Begrenzungen des Ganges Millimeter mächtige eisenreiche Salbänder entwickelt. Derartige Salbänder fehlen bei den Gängen 2–4. Im Gang 1 tritt eine zweite Barytgeneration auf, die die erste Barytgeneration durchschlägt. Es handelt sich um einen hellrosa feinspätigen Baryt, der nach einer tektonischen Überprägung der Barytgeneration 1 auf Klüften ausgefällt wurde. Lokal sind in der Barytgeneration 2 am Kontakt zur Barytgeneration 1 blumenkohlförmige radialfaserige Strukturen (1–2 cm) zu erkennen, die auf kolloidale Ausfällungen hinweisen. Adäquate rosa Baryte und ältere weiße Baryte sind in Barytgängen des Richelsdorfer Gebirges (z. B. im Martlingeröder Gang bei Nentershausen, Bühl-Gang der Grube Franziska bei Braunhausen) anzutreffen (STOPPEL 1987, STOPPEL & GUNDLACH 1987, THEUERJAHR 1989).

An weiteren Mineralphasen treten im Gang 1 in untergeordneten Anteilen Kalzit und Quarz auf. Quarz ist als freigewachsener Kristallrasen in Hohlräumen der Eisen-Mangan-Oxihydrat-Zwickelfüllungen und an den Innenseiten der Salbänder zu beobachten. Kalzit ist mit großtafeligen Barytkristallen verwachsen und bildet nur in Gang 1 wenige nestförmige Aggregate.

6. Zusammenfassung

Die Scharung von vier parallelen Schwertpatgängen bei Lichtenhagen zeigt nur im Gang 1 eine Differenzierung in der Mineralisation. Es sind zwei Barytgenerationen zu unterscheiden. Aus Analogiegründen ist anzunehmen, dass die Trasse die Barytgänge in einem hohen Mineralisationsstockwerk angetroffen hat. Quarz, Kalzit und Fe-Phasen spielen anteilmäßig an der Zusammensetzung der Gänge keine Rolle. Die Gänge

Aus Analogiegründen mit Beobachtungen an der stockwerkartigen Mineralisation der Barytgänge in anderen Teilen Ost Hessens ist anzunehmen, dass die bei Lichtenhagen erschlossenen Barytgänge in einem sehr hohen Gangniveau angeschnitten wurden.

Über die Entwicklung der Mächtigkeiten und Mineralisationen zur Teufe können keine Aussagen gemacht werden. Hingewiesen wird in diesem Zusammenhang auf die Barytgänge im Bereich des Baumbacher Aufbruches (ebenso auf Bl. 4923 Altmorschen) und im Richelsdorfer Gebirge (STOPPEL 1987, S. 175, STOPPEL & GUNDLACH 1987, S. 188, THEUERJAHR 1999), die durch das heutige Erosionsniveau in unterschiedlichen Gangstockwerken angeschnitten wurden bzw. deren tiefere Stockwerke durch bergbauliche Aktivitäten aufgeschlossen waren. Demnach kann zur Teufe hin mit einer Zunahme der Quarz- und Kalzitgehalte gerechnet werden.

Die Aufschlüsse im Jahre 1992 haben gezeigt, dass selbst im Niveau des Mittleren Buntsandsteins mit wirtschaftlich interessanten Barytvorkommen zu rechnen ist. Die Gangmächtigkeit von ca. 11 m ist mit Barytmächtigkeiten der Linse I (W-Teil) des Martlingeröder Ganges SW Nentershausen (STOPPEL 1987) zu vergleichen. Anzunehmen ist jedoch, dass diese Mächtigkeit des Lichtenhagener Barytganges 1 an die tektonisch bedingte Weitung der Gangspalte gebunden ist. Ähnliche Beobachtungen wurden beim Zusammentreffen von Gängen und tektonischen Scharungen im Richelsdorfer Gebirge (STOPPEL 1987) und im Bereich des Baumbacher Aufbruches (THEUERJAHR 1999) gemacht.

Hinweise auf bergbauliche Aktivitäten wurden im Bereich der Gangschar nicht angetroffen. Die Gänge waren im Aufschluss unverritzt.

sind an tektonische Strukturen gebunden und müssen gleichzeitig mit einer Aufweitung von Störungszonen bzw. Klüftbildungen entstanden sein.

Die große Mächtigkeit des Ganges 1 von ca. 11 m dürfte sich weder lateral noch in der Tiefe in ähnlicher Ausdehnung fortsetzen.

7. Schriftenverzeichnis

- BECKER, R.E. & KULICK, J. (1999): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4923 Altmorschen, mit Erl., 2. Aufl.: 394 S., 66 Abb., 34 Tab., 1 Beibl., 1 Beil.; Wiesbaden.
- BECKER, R.E. & LAEMMLEN, M. (1988): Geologische Verhältnisse im Altmorschen – Beisheimer-Grabenknie bei Wichte in Nordhessen. Mit Detailprofilen aus Muschelkalk und Keuper. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 45–104, 4 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- CARLÉ, W. (1955): Bau und Entwicklung der südwestdeutschen Großscholle. – Beih. geol. Jb., **16**: 272 S., 45 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- HIEKE, W. (1966): Stratigraphie (Trias, Tertiär) und Tektonik am Remsfelder Grabenknoten (nördliches Hessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 201–234, 7 Abb.; Wiesbaden.
- HLUG, Hess. Landesamt für Umwelt und Geologie (2004): Übersichtskarte der geologischen Strukturräume von Hessen. – Umweltatlas von Hessen; Wiesbaden.
- PRINZ, H. (1988): Ein Beitrag zur Kinematik der saxonischen Tektonik anhand der Tunnelaufschlüsse an der DB-Neubaustrecke in Ost- und Nordhessen. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 169–187, 9 Abb.; Wiesbaden.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): „Saxonische Tektonik“, Hans Stilles Begriff in heutiger Sicht. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 11–23, 10 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- SCHRÖDER, B. (1976): Saxonische Tektonik im Ostteil der süddeutschen Scholle. – Geol. Rdsch., **65**: 34–54, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- STOPPEL, D. (1987): E. Schwerspat. – In: MOTZKA-NÖRING, R. (1987): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4925 Sontra, mit Erl., 2. Aufl.: 173–188; Wiesbaden.
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H. (1987): E. 9. Zur Mineralisation und Geochemie der Barytgänge. – In: MOTZKA-NÖRING, R. (1987): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4925 Sontra, mit Erl., 2. Aufl.: 188–193; Wiesbaden.
- THEUERJAHR, A.-K. (1989): Die Schwerspatgänge im Bereich von Nentershausen (Richelsdorfer Gebirge). – HLB-Bericht (unveröffentlicht); Wiesbaden.
- THEUERJAHR, A.-K. (1999): 8. Lagerstätten. – In: BECKER, R.E. & KULICK, J. (1999): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4923 Altmorschen, mit Erl., 2. Aufl.: 242–258, 1 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 20.10.2003, angenommen am 29.10.2003

HEINER HEGGEMANN¹, HARTMUT KAUFMANN², THOMAS KELLER³ & BERND EILRICH⁴

Die Geologie des Steinbruchs Rodenbach bei Frankenberg – Unterschutzstellung von drei Steinbruchsarealen

Kurzfassung

Der Geotop Steinbruch Rodenbach befindet sich auf der TK 25, Bl. 4918 Frankenberg, nördlich der Kreisstraße K127 Frankenberg–Rodenbach und westlich der Kreisstraße K126 Frankenberg–Wangershausen und hat den Rechtswert 348380 und den Hochwert 565940 des Gauß-Krüger Koordinatennetzes.

Der Steinbruch der ehemaligen Ziegelwerke Bötzel & Co. bei Frankenberg-Rodenbach ist der einzige Punkt im Landkreis Waldeck-Frankenberg, in dem die Sedimentgesteine der Stätteberg-Formation, einer randfazialen Ausbildung des Zechsteinmeeres während des Oberperms, fast vollständig aufgeschlossen und zugänglich sind. Die Gesteinsschichten im Steinbruch Rodenbach zeigen in besonderer Weise beispielhaft für den Landkreis Waldeck-Frankenberg den ständigen Wechsel zwischen Landoberfläche und Meeresraum während eines kleinen

Abschnitts der Erdgeschichte vor etwa 250 Millionen Jahren.

Er hat daher überregionale Bedeutung insbesondere für die Geowissenschaften als auch für die breite Öffentlichkeit und ist auf Grund der Einzigartigkeit der hier aufgeschlossenen Gesteinsschichten, Mineralisationen und Fossilien ein wichtiges „Fenster der Erdgeschichte“.

Das Landesamt für Denkmalpflege Hessen, Abt. Archäologische und paläontologische Denkmalpflege, hat in Zusammenarbeit mit dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie, Abt. Geologie und Boden, drei Areale des Steinbruchs als paläontologisches Denkmal bzw. geologisches Naturdenkmal unter Schutz gestellt. Diese Bereiche des Geotops dürfen somit nicht verfüllt werden und bleiben den Geowissenschaftlern sowie der Öffentlichkeit weiterhin zugänglich.

Abstract

The former claystone pit Rodenbach is located along the roads K126 from Frankenberg to Wangershausen and K127 from Frankenberg to Rodenbach (topographic map 1:25 000, sheet 4918 Frankenberg; coordinates: R 348380, H 565940).

The outcrop belongs to the brickworks Bötzel & Co. and is the only one showing a complete profile of the Stätteberg-Formation, a sequence of sedimentary rocks deposited in a marginal facieszone of the Upper Permian Zechstein basin. This makes the outcrop of high importance for the whole region. Interbedded between the non marine sediments of the Battenberg formation and the Geismar formation, the profile of sedimentary rocks demonstrates a facies succession from

terrestrial to marine and again to terrestrial environment during the Upper Permian. The outstanding sedimentary rock sequence contains a very good preserved fossil record and various copper, iron and lead mineralisations.

The “Landesamt für Denkmalpflege, Abt. Archäologische und paläontologische Denkmalpflege” (Hessian agency for monuments, archaeological and palaeontological monuments) and the “Landesamt für Umwelt und Geologie, Abt. Geologie und Boden“ (Hessian agency for environment and geology, geological survey), Wiesbaden, selected three zones in this outcrop that have to be accessible for scientists and the public.

¹ Dr. H. Heggemann (e-mail: h.heggemann@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

² Dipl.-Ing. H. Kaufmann (e-mail: Kaufmann.hartmut@frankenberg.de), Jägerstr. 6, D-35099 Burgwald

³ Dipl.-Geol. T. Keller (e-mail: t.keller@denkmalpflege-hessen.de), Landesamt für Denkmalpflege Hessen, Schloss Biebrich, D-65203 Wiesbaden

⁴ Dipl.-Geol. B. Eilrich (e-mail: beilrich@geomar.de), Labbronnerweg 51, D-72270 Baiersbronn

Inhaltsverzeichnis

1. Geologische Situation	106
2. Geologische Einheiten	107
3. Fossilführung	114
4. Unterschutzstellung von drei Steinbruchsarealen	117
5. Ausblick	118
6. Schriftenverzeichnis	119

1. Geologische Situation

Der Geotop befindet sich in der geologischen Struktureinheit des Battenberg-Waldecker Sattels mit seinen gefalteten Sedimenten des Oberdevons und Unterkarbons. Die schmale NE-SW streichende Sattelstruktur grenzt im NW an die Wittgensteiner Mulde und im SE mit einer jungen Störungszone, die sich im Edertal befindet, an die Frankenberger Scholle (Abb. 1) (Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie, 2004). Die im Steinbruch aufgeschlossenen Sedimentgesteine selbst liegen mit einer Winkeldiskordanz über den Gesteinen des Unterkarbons. Während des Perms befand sich südlich des

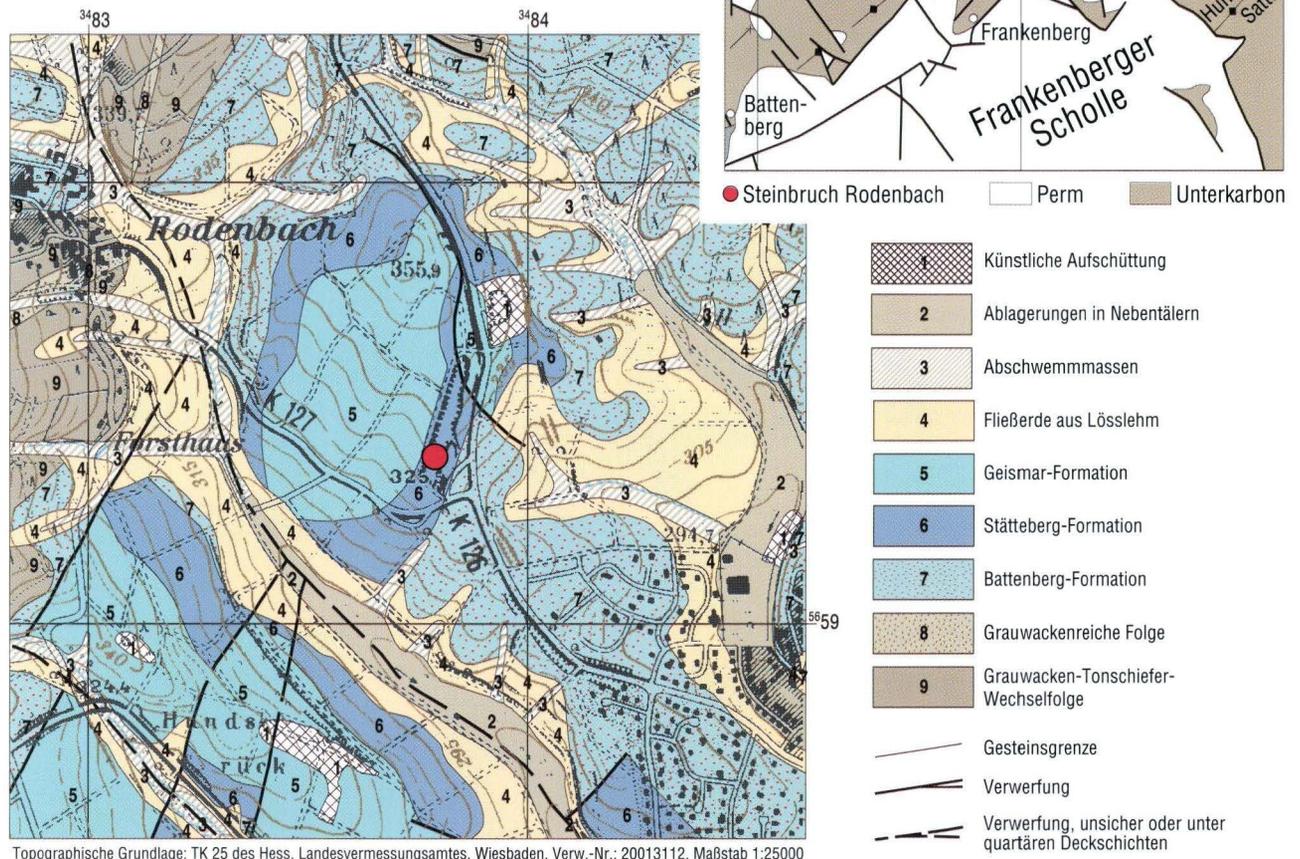


Abb. 1. Geologische Situation in der Umgebung des Steinbruchs Rodenbach; Auszug aus der GK 25, Bl. 4918 Frankenberg (vereinfacht nach HEGGEMANN et al., in Druckvorber.) sowie Tektonische Übersichtskarte des östlichen Rheinischen Schiefergebirges.

Steinbruchs Rodenbach etwa im Bereich des heutigen Edertals eine morphologische Schwelle, die Waldecker Schwelle (KULICK 1960). Sie trennte die sich im SE befindliche Frankenger Meeresbucht von der im NE ausgebildeten Korbacher Meeresbucht. Die zechsteinzeitlichen Sedimente des Steinbruchs werden als randfazielle Ausbildung des Zechsteinmeeres am südwestlichen Rand der Korbacher Bucht interpretiert. Sie standen zeitweise über den damaligen Meeresarm der Korbacher Bucht mit dem Zechsteinmeer in Verbindung. Eine Verbindung nach SE zur Frankenger Bucht konnte bisher nicht nachgewiesen werden (KULICK 1991, 1993). Neben den terrestrischen Ablagerungen der Battenberg- und der Geismar-Formation ist zwischen diesen Einheiten die terrestrische Lagenfazies der Stätteberg-Formation (HOLZAPFEL 1991) im Steinbruch Rodenbach in einzigartiger Weise aufgeschlossen

und daher unbedingt schützenswert. Publikationen zu stratigraphischen, sedimentologischen und geochemischen Fragestellungen der permischen Sedimente des Frankenger Raumes liegen von EILRICH (1999), HOLZAPFEL (1980, 1991), MAUSFELD (1981), KULICK (1987, 1991, 1993) und SAUER (1964) vor.

Die lokale geologische Situation wird auf der GK 25, Bl. 4918 Frankenberg (HEGGEMANN et al., im Druck), deutlich und zeigt, dass die permischen Sedimente zwischen Frankenger und Rodenbach zu einer kleinen Scholle gehören, und durch jüngere Abschiebungen von den benachbarten unterkarbonischen Sedimenten abgegrenzt werden (Abb. 1). Lokale Störungszonen zerteilen diese Scholle in weitere Teilschollen. Die Schichten fallen im Steinbruchsgebiet mit 5–15° Neigung nach WNW ein.

2. Geologische Einheiten

Im Steinbruch Rodenbach sind drei geologische Einheiten des Perms aufgeschlossen. Der größte Bereich des Steinbruchs wird von den Sedimenten der Stätteberg-Formation eingenommen (Abb. 2). Entlang der östlichen Steinbruchwand ist die Grenze zu den liegenden Konglomeraten der Battenberg-Formation (ehemals Älteres Konglomerat) aufgeschlossen, und am nordöstlichen Ende des Steinbruchs grenzen die roten kiesigen Sandsteine der Geismar-Formation mit einer Abschiebung an die Sedimente der Stätteberg-Formation.

Battenberg-Formation (ro/z1BT): Als älteste Gesteine sind an der Sohle der Ostwand des mittleren Steinbruchsgebiets (Areal 1, Kap. 5) die roten Sandsteine und Konglomerate der Battenberg-Formation mit nur etwa 1 m Mächtigkeit erschlossen (Abb. 3, 4a). Die Sedimente wurden in der Literatur als „Älteres Konglomerat“ bzw. „Älteres Frankenger Konglomerat“ beschrieben. Diese geologische Einheit ist am östlichen Rand des Rheinischen Schiefergebirges weit verbreitet. Umfassend wurden die Konglomerate von SAUER (1964) und



Abb. 2. Der Geotop Steinbruch Rodenbach, mit Blick nach Süden.



Abb. 3. Konglomeratbank der Battenberg-Formation im Steinbruch Rodenbach, aufgeschlossen an der Ostwand von Schutzareal 1.

MAUSFELD (1981) sedimentologisch beschrieben. Die lithostratigraphische Einstufung der Einheit variierte vom Rotliegend (DACHROTH 1976) über Rotliegend/Zechstein (SAUER 1964, KULICK 1991) bis in den Zechstein (DENCKMANN 1893). Bei den Arbeiten zur geologischen Karte von Bl. 4818 Medebach konnte mit Hilfe von Sondierungsbohrungen festgestellt werden, dass sich die roten Konglomerate dieser Einheit mit grauen Mergeln und Tonen des Zechsteins verzahnen. Auf Grund dieser Verzahnung zumindest im jüngeren Bereich der Einheit wurden die Konglomerate lithostratigraphisch als rotliegend- bis zechsteinzeitlich eingestuft (Deutsche Stratigraphische Kommission 2002, HEGGEMANN 2003), und nach den Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur (STEININGER & PILLER 1999) wurde der geologischen Einheit ein neuer Name mit dem Rang einer Formation gegeben. Der größere Anteil der Schichten ist sicherlich im Rotliegenden abgelagert worden, doch reicht die Ablagerung dieser Sedimente in den Randbereichen des damaligen Beckens bis in den Zechstein hinein. SAUER (1964) konnte ebenfalls eine Verzahnung der Battenberg-Formation mit Karbonaten des Zechsteins in Schürfen nachweisen.

Die Mächtigkeiten der Battenberg-Formation schwanken stark und betragen im Verbreitungsgebiet am östlichen Rand des Rheinischen Schiefergebirges maximal 90 m. Konglomerate, Brekzien, Sandsteine und untergeordnet in geringmächtigen Lagen auch Silt-/Tonsteine bilden die Battenberg-Formation. Die einzelnen Komponenten werden als Erosionsschutt des variszischen Gebirges gedeutet. Sie bestehen ausnahmslos aus Schiefergebirgsmaterial. Es handelt sich im Einzelnen um quarziti-sche z.T. glimmerreiche Sandsteine, dichte Quarzite, Kiesel-schiefer, Quarze, Massenkalke, Kieselkalke, Grauwacken, Ton-

schiefer, Quarzporphyre, Granite und vereinzelt Eisenkiesel. Die Gerölle haben einen Durchmesser von 2 bis max. 5 cm.

Die Sedimente der Battenberg-Formation sind aquatische, terrestrische Schwemmschuttbildungen, Schlammstrom- und Wadiablagerungen, die im näheren Bereich ihrer Liefergebiete in das Vorland des damaligen variszischen Gebirges transportiert worden sind.

Stätteberg-Formation (z1ST): Den ersten Hinweis auf die Nähe zum marinen Meeresraum des Zechsteinmeeres geben die Karbonate der Stätteberg-Formation. Sie wurden in der Literatur als „Stätteberg-Schichten“ beschrieben und sind nun mit der geologischen Aufnahme der GK 25, Bl. 4818 Medebach (HEGGEMANN 2003) und GK 25, Bl. 4918 Frankenberg (HEGGEMANN et al., in Druckvorber.) einer Formation gleichgestellt worden. Die Stätteberg-Formation ist nur im Frankenger Raum verbreitet und beschränkt sich auf die Blätter 4818 Medebach, 4918 Frankenberg und 4919 Frankenau. Die Sedimente folgen direkt über den Konglomeraten und Brekzien der Battenberg-Formation. Im Übergangsbereich können die Gesteine dieser geologischen Einheiten miteinander verzahnt sein. Im Hangenden liegen die feinklastischen Sandsteine und Schluffsteine der Geismar-Formation (z1/4Gs), die im nordöstlichen Steinbruchsareal mit einer Abschiebung an die Sedimente der Stätteberg-Formation grenzen. Im weiteren Umfeld des Steinbruchs Rodenbach verzahnen sich die Schichten der Stätteberg-Formation mit den grauen marinen Kalk- und Mergelsteinen des Zechsteinkalkes z1CA (HEGGEMANN 2003).

Die etwa 12,4 m mächtige Abfolge besteht aus grauen mergeligen Tonsteinen bis tonigen Mergelsteinen, z.T. oolithischen tonig-sandigen Karbonaten, bituminösen Kalksteinen

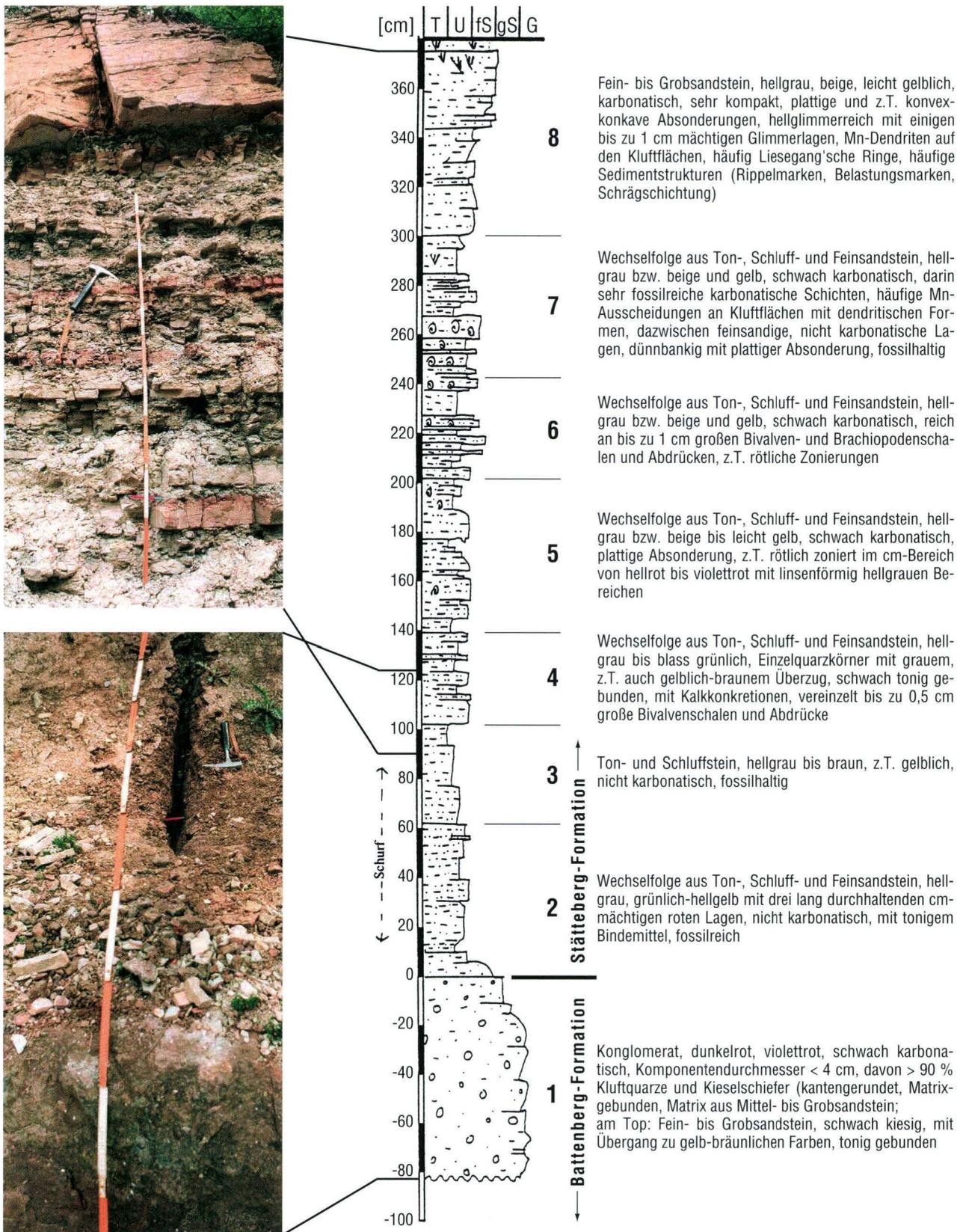


Abb. 4a. Lithologisches Profil der Stätteberg-Formation (verändert nach EILRICH 1999) korreliert mit Geländefotos der jeweiligen Abschnitte an der Steinbruchwand.

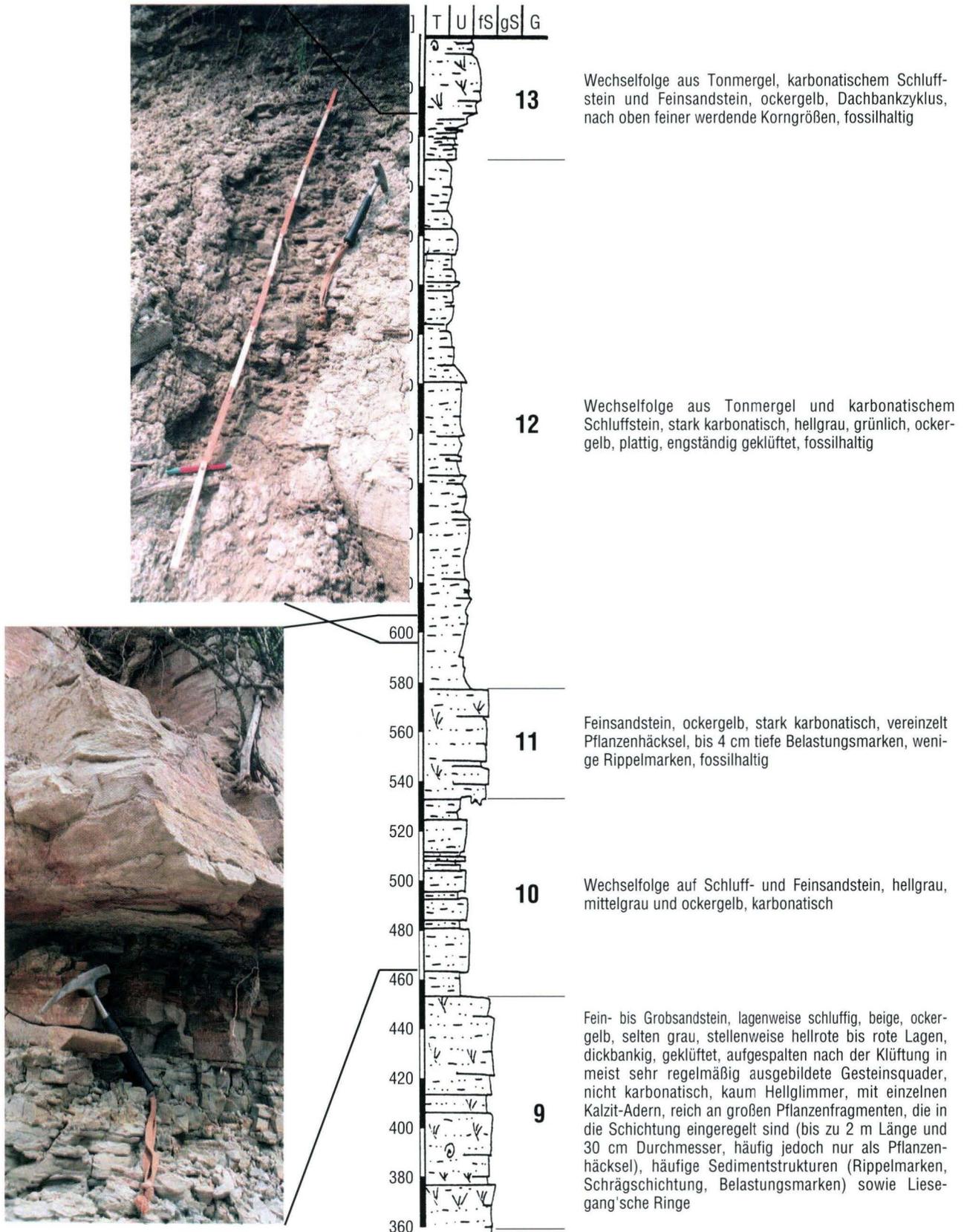


Abb. 4b. Lithologisches Profil der Stätteberg-Formation (verändert nach EILRICH 1999) korreliert mit Geländefotos der jeweiligen Abschnitte an der Steinbruchwand.

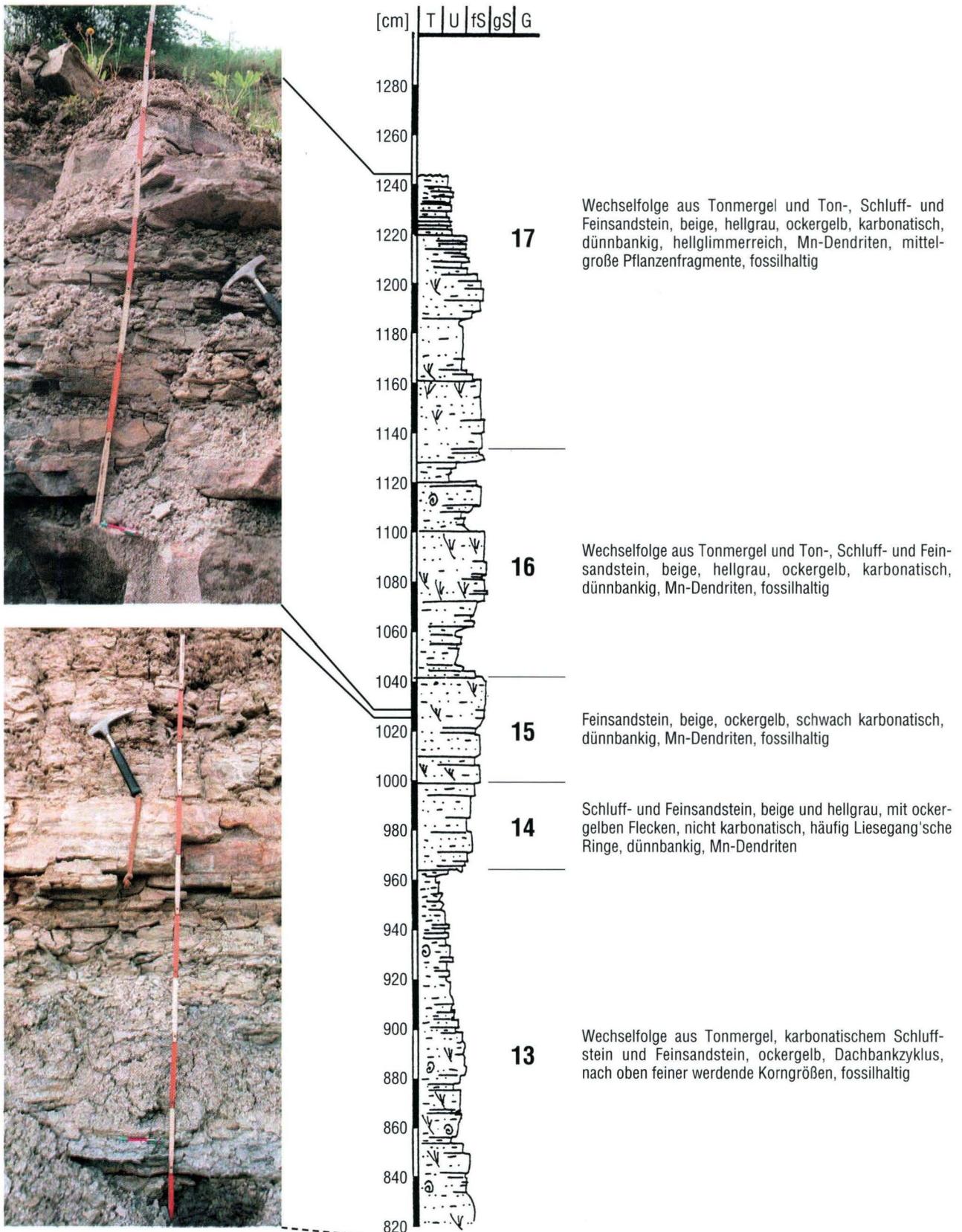


Abb. 4c. Lithologisches Profil der Stätteberg-Formation (verändert nach EILRICH 1999) korreliert mit Geländefotos der jeweiligen Abschnitte an der Steinbruchwand.

und Dolomitsteinen mit mariner Fauna, in die gelbgraue karbonatische und stark terrestrisch geprägte Sandsteine, reich an Sedimentstrukturen, mit Pflanzenresten und Kupfererzmineralisationen, eingeschaltet sind (Abb. 4a–c) (Areal 1+2, Kap. 5).

Vor allem die karbonatischen Sandsteineinschaltungen zeigen eine Vielzahl von Sedimentstrukturen. Dazu gehören Schrägschichtungsgefüge, Rippelmarken von Strömungsrippeln, Roll-, Schleifspuren und Belastungsmarken sowie Trockenrisse (Abb. 5a–d).

Der Ablagerungsraum der Sedimente der Stätteberg-Formation war der stark terrestrisch beeinflusste marine (lagunäre) Randbereich am südwestlichen Ende der Korbacher Bucht (HOLZAPFEL 1980, KULICK 1991). Eine Verbindung mit dem Zechsteinmeer über den Meeresarm der Korbacher Bucht war während des Zechsteins vorhanden, was die Verzahnung mit dem Zechsteinkalk (z1CA) verdeutlicht. Die Wechselfolge von terrestrisch geprägten Sandsteinen mit Pflanzenresten, grauen Mergelsteinen und Kalk- bis Dolomitsteinen mit einer verarm-



Abb. 5. Sedimentstrukturen der Stätteberg-Formation aus dem Steinbruch Rodenbach. **a+b** Strömungsrippeln auf der Schichtunterseite einer Feinsandsteinbank, Rippelhöhe ca. 2 cm. **c** Belastungsmarken auf der Schichtunterseite einer Sandsteinbank. **d** Liesegang'sche Ringe auf der Kluffläche einer Sandsteinbank.

ten marinen Fauna entstand infolge des wechselnden Einflusses von marinem Milieu einerseits und terrestrisch-fluviatilen Milieu andererseits im Randbereich der Korbacher Bucht. Die stark terrestrisch geprägten Sandsteine sind durch fluviatilen Transport in das marine Milieu eingeschwemmt worden. Die Dachbankzyklen innerhalb des Profils im Steinbruch Rodenbach lassen darauf schließen, dass die sandigen Schichten in Form von Deltaschüttungen in den Ablagerungsraum eingetragen wurden. Erst mit Beginn der Regression des Meeres in diesem Ablagerungsraum wurden die Sedimente der Stätteberg-Formation von rein terrestrischen roten Sanden, Schluffen und Tonen der Geismar-Formation überdeckt. Dieser Übergangsbereich ist im Steinbruch nicht aufgeschlossen.

Mineralisationen der Stätteberg-Formation: In den Gesteinsschichten der Stätteberg-Formation ist eine Blei- und Kupfermineralisation vorhanden. Die Kupfermineralisationen finden sich im Steinbruch Rodenbach häufig auf den Schichtflächen der Sedimentgesteine und an inkohlten Pflanzenresten (Abb. 6). In den grauen Kalksteinen und Mergelsteinen ist Bleiglanz und Pyrit zu beobachten. Seit dem 15. Jh. wurde auf Blei und Kupfer Bergbau betrieben. Halden von Schacht- und Stollenanlagen zeugen vom ehemaligen Erzbergbau und sind in der Umgebung von Frankenberg häufig zu finden. Von HOLZAPFEL (1879) wird ein durchschnittlicher Kupfergehalt der Schichten von 0,8 % beschrieben.

Geismar-Formation (z1/z4GS): Als jüngste geologische Einheit sind die roten Sandsteine der Geismar-Formation (sandige Fazies) mit wenigen Metern Mächtigkeit im Steinbruch Rodenbach aufgeschlossen (Abb. 7) (Areal 3, Kap. 5). Sie werden durch eine Abschiebung von den an der Basis vorkommenden Sedimenten der Stätteberg-Formation abgegrenzt. Die Gesteine zeugen davon, dass sich nach dem Rückzug des Zechsteinmeeres erneut Flussysteme ausbilden konnten. Die fluviatilen Sedimente setzten sich vorwiegend aus rotem

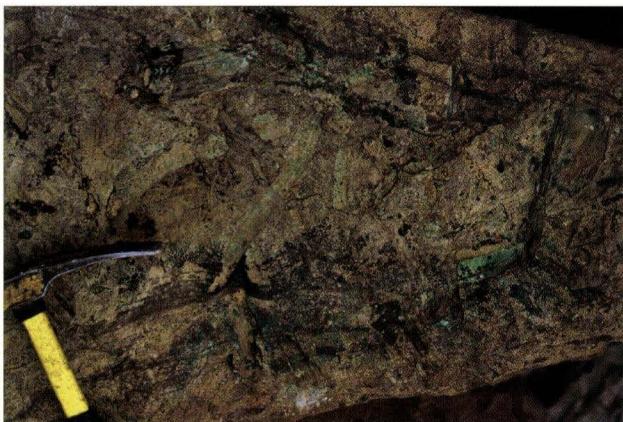


Abb. 6. Abdrücke großer Pflanzenstämme sowie kleiner Pflanzenfragmente auf der Schichtfläche einer Fein- bis Mittelsandsteinbank der Stätteberg-Formation, reich an Kupfermineralisationen.

Sand, Schluff und Ton zusammen, die auf der sich neu gebildeten Landoberfläche über den grauen Meeressedimenten der Stätteberg-Formation abgelagert wurden.

Die Sedimente der Geismar-Formation können in ihrem Verbreitungsgebiet am östlichen Rand des Rheinischen Schiefergebirges in eine sandige, liefergebietsnahe und eine pelitische, liefergebietsferne Fazies unterteilt werden (SAUER 1964). Der Geotop Steinbruch Rodenbach liegt sehr nahe am damaligen Liefergebiet der Sedimente, folglich kamen hier auch vorwiegend sandige Sedimente zur Ablagerung. Die Sandsteine sind braun bis rotbraun gefärbt und auffallend mürb, das karbonatische Bindemittel ist gelöst, so dass in den Porenräumen zwischen den Quarzsandkörnern ein dunkelbrauner Mulm zurückbleibt. Die Sandsteine sind feldspat- und lithoklastenreich und meist mittelkörnig mit wechselndem Grobsand- bis Feinkiesanteil. Die vereinzelt Kieskomponenten sind unregelmäßig in der sandigen Matrix verteilt. In die Sandsteinbänke können schluffig und tonige Bereiche eingeschaltet sein, in denen auch Karbonatkonkretionen bzw. -krusten auftreten. Am Nordrand des Steinbruchs sind allerdings nur die Basischichten der sandigen Geismar-Formation erschlossen. Noch bis 1984 waren die jüngeren Abfolgen dieser Einheit in einer zweiten benachbarten Ziegeleigrube aufgeschlossen und sind bei KULICK (1991) beschrieben. Weiter östlich dieser Lokation sind die Sedimente der Geismar-Formation in toniger Fazies vertreten. Hier tritt auch das so genannte Geismarer-Flöz oder „Kupferlettenflöz“ auf, welches Vererzungen führt, die lange Zeit im unter Tage Abbau gewonnen wurden. Die Pingen und Abschlagshalden zwischen Geismar und Frankenberg zeugen von diesem Bergbau.

Mineralisationen der Geismar-Formation: Nach den bergmännischen Beschreibungen von ULLMANN (1803) und WÜRTTEMBERGER (1867) treten in der tonig-karbonatisch geprägten Fazies der Geismar-Formation im sog. „Kupferlettenflöz“, einem ein bis zwei Meter mächtigen Horizont nahe der



Abb. 7. Mittel- bis Feinsandsteinbänke der Geismar-Formation (sandige Fazies) im Steinbruch Rodenbach.

Basis der Formation, in Tonsteinen und Tonmergeln Silber- und Kupfererze auf. Die Vererzungen sind vermutlich an die hier verstärkt eingelagerten Pflanzenreste gebunden. Neben Kupferglanz werden Kupferkies, Fahlerz, Rotgültigerz und gediegen Silber genannt. Diese Erze wurden seit Ende des 16. Jahrhunderts bis ins 19. Jahrhundert hinein untertägig in

Schächten abgebaut. Der Erzgehalt des geförderten Gesteins schwankte stark und lag im Durchschnitt bei 0,57 % Cu und 130 g/t Ag (SAUER 1964). Das ehemalige Abbaugelände in der Umgebung von Geismar zeigt heute noch die alten Halden des alten Bergbaus. Die Halden stehen unter Denkmalschutz.

3. Fossilführung

Vor allem die zahlreichen Fossilfunde von guter bis sehr guter Erhaltung geben der Schichtfolge der Geismar-Formation und der Stätteberg-Formation eine hohe Bedeutung. Während im Steinbruch Rodenbach die gesamte Schichtfolge der Stätteberg-Formation erhalten ist, sind von der Geismar-Formation nur Teilbereiche aufgeschlossen. Gesteine des fossilreichen Geismarer Flözes aus der tonigen Fazies der Geismar-Formation stehen in Rodenbach nicht an. Sie sind aber aus Baugruben oder den Halden des ehemaligen Bergbaus zwischen Frankenberg und Geismar bekannt.

Fossilfunde innerhalb der Stätteberg-Formation:

Auffällig sind die reichen Vorkommen von z.T. sehr großen Pflanzenresten bzw. Pflanzenhäckseln in den karbonatischen gelben und gelbbraunen Feinsandsteinen der Stätteberg-Formation (Abb. 6). Aber auch innerhalb der grauen Tonstein- und Mergelsteinlagen sind häufig Pflanzenreste zu finden. Es treten vor allem *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ) sowie untergeordnet *Ullmannia bronni* (GÖPPERT) und *Ullmannia frumentaria* (GÖPPERT) auf. SAUER (1964) untersuchte die grauen und dunkelgrauen Schluff-, Ton- und Mergelsteine auf Sporomorphen. Er konnte vor allem die folgenden bisaccaten Pollen beschreiben: *Lueckisporites virkkiae* (POTONIE & KLAUS), *Jugasporites delasaucei* (LESCHIK), *Striatites richteri* (KLAUS), *Taeniasporites noviaulensis* (LESCHIK), *Platysaccus papilionis* (POTONIE & KLAUS), cf. *Pityosporites zapfei* (POTONIE & KLAUS).

Die marinen karbonatischen Sedimente und Tonsteine ent-

halten neben den erwähnten Sporomorphen in großer Individuenzahl wenige Muschel- und Schneckenarten: *Schizodus obscurus* (SOWERBY), *Bakewellia ceratophaga* (SCHLOTHEIM), *Bakewellia antiqua* (MÜNSTER), *Liebea hausmanni* (GOLDFUSS), *Pleurophorus costatus* (BROWN), *Turbunilla altenburgensis* (GEINITZ), *Glomospira cf. gordiformis* (SPANDEL), daneben weisen vereinzelte Lagen eine große Anzahl von Muschelbrut (Prodisoconche) auf (SAUER 1964, HOLZAPFEL 1980).

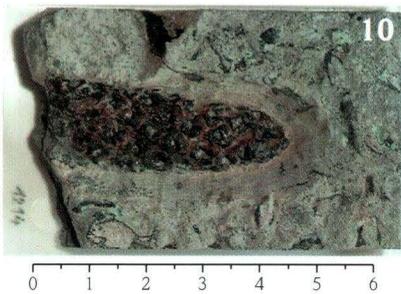
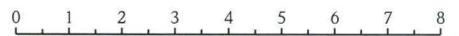
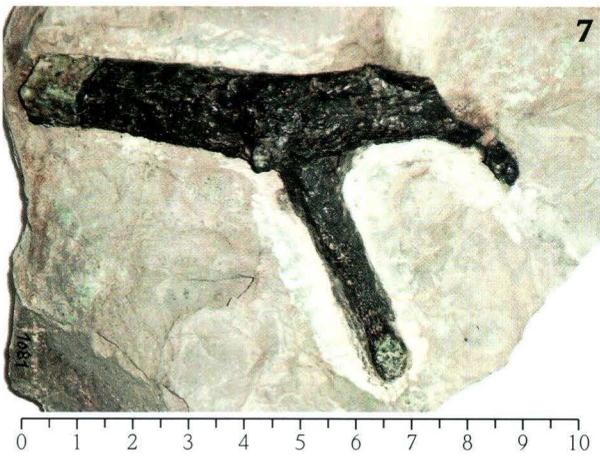
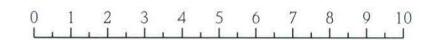
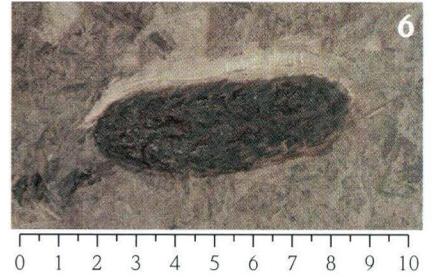
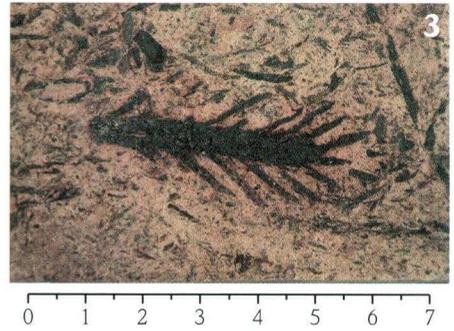
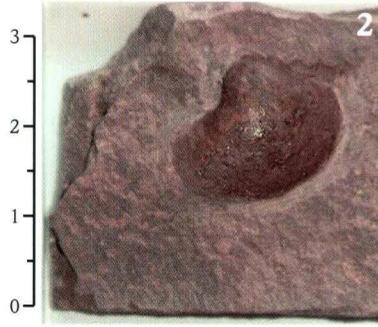
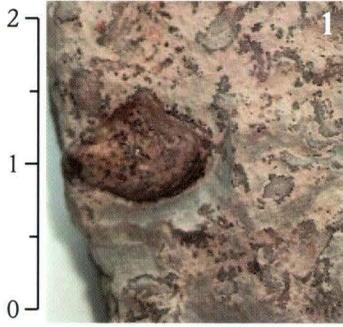
Im lithologischen Profil (Abb. 4a–c) treten zwischen 0–100 cm über dem Konglomerat der Battenberg-Formation vor allem in den untersten 10 cm Pflanzen wie *Pseudovoltzia* und *Peltaspermum* auf, Pflanzenhäcksel und unbestimmbare Pflanzenreste sind über den gesamten Abschnitt verbreitet.

In den nur schwach karbonatischen Tonsteinlagen treten bei den Pflanzen verstärkt Fruktifikationen von *Pseudovoltzia* auf. Größere zusammenhängende Zweigabschnitte von *Voltiaceen* sind jedoch sehr selten zu beobachten. Zwischen 20–80 cm treten im Profil plattige, grünlich-hellgraue bis hellgelbe tonig-schluffige Sedimentgesteine unvermittelt auf, die ausschließlich Bakevellien (Tafel 1, Fig. 1) und Liebeen sowie einzeln *Turbunilla altenburgensis* (GEINITZ) enthalten. In einzelnen Bereichen dieses Profilabschnitts sind lagenweise dicht gehäufte *Schizodus*-Abdrücke (Tafel 1, Fig. 2), die meist doppelklappig erhalten sind, zu beobachten.

Von 100–140 cm treten vor allem im unteren Bereich unregelmäßig karbonatische Einschlüsse auf, die einzeln auch fossilführend (Bivalven) sein können. Im Profil aufsteigend sind

Tafel 1. Belegstücke, Sammlung KAUFMANN, Burgwald (Maßstab jeweils in cm).

- Fig. 1. *Bakewellia antiqua* (MÜNSTER), Rodenbach.
- Fig. 2. *Schizodus truncatus*, Rodenbach.
- Fig. 3. *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ), Rodenbach.
- Fig. 4. *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ), Rodenbach.
- Fig. 5. *Sphenopteris bipinnata*, Rodenbach.
- Fig. 6. *Strobilites major*, Rodenbach.
- Fig. 7. Stammabschnitt von ? *Ullmannia bronni* (GÖPPERT), Geismar.
- Fig. 8. *Ullmannia bronni* (GÖPPERT), *Peltaspermum martinsii*, *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ) (Fruktifikation), Geismar.
- Fig. 9. *Ullmannia bronni* (GÖPPERT), Geismar.
- Fig. 10. *Ullmannia bronni* (GÖPPERT), Geismar.
- Fig. 11. *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ) und Fruktifikation, Geismar.
- Fig. 12. *Peltaspermum martinsii*, Frankenberg.



insbesondere in den hellgrauen Tonsteinen vereinzelt Pflanzenhäcksel zu beobachten. Besonders zeichnet sich dieser Abschnitt durch drei rote Lagen aus, wobei die unterste Lage (derzeit nicht aufgeschlossen) in großer Anzahl *Bakevillien* [*Bakevillia antiqua* (Münster), Tafel 1, Fig. 1] enthält. Die hervorragend gute Erhaltung der Fossilien ist kennzeichnend für diesen Profilabschnitt.

Bis 300 cm sind vermehrt Sandsteinlagen in die z.T. karbonatischen Ton- und Schluffsteine eingeschaltet, sodass sich eine Wechselfolge ausgebildet hat. Die Mächtigkeit und der Fossilinhalt der Sandsteine variiert erheblich. Alle Sandsteinlagen dieses Profilabschnitts führen fossilisierte Pflanzenstämme.

Insbesondere einzelne mächtige mittelkörnige Sandsteinlagen zwischen den Profilabschnitten 300–450 cm und weniger häufig bis 700 cm enthalten lagenweise Pflanzenstämme, die eine Größe von bis zu 30 cm im Durchmesser und 2 m in der Länge aufweisen können. Sie sind meist flach gedrückt und stark inkohlt. Vor allem an den Abbruchkanten dieser bis zu 1 m mächtigen Sandsteinbänke sind die Stämme deutlich im Quer- oder Längsschnitt zu erkennen. Bei dem Versuch, einzelne Blöcke dieser Lagen zu spalten, werden große z.T. auch belaubte Abschnitte von *Ullmannia* und *Pseudovoltzia* sichtbar. Dagegen sind die Pflanzenfossilien in den feinkörnigen und schluffigen Sandsteinen stark fragmentiert und können meist nur als max. 10 cm große Abschnitte geborgen werden.

In dem jüngsten Profilbereich existieren vorwiegend zwischen 11,40–12,20 m dünne Sandsteinlagen, die reich an gut erhaltenen Pflanzenfossilien sind (Tafel 1, Fig. 3 und 4). Hierzu zählt insbesondere das seltene Vorkommen von *Sphenopteris* und *Strobilites* (Tafel 1, Fig. 5 und 6). Im obersten Abschnitt der stark verwitterten karbonatischen braunen Sandsteinabfolgen treten Bivalven auf, die in bestimmten Lagen die gesamte Oberfläche der Schichten bedecken. Diese Bivalven dürften der Gattung *Schizodus* angehören.

Fossilfunde innerhalb der Geismar-Formation: Die oberflächliche Verbreitung der pelitischen Fazies der Geismar-Formation ist im Bereich nordwestlich von Frankenberg durch die vielen Pingenzüge, die meist sehr stark bewaldet sind, noch als Bergbaurelikt offenkundig erkennbar. Insbesondere in dem Gebiet der so genannten „Weißen Berge“ südwestlich von Geismar besteht eine Pinge, die weniger stark bewachsen ist und aus deren Gesteinsmaterial zahlreiche Fossilfunde der Geismar-Formation geborgen werden konnten.

Die Abschlägehalten setzen sich aus den verschiedensten Sedimentgesteinen der Geismar-Formation zusammen. Vor allem sind plattige Tonsteine und kalkreiche diagenetische Konkretionen von 5–30 cm Durchmesser erhalten. Die Fundstücke aus diesem Bereich der Geismar-Formation enthalten ausnahmslos Pflanzenfossilien, die in den Kalk-Konkretionen zum Teil körperlich erhalten sind. Hierzu zählen unbestimmbare Stammabschnitte einzelner Koniferenarten (Tafel 1, Fig. 7), Arten von *Ullmannia bronni* (Tafel 1, Fig. 8–10), *Pseudovoltzia* (Tafel 1, Fig. 8 und 11), *Peltaspermum martinsii* (Tafel 1, Fig. 8 und 12), *Sphenopteris* (sehr selten) und vor allem Fruktifikationsreste von *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ) (Tafel 1, Fig. 11).

Im Vergleich mit den Fossilfunden aus den überwiegend sandig bis tonigen Sedimenten der Stätteberg-Formation ist die hier verbreitete tonige Fazies der Geismar-Formation bezüglich ihrer Erhaltung der vorgefundenen Flora wesentlich besser. Oft können Pflanzenfunde dreidimensional freipräpariert werden und zeichnen von ihrer Struktur erheblich besser als die Fossilfunde aus dem „Flöz“ der Stätteberg-Formation. Die Pflanzenfossilien liegen als pyritische und kalzitische Mineralisationen vor, teilweise sogar als „mumifizierte“ Flora (UHL & KERB 2002). Erstmals konnten in den Schichten der Geismar-Formation auch *Majoniceae* (ähnlich *Majonica* und *Dolomitia*, bisher nur aus Südtirol bekannte Gattungen) als Nachweis durch Kuticulen erbracht werden.

4. Unterschutzstellung von drei Steinbruchsarealen

Von den beteiligten Institutionen wurden während einer Begehung des Steinbruchs drei Steinbruchsareale festgehalten, die unter Schutz gestellt werden sollten. Die Unterschutzstellung erfolgte mit unterschiedlichen Prioritäten. Schutzpriorität 1 (unbedingt freizuhalten) bekamen die Areal 1 und 2, Schutzpriorität 2 (nach Möglichkeit freizuhalten) wurde für das Areal 3 beantragt.

Areal 1

Dieser Teil befindet sich im mittleren Abschnitt des lang gestreckten Steinbruchs (Abb. 8). Im östlichen Abschnitt des Areals ist das Zechsteinprofil (unterhalb bzw. direkt westlich der Straße Frankenberg–Wangershausen in vollständiger Auf-

schlusshöhe mitsamt der davor liegenden Sohlfläche freizuhalten. Das Profil umfasst die basale Battenberg-Formation („Älteres Konglomerat“) des Oberrotliegendes und Zechsteins und die tiefere Schichtenfolge der Stätteberg-Formation, Randfazies des Zechsteinkalkes der Werra-Folge. Die in der aufgeschlossenen Stoßhöhe niedrigere Steinbruchwand im Westen innerhalb des Areals 1 mit stratigraphisch höher gelegenen Abschnitten der Stätteberg-Formation, die im Profil an der Ostwand nicht mehr erfasst sind, ist im aufgeschlossenen Umfang zu erhalten.

Tiefere Geländebereiche des Areals 1 im mittleren und westlichen Abschnitt können im Prinzip verfüllt werden; die Verfüllung muss dann aber unter der Basisfläche des Westprofils enden.

Areal 2

Es befindet sich im Südabschnitt des Steinbruchs (Abb. 8) und umfasst einen Längenabschnitt der Westwand, der in ganzer Profilhöhe zu erhalten ist, und zwar von der durch Tümpel eingegrenzten tiefsten Sohle bis zum Oberrand des Profils.

Das hier gut zugängliche Profil aus dem mittleren Bereich der Stätteberg-Formation schließt eine Lücke in Areal 1, die dadurch gegeben ist, dass die nach Westen einfallende Schichtfolge dort durch die Mittelzone des breiten Fahrwegs nicht in ihrer Gesamtheit aufgeschlossen ist.

Areal 3

Dieses Areal befindet sich im Nordabschnitt des Steinbruchs (Abb. 8); es ist von geologischem Interesse durch eine ungefähr NNW streichende Störung, die hier die jüngeren Schichten der Geismar-Formation im Höhengiveau der Stätteberg-Formation aufschließt.

Wenn die Möglichkeit einer Erhaltung besteht, sollte dieses Areal von der Verfüllung ausgenommen werden; in Qualität und Signifikanz der aufgeschlossenen Profile fällt es jedoch gegen Areale 1 und 2 ab und wird deshalb in der Schutzpriorität als nachrangig eingestuft.

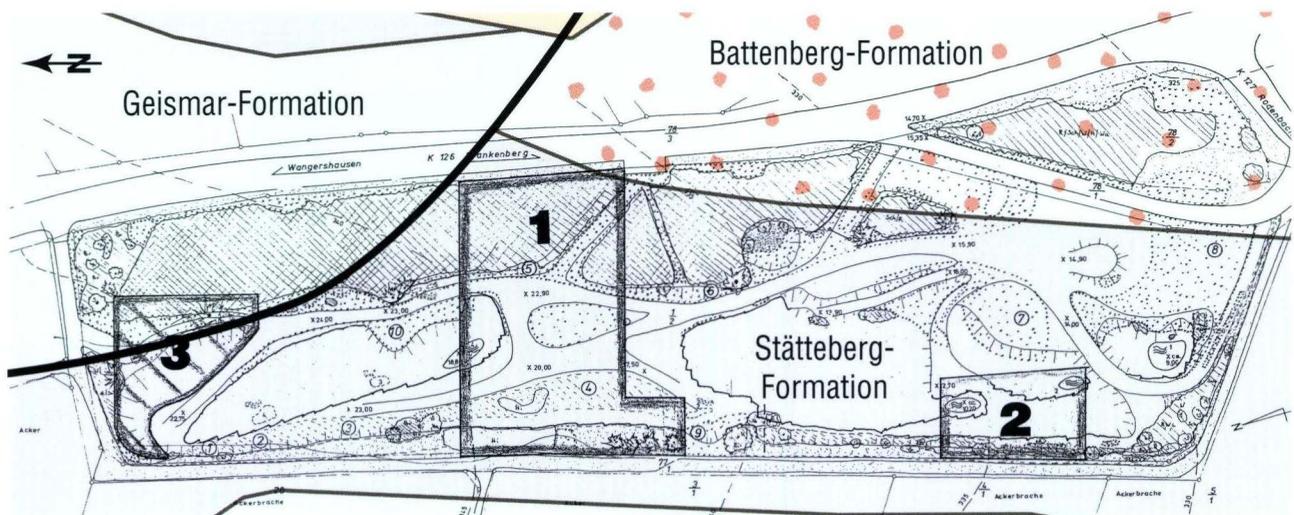


Abb. 8. Skizze des Steinbruchs Rodenbach mit der Lage der unter Schutz gestellten Areale.

5. Ausblick

Hinsichtlich der vorgesehenen Rekultivierung des Gesamtareals der ehemaligen Ziegeleigrube sollte geprüft werden, ob die für Denkmal- und Geotopschutz erhaltenen Aufschlussareale nicht in einen geologischen Wanderweg der Region integriert werden können. Alternativ ist auch an die Einrichtung eines kleinen geologischen Lehrpfads im Steinbruchsbereich zu denken.

In jedem Falle sollte eine verlässliche Zugangsregelung für die geologisch-paläontologische Forschung und Lehre installiert werden, wie sie in den vergangenen Jahren vorbildlich, z.B. in Geotope betreffende naturschutzrechtliche Schutzverordnungen aufgenommen wurde. Genannt sei hier beispielsweise die Verordnung zum Schutz des Naturdenkmals „Lahn-marmorauflschluss südwestlich des Bahnhofs Villmar, ehem. Gemeindesteinbruch (Unicabruch)“ [Kreisausschuss Limburg-Weilburg (1998)]. Hier ist als Zweck der Unterschutzstellung (nach HENatG) bereits in § 2 der Verordnung die „dauerhafte Sicherung des international bedeutsamen“ Aufschlusses genannt („Die Sicherung dient dem Geotopschutz und ist natur-

wissenschaftlich und erdgeschichtlich begründet.“). Ausnahmen von den üblichen Verboten sind in § 4 der gleichen Verordnung aufgelistet. Besonders erwähnenswert ist hier, dass Schliff und Politur der gesägten Aufschlussflächen zugelassen werden, weiterhin dass Handlungen des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) und des Landesamtes für Denkmalpflege Hessen (LfDH) oder deren Beauftragte im Einvernehmen mit der Unteren Naturschutzbehörde vom Verbot ausgenommen sind sowie Maßnahmen zur Einbeziehung des Naturdenkmals in die wissenschaftliche Forschung und Lehre im Einvernehmen mit der Unteren Naturschutzbehörde ermöglicht werden.

Diese naturschutzrechtliche Verordnung ist im Bereich Hessen die erste, die explizit Schwergewicht auf Geotopschutz legte. Das ist keinesfalls selbstverständlich. Noch vor kurzem musste MEIBURG (1993) ernüchert und zutreffend konstatieren, dass der überwiegende Anteil der geschützten hessischen Geotope in Wirklichkeit nur im Rahmen vorwiegend biologischer Schutzgründe „mitgeschützt“ sei. Mitte der Neunziger

Jahre wurde allerdings von Seiten der paläontologischen Denkmalpflege sowie der geologischen Landesbehörde eine intensive Diskussion mit allen Ebenen der Naturschutzbehörde begonnen (die Problematik zusammengefasst in KELLER 1997), die das erfreuliche Ergebnis eines grundsätzlichen Umdenkens auch im Bereich des Naturschutzes zur Folge hatte, der mittlerweile bereit ist, neben der Wertigkeit des Biotops auch die des Geotops abzuwägen und anzuerkennen und in die Schutzmaßnahmen aufzunehmen.

Es sei erwähnt, dass eine weitere kürzlich erlassene naturschutzrechtliche Verordnung zum Schutz des Naturdenkmals „Herbstlabyrinth-Advent-Höhle in Breitscheid-Erdbach“ [Kreis-

ausschuss Lahn-Dill-Kreis (1999)] die Belange der geowissenschaftlichen Forschung ausdrücklich garantiert. Damit liegen nunmehr zwei Muster vor, nach denen in ähnlich gelagerten Fällen des Schutzes von Geotopen mittels Naturschutzverordnung verfahren werden kann.

Der Steinbruch Rodenbach ist als Geotop des Geopark-Zentrums Frankenberg von der AG Geopark Waldeck-Frankenberg in das fachliche Konzept für einen Geopark im Landkreis Waldeck-Frankenberg aufgenommen worden. Bei einer Realisierung des Vorhabens wird der Geotop weitere Beachtung finden und für die Öffentlichkeit zugänglich gemacht werden.

6. Schriftenverzeichnis

- DACHROTH, W. (1976): Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas. Ein Beitrag zur Anwendung gesteinsmagnetischer Daten in der Stratigraphie. – *Geol. Jb.*, **E10**: 63 S.; Hannover.
- DENCKMANN, A. (1893): Die Frankenger Permbildungen. – *Jb. kgl. pr. geol. L.-Anst.*, **12**: 234–267; Berlin.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002; Potsdam.
- EILRICH, B. (1999): Geologische Kartierung spät-paläozoischer Gesteinsfolgen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Rodenbach (Blatt 4918 Frankenberg/Eder – Nordhessen). – Unveröff. Diplomkartierung, Christian-Albrechts-Universität; Kiel.
- HEGEMANN, H. (2003): *Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4818 Medebach*. – Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie; Wiesbaden.
- HEGEMANN, H., HOSELMANN, CH. & HUG, N. (in Druckvorber.): *Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4918 Frankenberg/Eder*. – Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie; Wiesbaden.
- Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (Hrsg.) (2004): *Übersichtskarte der geologischen Struktureinheiten von Hessen*. – *Umweltatlas Hessen*; Wiesbaden.
- HOLZAPFEL, E. (1879): *Die Zechsteininformationen am Ostrand des Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirges*. – Dissertation, Philipps-Universität; Marburg.
- HOLZAPFEL, H.-W. (1980): *Die Geologie des nord-westlichen Frankenger Raumes unter besonderer Berücksichtigung der Fazies- und Diageneseentwicklung der permischen Sedimente*. – Unveröff. Diplomarb., Geol. Inst. Philipps-Universität; Marburg.
- HOLZAPFEL, H.-W. (1991): *Fazies und Diagenese der Zechstein 1-Karbonate vom südlichen Küstenrand zum Niedersächsischen Becken*. – Unveröff. Dissertation, Philipps-Universität; Marburg.
- KELLER, T. (1997): *Paläontologischer Denkmalschutz und Naturschutz: Konflikte und Strategien zu ihrer Bewältigung*. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1995, H. **7/8**: 741–752; Stuttgart.
- Kreisausschuss Limburg-Weilburg (18.12.1998): *Verordnung zum Schutz des Naturdenkmals Lahnmarmorauflschluss südwestlich des Bahnhofs Villmar, ehemaliger Gemeindesteinbruch (Unicabruch)*.
- Kreisausschuss Lahn-Dill-Kreis (1.12.1999): *Verordnung zum Schutz des Naturdenkmals Herbstlabyrinth-Adventhöhle in Breitscheid-Erdbach*.
- KULICK, J. (1960): *Zur Stratigraphie und Palaeogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges*. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **3** (1): 243–288; Krefeld.
- KULICK, J. (1987): *Die Randfazies des Zechsteins in der Korbacher Bucht und im Frankenger Raum, Exkursion E*. – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): *Internationales Symposium Zechstein 87, Exkursionsführer II*: 141–171; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1991): *Die Randfazies des Zechsteins in der Korbacher und in der Frankenger Bucht (Exkursion E am 4. April 1991)*. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **73**: 85–113; Stuttgart.
- KULICK, J. (1993): *Zechstein der Frankenger Bucht (Neufassung und Ergänzung des Exkursionsführers II des Intern. Zechstein-Symposiums 1987 für Aufschlüsse in der Frankenger Bucht)*. – In: HORN, M. et al. (1993): *Exkursionen A3 und B3 Kontinentale klastische Sedimente aus Oberperm und Untertrias am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges*. – *Exkursionsführer zur SEDI-MENT 93*; Marburg.
- MAUSFELD, S. (1981): *Die Geologie der Umgebung von Frankenger-Geismar unter besonderer Berücksichtigung der Fazies und der Diagenese der permischen Gesteine*. – Unveröff. Diplomarb., Philipps-Universität; Marburg.
- MEIBURG, P. (1993): *Geotopschutz und Geowissenschaftlicher Naturschutz in Hessen*. – *Naturschutzzentrum Wasserschloss Mitwitz, Materialien 1/93*: 121–137; Mitwitz.
- SAUER, E. (1964): *Das Perm am Schiefergebirgsrand zwischen Gilserberg und Lollar*. – Dissertation, Philipps-Universität; Marburg.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (Hrsg.) (1999): *Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur*. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **209**: 1–19; Frankfurt a.M.
- UHL, D. & KERB, H. (2002): *Preservation of fossil plants from the Zechstein (Upper permian) of Central Europe*. – *Freiberger Forschungshefte*, **C497**: 29–43; Freiberg.
- ÜLLMANN, J.C. (1803): *Mineralogische, Berg- und Hüttenmännische Beobachtungen über die Gebirge, Grubenbaue und Hüttenwerke der Hessisch-Casselischen Landschaft an der Eder*. – 104 S.; Marburg.
- WÜRTEMBERGER, G. (1867): *Über die Zechsteinformation, deren Erzführung und den Unteren Buntsandstein bei Frankenger in Kurhessen*. – *N. Jb. Mineral., Geol. u. Palaeont.* 10–38; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 09.09.2003, angenommen am 08.10.2003

MATTHIAS PIECHA¹, MARTIN SALAMON¹, HANS-GEORG HERBIG², DIETER KORN³ & BERND MESTERMANN⁴

Das Unterkarbonprofil Hatzfeld (Wittgensteiner Mulde, Rheinisches Schiefergebirge) – Stratigraphie des Kulm (Ober-Tournaisium bis Viséum) und die Karbonatfazies im Niveau des *crenistria*-Horizontes

Kurzfassung

Die außergewöhnlich gut aufgeschlossene und komplette Schichtenfolge des Profils Hatzfeld wird beschrieben und als tektonisches und lithostratigraphisches Profil graphisch dargestellt. Es umfasst eine Abfolge von den Kulm-Kieselschiefern bis in die Kulm-Grauwacken und zeigt die typische Ausbildung des Unterkarbons in der Wittgensteiner Mulde. Eine tektonische Besonderheit ist der SE-vergente orientierte Faltenbau der Schichtenfolge. Die biostratigraphische Zuordnung der Schichten erfolgte mit Goniatiten, Conodonten, diversifizierten Foraminiferen und Kalkalgen und erlaubt eine verbesserte Korrelation des jüngeren Kulm mit der NW-europäischen Flachwasserzonierung. Demnach fällt die Asbium-/Brigantium-Grenze mit der Grenze *fimbriatus*-*spirifer*-Zone der Goniatitenzonierung im späten Viséum zusammen, d.h. mit der Grenze Kieselige Übergangs-

schichten/Kulm-Tonschiefer. Die in den hohen Kieseligen Übergangsschichten und in den tiefsten Kulm-Tonschiefern eingeschalteten Karbonatbänke (Kalkturbidite, Debrite und Cephalopodenkalke) wurden mikrofaziell untersucht und mit anderen Profilen der Region verglichen. Liefergebiet der Kalkturbidite war ein offenmariner Flachscheff. Die Cephalopodenkalke des *crenistria*-Horizontes sind eine autochthone Tieferwasserbildung und sequenzstratigraphisch die „maximum flooding surface“ der spät-asbischen Transgression. Im Profil Hatzfeld belegen Debrite-artige Umlagerungen und andere mikrofazielle Details ihre Ablagerung an einem Schwellenhang. Ein auffälliger Debrite im Hangenden führt bereits aufgearbeitete *crenistria*-Kalke und ist als „Lowstand-systems tract“ sequenzstratigraphisch die Basis des Brigantiums.

Abstract

The well exposed and completely developed strata of the Hatzfeld section are described and figured in structural and lithostratigraphic sections. They show the typical development of the upper Lower Carboniferous (Upper Tournaisian to uppermost Viséan) strata of the Wittgenstein Syncline, southeastern Rhenish Massif. Tectonic southeastern vergency is conspicuous, but hitherto was not well described from that region. Lithostratigraphically, the strata range from the Kulm Kiesel-schiefer Formation up to the Kulm-Grauwacken Formation. Sparse goniatites and conodonts, and diversified calcareous smaller foraminifers and calcareous algae improve the correlation of the uppermost Lower Carboniferous of the basinal Culm and the shallow-water facies of NW Europe. The Asbian/Brigantian boundary is correlated with the boundary between *fimbriatus*

and *spirifer* goniatite zones in the late Viséan, i.e. with the boundary between the Kieselige Übergangsschichten and the Kulm-Tonschiefer Formation. The carbonate microfacies of calciturbidites, debrites and cephalopod limestones from the upper part of the section is elucidated. Source of all calciturbidites was an open marine shallow shelf. The autochthonous cephalopod limestones of the *crenistria* horizon were formed in deeper water. The horizon is the maximum flooding surface of the late Asbian transgression. In Hatzfeld, reworking by debrites and different microfacies patterns prove deposition on the slope of a deep-water swell. An extraordinary debrite above already yields reworked *crenistria* limestone clasts. It represents the lowstand systems tract at the base of the Brigantian.

¹ Dr. M. Piecha (e-mail: piecha@gd.nrw.de), Dr. M. Salamon (e-mail: martin.salamon@gd.nrw.de), Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, D-47803 Krefeld

² Prof. Dr. H.-G. Herbig (e-mail: herbig.paleont@uni-koeln.de), Universität zu Köln, Geologisches Institut, Zulpicher Str. 49a, D-50674 Köln

³ Dr. D. Korn (e-mail: dieter.korn@museum.hu-berlin.de), Naturhistorisches Forschungsinstitut Museum für Naturkunde Humboldt-Universität zu Berlin, Institut für Paläontologie, Invalidenstraße 43, D-10115 Berlin

⁴ Dr. B. Mestermann (e-mail: berndmestermann@web.de), Dorfstraße 76, D-44534 Lünen

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	120
2. Profil Hatzfeld – Schichtenfolge und Gebirgsbau	121
2.1 Lage des Profils	121
2.2 Kulm-Kieselschiefer	125
2.3 Kulm-Kieselkalke	125
2.4 Kieselige Übergangsschichten	125
2.5 Kulm-Tonschiefer	126
2.6 Kulm-Grauwacken	126
2.7 Gebirgsbau	126
3. Biostratigraphie	127
3.1 Goniatiten	127
3.2 Conodonten	127
3.3 Foraminiferen und Kalkalgen	127
4. Karbonatfazies im Umfeld des <i>crenistria</i> -Horizontes	132
4.1 Gravitativ resedimentierte Kalke	132
4.1.1. Einschaltungen in den Kieseligen Übergangsschichten im Liegenden des <i>crenistria</i> -Horizontes	132
4.1.2. Einschaltungen in den Kieseligen Übergangsschichten im Hangenden des <i>crenistria</i> -Horizontes	133
4.1.3. Einschaltungen in den Kulm-Tonschiefern	134
4.2 Tieferwasserkalke des <i>crenistria</i> -Horizontes	134
5. Vergleichsprofile	136
5.1 <i>crenistria</i> -Horizont	138
5.2 Die Schichten im stratigraphischen Umfeld des <i>crenistria</i> -Horizontes	139
6. Ergebnisse	140
6.1 Die Karbonatfazies erodierter Flachwasserplattformen und die Paläobathymetrie des Kulmbeckens im Bereich der oberen Eder	140
6.2 Biostratigraphie und Sequenzstratigraphie	141
7. Schriftenverzeichnis	142

1. Einleitung

Im Sommer 1993 wurde das letzte Teilstück der Erdgasleitung Werne–Schlüchtern von Simtshausen (Hessen) nach Werne (Nordrhein-Westfalen) quer durch das Rheinische Schiefergebirge verlegt und lieferte damit hervorragende Aufschlüsse im Leitungsgraben. Vom Geologischen Dienst/NRW (damals noch Geologisches Landesamt) wurden im Landesgebiet Nordrhein-Westfalen große Teile des Leitungsgrabens geologisch erfasst und dokumentiert. Für die geologische Revisionskartierung des Bl. 4916 Bad Berleburg wurde das Grabenprofil im gesamten Blattgebiet und in Teilgebieten der Nachbarblätter 4816 Girkhausen und 4917 Battenberg erfasst und ist im Archiv des Geologischen Dienstes dokumentiert.

Auch im hessischen Landesgebiet waren im Leitungsgraben geologische Besonderheiten, wie die Sackpfeifenüberschiebung südlich Friedenthal und die Zechstein-Transgression auf gefalteten unterkarbonischen Grauwacken nordöstlich Frohnhausen, aufgeschlossen. Im Bereich des Bl. 5017 Biedenkopf

(Hessen), das im SE an das Bl. 4916 Bad Berleburg (NRW) anschließt, wurde südöstlich der Ortschaft Hatzfeld durch die Trassenführung unmittelbar neben der Landesstraße 553 ein über 400 m langes Profil freigelegt, das einen großen Bereich der unterkarbonischen Abfolge dieser Region zugänglich machte (Abb. 1).

Für die Verlegung der ca. 1,50 m dicken Gasrohre wurde ein mindestens 3 m tiefer und 2 m breiter Graben ausgehoben. Dazu musste der bergseitige Bereich der Straße um 1–2 m abgetragen werden, sodass hier entlang der Straße ein „frisches“, durchgehendes Profil freigelegt wurde, das in seiner Qualität und Vollständigkeit einen exemplarischen Einblick in die typische Abfolge der unterkarbonischen Schichten in dieser Region lieferte.

Dieses Profil wurde im Jahre 1996 komplett aufgenommen und schwerpunktmäßig im Bereich der Kieseligen Übergangsschichten untersucht.

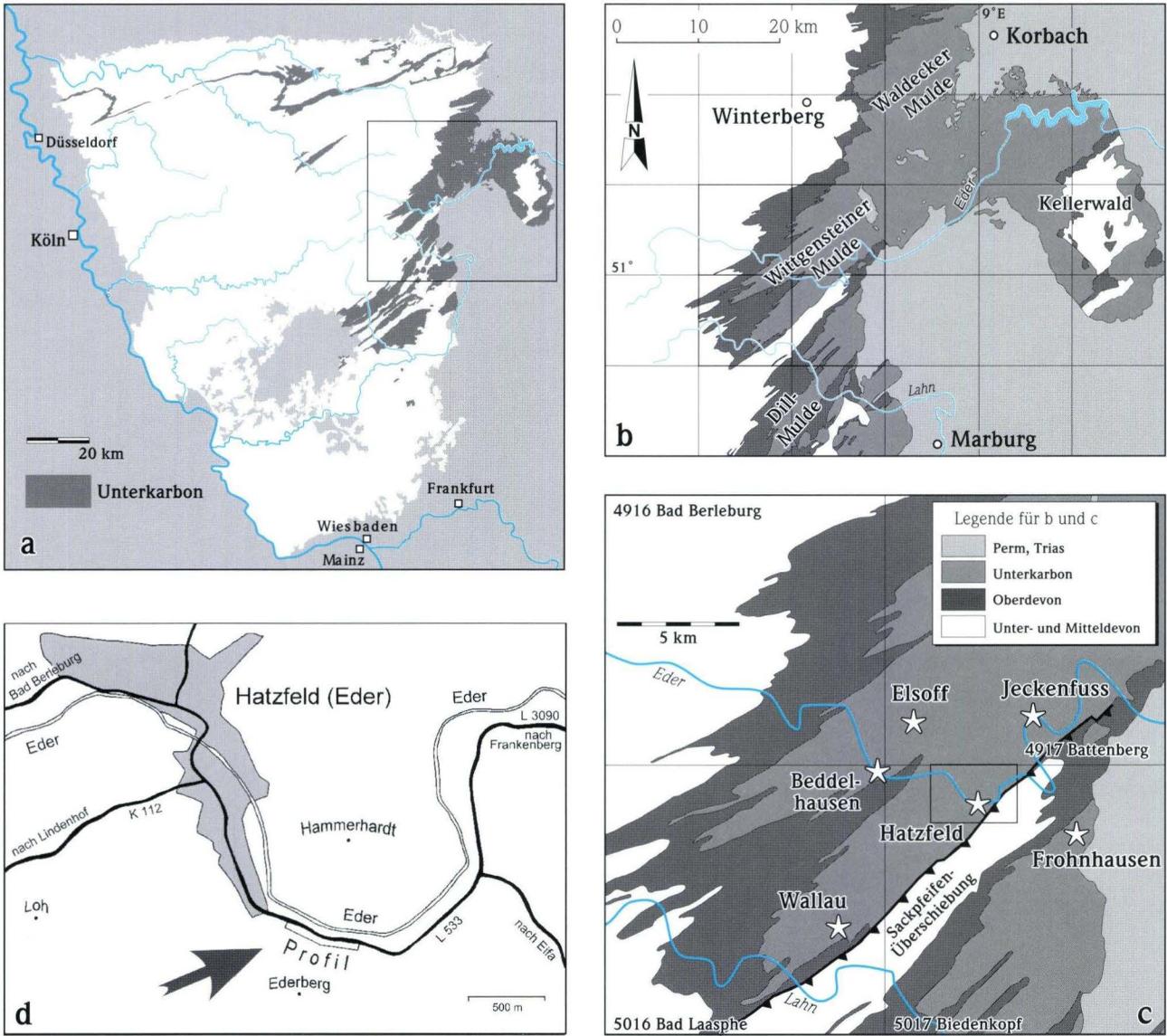


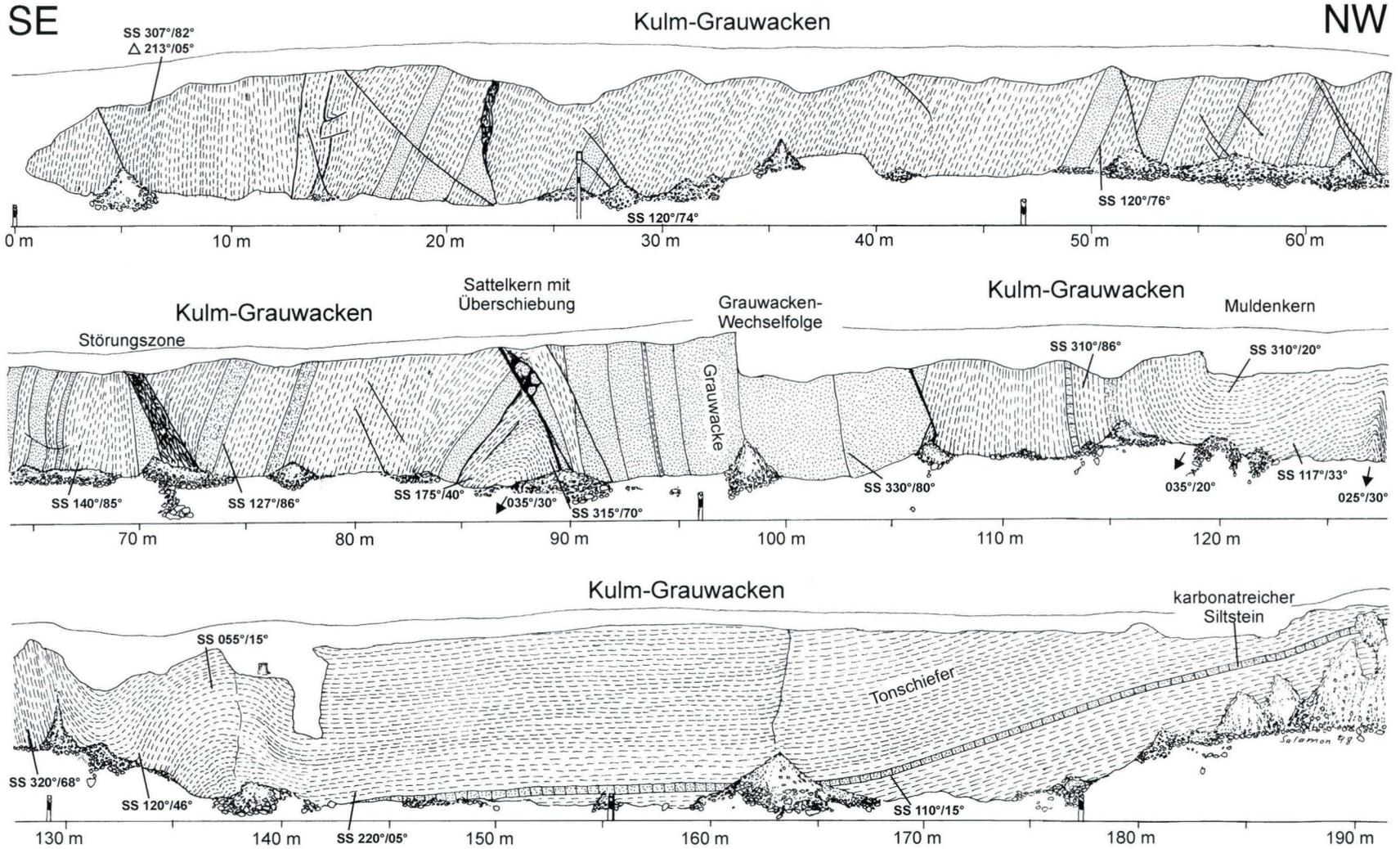
Abb. 1. Geografische Lage des Profils Hatzfeld. a) Rheinisches Schiefergebirge mit dem Ausstrich unterkarbonischer Schichten; b) östliches Rheinisches Schiefergebirge mit großtektonischen Strukturen; c) südwestliche Wittgensteiner Mulde und nordöstliche Dill-Mulde mit der Position der im Text erwähnten Viséum-Profile; d) Umgebung von Hatzfeld mit der Lage des untersuchten Profils.

2. Profil Hatzfeld – Schichtenfolge und Gebirgsbau

Die im Profil erschlossenen lithostratigraphischen Einheiten werden im Folgenden erläutert, wobei die karbonatischen Einschaltungen in den Kieseligen Übergangsschichten in Kap. 4 eingehender beschrieben werden. Abb. 2 zeigt das gesamte aufgeschlossene Profil im Zustand des Sommers 1996. Eine Bank-für-Bank-Aufnahme erfolgte vom nordwestlichen Profildende in den Kulm-Kieselschiefern bis in den tieferen Teil der Kulm-Grauwacken und ist als vereinfachtes Säulenprofil in Abb. 3 dargestellt, eine detaillierte Aufnahme der Kieseligen Übergangsschichten zeigt das Verwitterungsprofil in Abb. 4.

2.1 Lage des Profils

Das Profil liegt im oberen Edertal, am südlichen Ortsausgang von Hatzfeld, unmittelbar an der Landesstraße 553 in Richtung Holzhausen am NNE-Fuß des Ederberges (Abb. 1d) und gehört zum Blattgebiet 5017 Biedenkopf. Es erstreckt sich vom NW in südöstliche Richtung, schneidet also günstigerweise die generelle Streichrichtung mehr oder weniger senkrecht. Koordinaten: Profilverpunkt NW (Liegendes): R 3468840, H 5649660; Profilverpunkt SE (Hangendes): R 3469140, H 5649540.



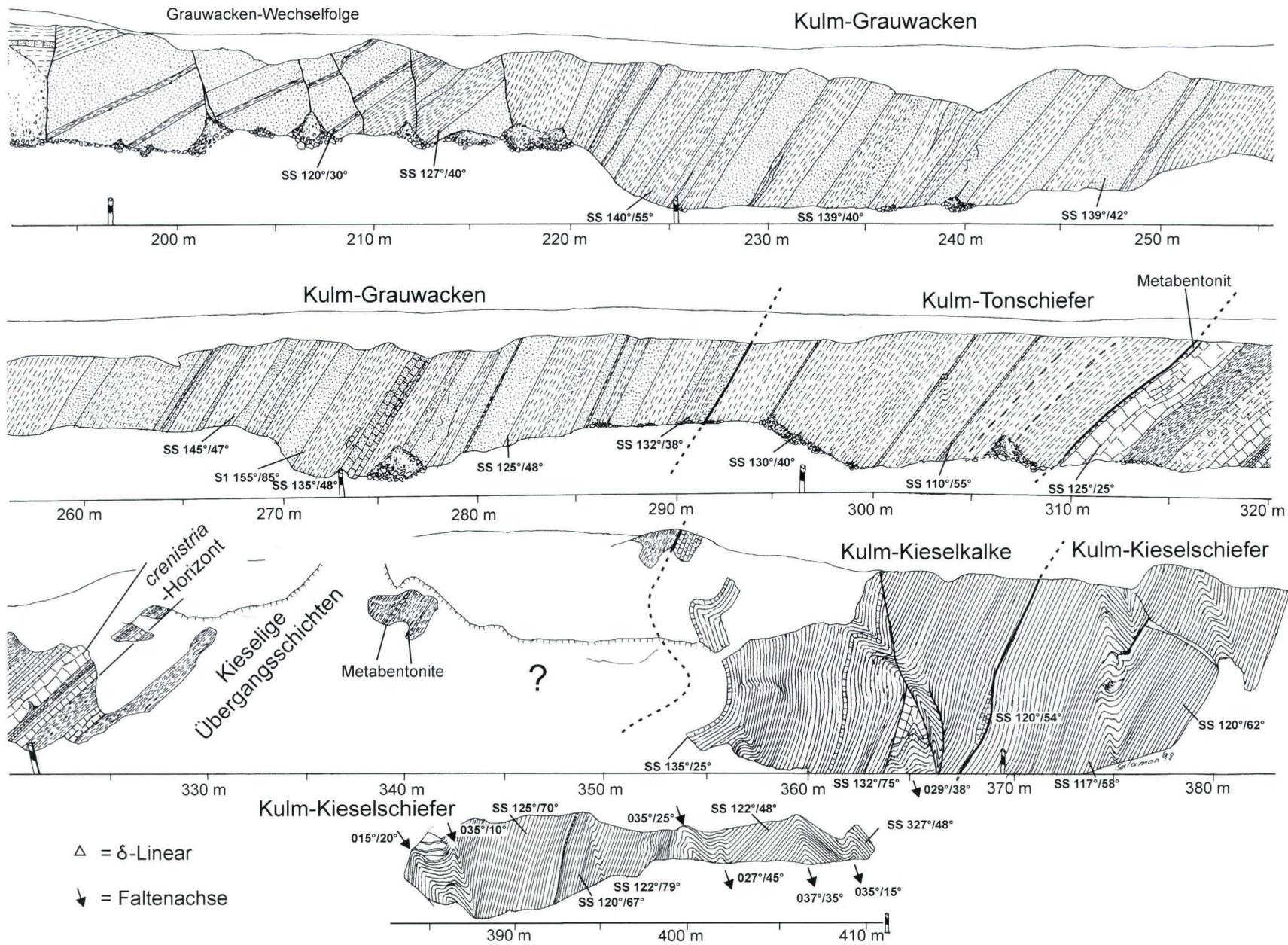


Abb. 2. Profilschnitt des kompletten Profils Hatzfeld entlang der Straße Hatzfeld–Holzhausen mit Angabe von Stratigraphie und tektonischen Messwerten.

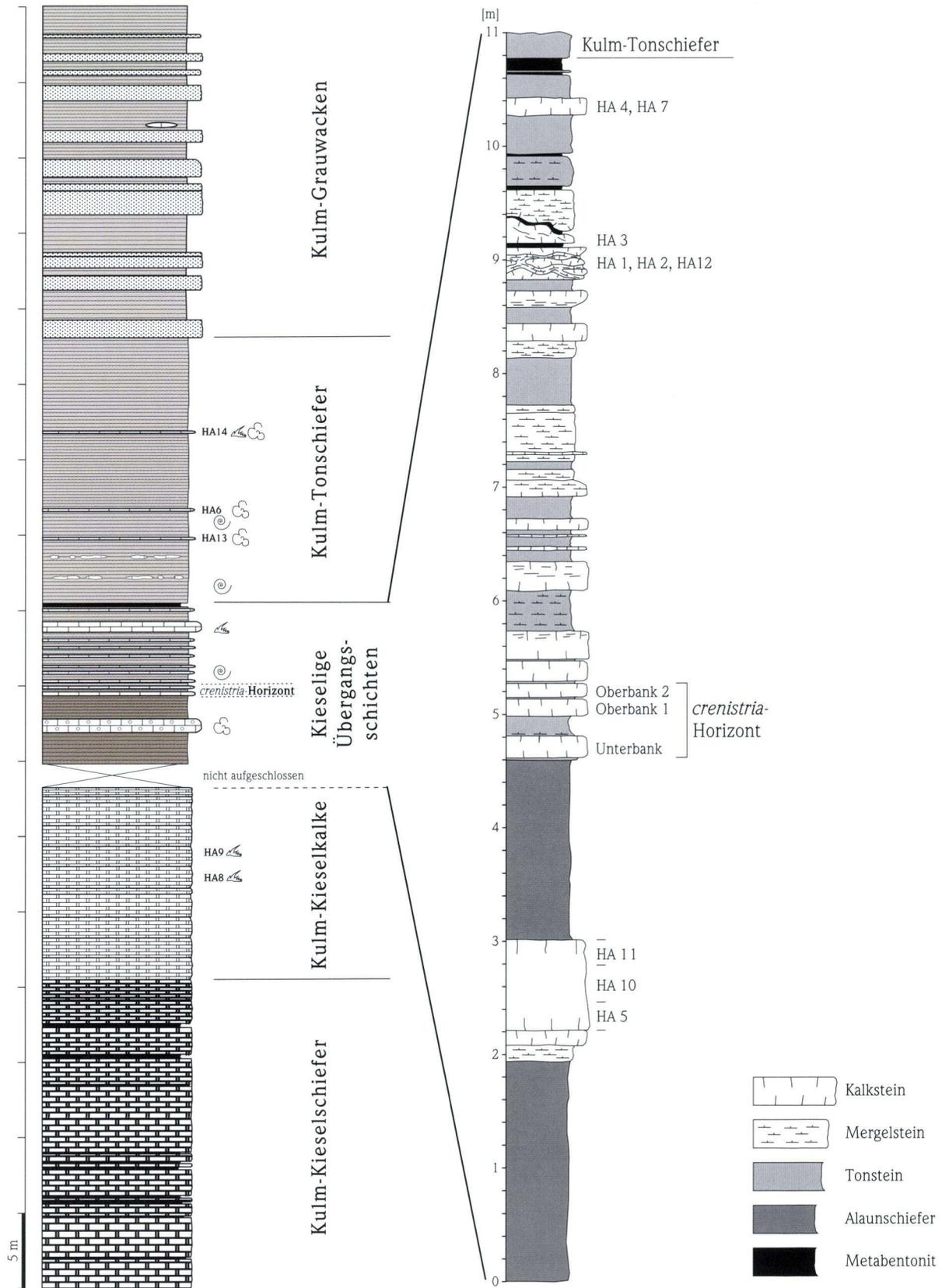


Abb. 3. Vereinfachtes lithostratigraphisches Gesamtprofil von Hatzfeld mit Conodonten-, Goniatiten- und Foraminiferen-führenden Lagen.

Abb. 4. Detailprofil der Kieseligen Übergangsschichten mit dem *crenistria*-Horizont im Profil Hatzfeld.

Das Profil gehört zum östlichen Rheinischen Schiefergebirge (Abb. 1a) und liegt unmittelbar nordwestlich der Sackpfeifenüberschiebung. Es liegt in der Hatzfelder Mulde, einer Teilmulde an der SE-Flanke der Wittgensteiner Mulde, die durchweg aus unterkarbonischen Gesteinen aufgebaut ist (Abb. 1b).

Stratigraphisch umfasst das Profil die Kulm-Kieselschiefer, Kulm-Kieselkalke, Kieseligen Übergangsschichten, Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacken und reicht somit vom höheren Tournaisium bis in das höhere Viséum. In Tab. 1 ist die gesamte unterkarbonische Schichtenfolge der Wittgensteiner Mulde nach GEREKE & PIECHA (2002) und PIECHA (in Vorb.) dargestellt.

Paläogeographisch gehört die Wittgensteiner Mulde im Unterkarbon zum Rhenohercynischen Kulmbecken, welches im NW von der Kohlenkalk-Plattform und im SW von der Mitteldeutschen Kristallin-Schwelle begrenzt wird.

2.2 Kulm-Kieselschiefer

SCHMIERER (1934, 1992) fasste die unterkarbonischen Kieselschiefer und Kieselkalke zur „Stufe der Lydite, Kieselschiefer und Kieselkalke“ zusammen. Die Kulm-Kieselschiefer umfassen den tieferen Teil dieser Einheit. Die Untergrenze der Kulm-Kieselschiefer bildet im Profil Hatzfeld eine Aufschiebung auf Kulm-Grauwacken, die nordwestlich des Profils durch Lesesteine nachweisbar ist.

Die Kulm-Kieselschiefer umfassen eine Abfolge von kieseligen Tonsteinen, Kieselschiefern und Lyditen mit Einschaltungen von geringmächtigen Tuffen (Metabentoniten). Das Niveau des Erdbacher Kalkes konnte nicht nachgewiesen werden.

Die kieseligen Tonsteine und Lydite sind im 5–10 cm Bereich gebankt und häufig kleinräumig spezialgefaltet (Abb. 2). Zwischen den Kieselschieferbänken sind geringmächtige, meist ca. 1 cm mächtige Metabentonite eingeschaltet. In der gesamten aufgenommenen Kieselschieferabfolge von 21 m Mächtigkeit sind 28 Metabentonite eingeschaltet. Im Regelfall sind in der Wittgensteiner Mulde und der Dill-Mulde die Kulm-Kieselschiefer in dunkle Kieselschiefer im unteren Abschnitt und helle oder bunte Kieselschiefer im höheren Abschnitt der Abfolge getrennt. Letztere ersetzen weitgehend bis vollständig die Kulm-Kieselkalke. Im Profil Hatzfeld leiten die überwiegend dunkelgrauen bis schwarzen Kieselschiefer jedoch allmählich in eine Wechselfolge von Kieselkalken und Kieselschiefern, d.h. in die Schichtenfolge der Kulm-Kieselkalke über. Das Profil Wallau (Abb. 1c) entspricht in der Kieselschiefer-Entwicklung am ehesten dem Profil Hatzfeld, da dort über den dunklen Kieselschiefern ebenfalls unmittelbar die Kulm-Kieselkalke folgen (GURSKY 1997). In den nahe gelegenen Profilen Jeckenfuß (Abb. 1c) und Lindenhof (ca. 2,5 km südwestlich vom Profil Hatzfeld gelegen) hingegen sind sowohl dunkle als auch helle Kieselschiefer und Kieselkalke im Hangenden entwickelt. Eingehende Untersuchungen der unterkarbonischen kieseligen Sedimente im Rheinischen Schiefergebirge führten BRAUN & GURSKY (1991) und GURSKY (1997) durch.

2.3 Kulm-Kieselkalke

Die Kulm-Kieselkalke umfassen den höheren Teil der „Stufe der Lydite, Kieselschiefer und Kieselkalke“ im Sinne von SCHMIERER (1934, 1992). Sie sind hier wie auch im nordwestlich anschließenden Bl. 4916 Bad Berleburg nur sehr geringmächtig und keilen nach Süden und SW hin aus. Sie fehlen in der nordöstlichen Dill-Mulde bereits komplett (WITTEN 1979, PIECHA 1987, BRAUN 1987, SCHMIERER 1992, GURSKY 1997) und werden dort durch die hellen bzw. bunten Kieselschiefer vertreten. Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge beträgt im Profil nur etwa 13 m, die Obergrenze ist nicht aufgeschlossen (Abb. 2 und 3).

Die Kieselkalke sind eine Wechselfolge von Kieselschiefern und kieseligen Kalksteinen mit untergeordnet eingeschalteten cm-mächtigen Metabentoniten. Die Anzahl der eingeschalteten Metabentonite auf die Gesamtmächtigkeit von nur 13 m beträgt 32. Die durchweg turbiditischen Kalksteine lassen häufig eine Gradierung erkennen. Eine eingehende Untersuchung dieser Abfolge am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges erfolgte durch WITTEN (1979).

2.4 Kieselige Übergangsschichten

Der Begriff Kieselige Übergangsschichten wurde von NICOLAUS (1963) geprägt und umfasst den unteren Teil der „Stufe der Posidonienschiefer“ im Sinne von SCHMIERER (1934, 1992).

In der Wittgensteiner Mulde setzen die Kieseligen Übergangsschichten mit einer geringmächtigen Abfolge von Alaunschiefern ein. Diese sind häufig stark verwittert, bilden dann im Gelände kleinräumige Depressionen und werden dadurch rasch überschottert, wie auch im Profil Hatzfeld (Abb. 2). Aufgeschlossen sind deswegen im Profil nur 11 m der höheren Kieseligen Übergangsschichten. Über den Alaunschiefern setzen teils turbiditische Kalksteine und der *crenistrìa*-Horizont ein, der aus drei Kalkbänken besteht (Abb. 4). Über dem *crenistrìa*-Horizont folgen weitere detritische Kalksteine (Kalkturbidite und Debrite, Kap. 4.1.2), bei denen es sich möglicherweise um Äquivalente der Posidonienkalke, die im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge vorkommen, handelt. Die etwa 5 m mächtige Abfolge dunkler Tonsteine mit detritischen Kalksteinen im Hangenden des *crenistrìa*-Horizontes wurde im Profil Hatzfeld kartiertechnisch noch zu den Kieseligen Übergangsschichten gestellt. Die Abfolge endet im Hangenden mit einer 10 cm mächtigen Metabentonitlage. Die Kieseligen Übergangsschichten sind reich an Fossilien, wobei am häufigsten Goniatiten und Posidonien zu finden sind. Weitere typische Fossilien dieser Schichtenfolge sind in Kap. 3 und 4 beschrieben. In die Kieseligen Übergangsschichten sind auch geringmächtige Metabentonitlagen eingeschaltet, jedoch deutlich weniger (etwa fünf auf 11 m) als in den unterlagernden Kieselkalken und Kieselschiefern.

Der Beddelhäuser Tuff, dessen Typuslokalität in der Wittgensteiner Mulde, etwa 10 km ederaufwärts vom Profil Hatzfeld

liegt (Abb. 1c), konnte in diesem Profil nicht nachgewiesen werden. Es ist ein aus dacitischen bis rhyodacitischen Schmelzen hervorgegangenes Vulkangestein, das von einem Eruptionszentrum außerhalb des Rhenoharzynikums hergeleitet wird (VAN AMEROM et al. 2002). Eine detaillierte Untersuchung des *crenistris*-Horizontes erfolgte im Rahmen der Dissertation von MESTERMANN (1998). Die Mikrofazies der Kalkbänke aus den Kieseligen Übergangsschichten wird in Kap. 4 beschrieben.

2.5 Kulm-Tonschiefer

Die Kulm-Tonschiefer umfassen den höheren Teil der „Stufe der Posidonienschiefer“ und den tieferen Teil der „Stufe der Kulm-Grauacke“ im Sinne von SCHMIERER (1934, 1992). Sie setzen über den Kieseligen Übergangsschichten mit dem Ausbleiben kieseliger Sedimente und Alaunschiefer ein.

Die Kulm-Tonschiefer sind eine relativ monotone Abfolge dunkelgrauer bis braungrauer Tonsteine mit dünnen Silt- bis Sandlagen besonders im tieferen Teil der Abfolge. Die nur mm- bis cm-mächtigen Grobsilt- bis Feinsandlagen können aufgrund ihres Inventars an Sedimentstrukturen als feinkörnige Turbidite gedeutet werden. Ebenfalls im tieferen Teil der Abfolge kommen im Profil Hatzfeld Lagen mit z.T. recht großen, dunkelgrauen bis schwarzen, tonigen und dichten Kalklinsen vor, die typisch sind für die Schichtenfolge der Kulm-Tonschiefer in der Wittgensteiner Mulde und der Dill-Mulde. Im höheren Teil der Abfolge sind wenige geringmächtige, teils turbiditische Kalksteinbänke eingeschaltet (Kap. 4).

Ein weiteres typisches Merkmal dieser Schichtenfolge sind die an der Basis der Schichtenfolge z.T. massenhaft vorkommenden Bivalven der Art *Posidonia becheri* BRONN 1828. Die Mächtigkeit der Kulm-Tonschiefer beträgt im Profil Hatzfeld 17 m.

2.6 Kulm-Grauacke

Die Schichtenfolge der Kulm-Grauacke ist definiert mit dem ersten Einsetzen von Grauackebänken über den Kulm-Tonschiefern. Die Mächtigkeit der im Profil aufgeschlossenen

Kulm-Grauacke liegt bei über 80 m. Die Obergrenze der in dieser Region mehrere 100 m mächtigen Schichtenfolge (KULICK 1960) ist nicht aufgeschlossen.

Die Kulm-Grauacke sind eine Wechselfolge von dunklen Tonsteinen, Siltsteinen und Grauacke. Bei den Grauacke handelt es sich nach der modernen petrographischen Nomenklatur um einen feldspatreichen Sandstein mit Gesteinsbruchstücken (Litharenit). Eingehende Diskussionen zur petrographischen Definition des Begriffes Grauacke finden sich bei FÜCHTBAUER (1988) und SCHRADER (2000).

Während im tieferen Teil der Abfolge Tonschiefer noch deutlich überwiegen, setzen im höheren Teil Bereiche ein, in denen dickbankige Grauackebänke vorherrschen, die in Ausnahmen Mächtigkeiten bis zu 5 m erreichen können. Diese Abschnitte werden als Grauacke-Wechselfolge bezeichnet und bilden oft deutliche morphologische Härtlinge im Gelände. Sie bauen beispielsweise den nördlich des Profiles gelegenen Berg Hammerhardt auf (Abb 1d). Untergeordnet sind auch Kalklinsen-Lagen oder kalkige Grauackebänke eingeschaltet. Die Bankmächtigkeiten der Grauacke reicht von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Der im Blattgebiet Bad Berleburg/Battenberg und im Edergebiet vorkommende „Kalkgeröll-Horizont“, ein fossilreicher Aufarbeitungs-Horizont mit Geröllen aus Kieselkalken und *crenistris*-Kalken, ist im Profil Hatzfeld nicht entwickelt. Vermutlich keilt dieser Horizont, der im Blattgebiet Bad Berleburg und Battenberg noch nachgewiesen wurde (REICH 1935a, 1935b, 1984; PIECHA in Vorb.) nach Süden hin aus, da er auch aus der Dill-Mulde nicht bekannt ist.

Die Sedimentologie und Petrographie der Kulm-Grauacke sowie die Fazies und Beckenentwicklung im Kulm-Becken des östlichen Rheinischen Schiefergebirges wurde im Detail von SCHRADER (2000) untersucht.

2.7 Gebirgsbau

Das Profil erschließt eine weitgespannte, im Kern relativ flache Mulde, die von zwei aufrechten Sätteln flankiert wird (Abb. 5). Der nordwestliche Sattel ist im Bereich der Kulm-Kiesel-

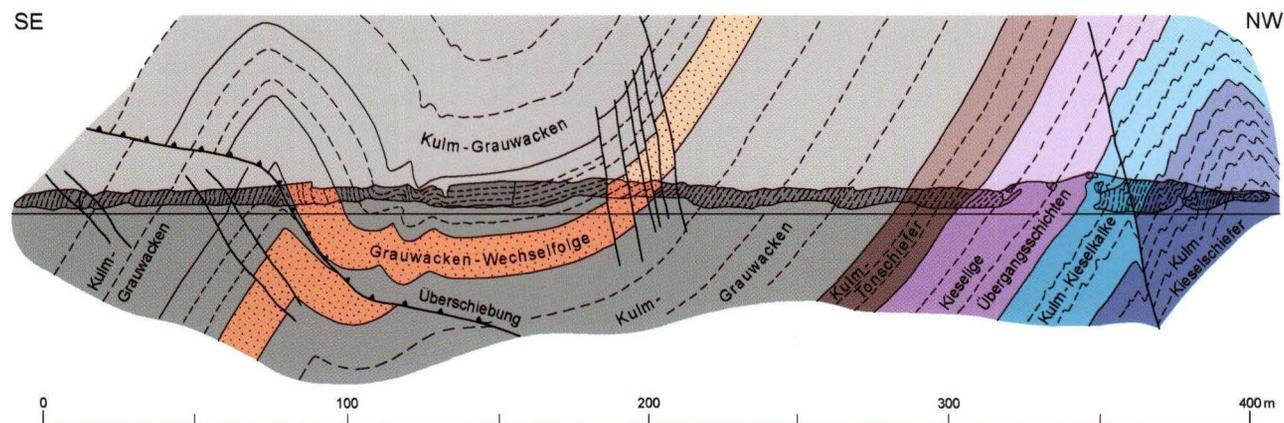


Abb. 5. Konstruktion des Gebirgsbaus im Profil Hatzfeld (Profilschnitt schattiert).

schiefer stellenweise stark spezialgefaltet. Der südöstlich gelegene Sattel wird durch eine nach NW einfallende Überschiebung zerschert, sodass im Profil die südöstliche Muldenflanke unmittelbar auf den Sattelkern aufgeschoben ist. Der Faltenbau ist mehr oder weniger aufrecht, daneben kommen aber auch sowohl NW-vergente als auch SE-vergente Faltenachsebenen vor. Die Faltenachsen tauchen nach NE ab, wobei die Einfallswerte zwischen 28° im Bereich der Kulm-Grauwacken und 50° in den Spezialfalten der Kulm-Kieseliefer schwanken. Einfallswerte von Schichtung, δ -Linear und Faltenachse für das gesamte Profil sind in Abb. 2 dargestellt. Insbesondere im mittleren und höheren Bereich der Kulm-Grauwacken kommen kleinere Auf- und Abschiebungen mit nur geringem Versatz vor. Eine auffällige SE-vergente Aufschiebung kommt zudem in den Kulm-Kieselkalken vor. Die höheren Kieseligen Übergangsschichten, die Kulm-Tonschiefer und der tiefere Teil der Kulm-Grauwacken zeigen eine annähernd ungestörte Abfolge mit einem gleichmäßigen Einfallen um die 45° nach SE.

Ein SE-vergenter Faltenbau ist in dieser Region nicht ungewöhnlich und konnte durch die Aufschlüsse im Leitungsgraben der Erdgaspipeline auch im Blattgebiet 4916 Bad Berleburg (PIECHA in Vorb.) und 4917 Battenberg (BÖHM 2000) nachgewiesen werden. Bereits LIESCHE (1980) beschreibt aus Teilbereichen der Wittgensteiner Mulde einen SE-vergenten Faltenbau.

3. Biostratigraphie

3.1 Goniatiten

Das Hatzfelder Profil lieferte einige kleine Goniatiten-Faunen, welche zumindest für den Bereich der Kieseligen Übergangsschichten eine biostratigraphische Zuordnung zuließen (Abb. 3).

- 80 cm oberhalb des *crenistrìa*-Horizontes: *Goniatites spirifer* ROEMER 1850.
- 610 cm oberhalb des *crenistrìa*-Horizontes: *Paraglyphioceras* sp.
- 1060 cm oberhalb des *crenistrìa*-Horizontes: *Paraglyphioceras* sp.

Damit lässt sich die erste Lage in die *Goniatites spirifer*-Zone einordnen (Tab. 1). Die beiden anderen Horizonte sind nicht eindeutig ansprechbar; möglicherweise deuten sie auf die *Arnsbergites gracilis*-Zone hin.

3.2 Conodonten

Conodonten wurden in den Kulm-Kieselkalken, den Kalksteinen der Kieseligen Übergangsschichten und einer Kalkturbiditbank der Kulm-Tonschiefer gefunden. Jedoch sind die Funde stets arten- und individuenarm und leitende Formen fehlen, sodass eine exakte stratigraphische Zuordnung der Gesteinsschichten hier nicht möglich ist. Conodonten lieferten lediglich

Zudem wurden aus der nordöstlichen Dill-Mulde (PIRWITZ 1983, PIECHA 1987) und vom Blattgebiet 5016 Bad Laasphe (GEREKE 2002) SE-Vergenzen beschrieben. WEBER (1978) erklärt SE-Vergenzen in der Umgebung der Sackpfeifenüberschiebung als eine Folge listrischer Überschiebungen. Besonders deutlich ist der SE-vergente Trend in den Spezialfalten der Kulm-Kieseliefer zu erkennen (Abb. 2). Auffälligerweise sind auch sämtliche Störungen, die im Profil vorkommen, SE-vergent, obwohl nur wenige 100 m südöstlich des Profiles die Sackpfeifenüberschiebung verläuft, eine markante, generell NW-vergente Überschiebungsbahn (Abb. 1c) mit z.T. großem Schichtversatz (mitteldevonische Eifel-Quarzite auf Schichten des Unterkarbons). Nach REICH (1935b) in LIESCHE (1980) fällt die Sackpfeifenüberschiebung im Blattgebiet 4917 Battenberg mit durchschnittlich 45° nach SE ein. Aufschlüsse, die dies belegen, gibt es jedoch kaum. Südlich Friedenthal, ca. 2 km nordöstlich des Profiles, war im Juli 1993 im Leitungsgraben die Sackpfeifenüberschiebung aufgeschlossen. Hier sind Quarzite der Eifel-Stufe auf Rot-schiefer der Hemberg-Stufe überschoben. Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der Überschiebungsbahn fallen die Schichten mit ca. 70° nach SE ein. Die Überschiebungsbahn selbst ist lediglich durch eine etwa 1 cm mächtige Ruschellage gekennzeichnet.

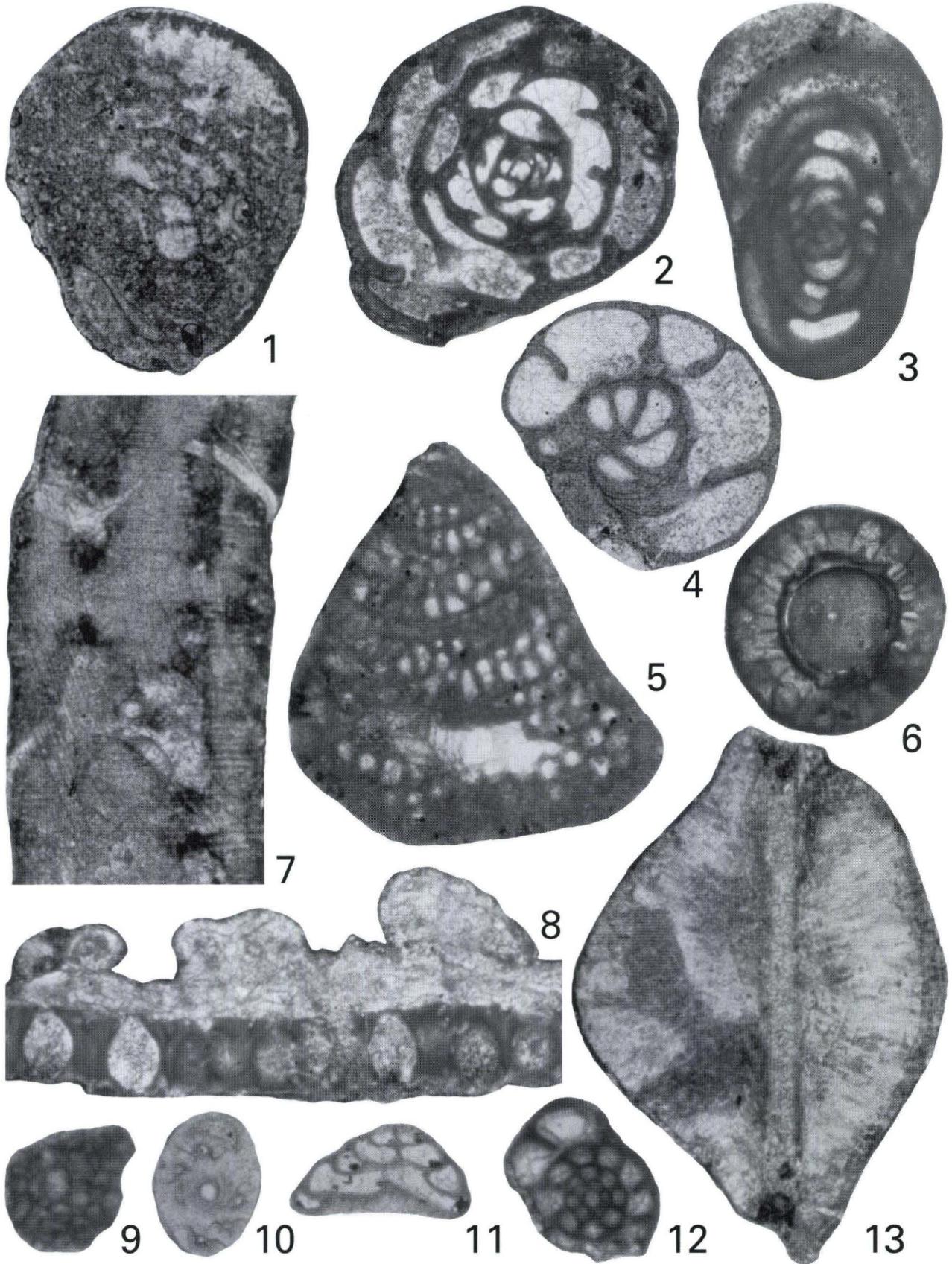
die Proben HA 8, HA 9 und HA 14 (Abb. 3). Die Proben HA 8 und 9 stammen aus den Kulm-Kieselkalken und lieferten nur nicht näher bestimmbar Polygnathiden und Gnathodiden neben ramiformen Conodonten-Elementen. Probe HA 9 führte zusätzlich Schwamm-Spiculae. Probe HA 14 stammt aus den Kulm-Tonschiefern und lieferte neben *Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUNDY 1926) ramiforme Conodonten-Elemente und nicht näher bestimmbar Conodonten-Bruchstücke. Daneben führte die Probe pyritisierte juvenile Gastropoden und Bivalven.

Zusätzlich sind aus dem Debrüt im Hangenden des *crenistrìa*-Horizontes (Kap. 4.1.2) *Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUNDY 1926) und *Hindeodella* sp. bekannt (MESTERMANN 1998).

3.3 Foraminiferen und Kalkalgen

Aus den Kalksteinen in den höchsten Kieseligen Übergangsschichten und den Kulm-Tonschiefern lassen sich zwei hydrodynamisch sortierte Foraminiferen-Kalkalgen-Assoziationen unterscheiden (HERBIG & MAMET 1994).

Das Kalksteinpaket im Liegenden des *crenistrìa*-Horizontes (Proben HA 5, HA 10 und HA 11) lieferte aus der Matrix der Kalkturbidite vor allem großwüchsige Mikrobiota (Taf. 1, Fig. 1–8, 13; Taf. 2, Fig. 1–2):



Foraminiferen:

- Archaediscus* sp.
Archaediscus ex gr. *moelleri* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948
Bradyina rotula (D'EICHWALD 1860)
 cf. *Climacammina*
Endostaffella sp.
Endothyra sp.
Endothyranella sp.
Endothyranopsis crassa (BRADY 1870)
Eostaffella ex gr. *radiata* (BRADY 1876)
Globoendothyra ex. gr. *globulus* D'EICHWALD 1860
Koskinobigenerina sp.
Mediocris sp.
Mediocris mediocris (VISSARIONOVA 1948)
Omphalotis ex gr. *circumplicata* RAUZER-CHERNOUSSOVA & REITLINGER 1936
Palaeotextularia sp.
Pseudoglomospira sp.
Pseudolituotuba gravata (CONIL & LYS 1965)
Tetrataxis ex gr. *angusta* VISSARIANOVA 1948
Tetrataxis ex gr. *maxima* SCHELLWIEN 1898
Tetrataxis ex gr. *paraminima* VISSARIONOVA 1948
Valvulinella youngi BRADY 1876
Vissariotaxis sp.

Kalkalgen

- Coelosporella wetheredii* WOOD 1940
Epistacheoides chantoni MAMET & ROUX 1974
Epistacheoides sp.
Fasciella kizilia IVANOVA 1973
Fourstonella fusiformis (BRADY 1976)
Girvanella sp.
Koninckopora minuta WEYER 1968
Koninckopora tenuiramosa WOOD 1942
Luteotubulus liscis (MALAKHOVA 1975) VACHARD 1977

Heterokorallen

- Hexaphyllia mirabilis* DUNCAN 1879
- Aus Intraklasten (Kap. 4.1.1) stammen kleinwüchsige Mikrobiota:
Diplosphaerina inaequalis DERVILLE 1931 (Stadium *Eotuberitina reitlingerae* MIKHLUKO-MAKLAY 1958)
Archaediscus ex gr. *krestovnikovi* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948
Calcisphaera laevis WILLIAMSON 1881
Calcisphaera sol WILLIAMSON 1881
Earlandia ex gr. *clavata* (HOWCHIN 1888)
Earlandia ex gr. *elegans* (RAUZER-CHERNOUSSOVA 1937)
Girvanella sp.
Nanopora sp.
Pseudoammodiscus sp.
Pseudotaxis eominima (RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948).

Dies ist eine Faunen-Floren-Assoziation aus den typisch großwüchsigen Elementen des späten Asbioms (FEWTRELL et al. 1989). Vor allem das Auftreten von *Bradyina rotula* (D'EICHWALD 1860) (Taf. 1, Fig. 1) indiziert zweifelsfrei die Zone Cf 6γ (CONIL et al. 1990, JONES & SOMERVILLE 1996); zur Korrelation mit der Kulm-Zonierung vgl. Kap. 5.2).

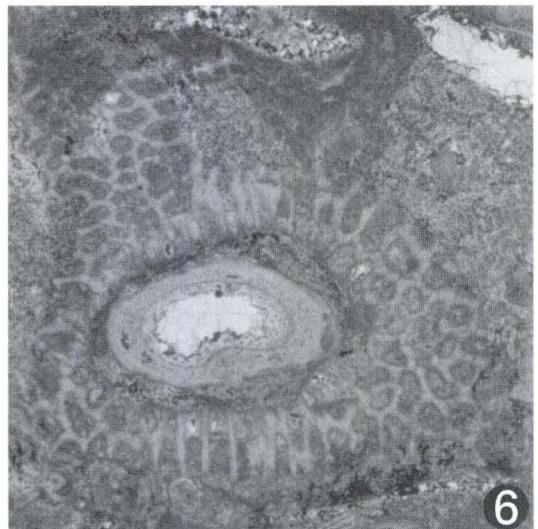
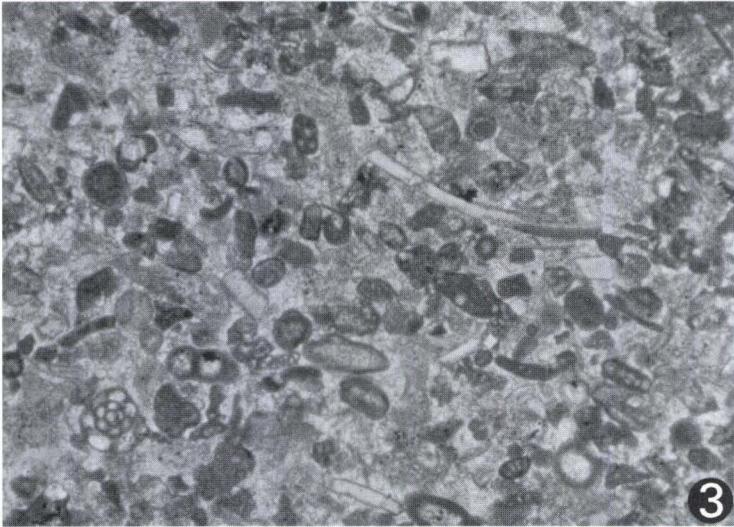
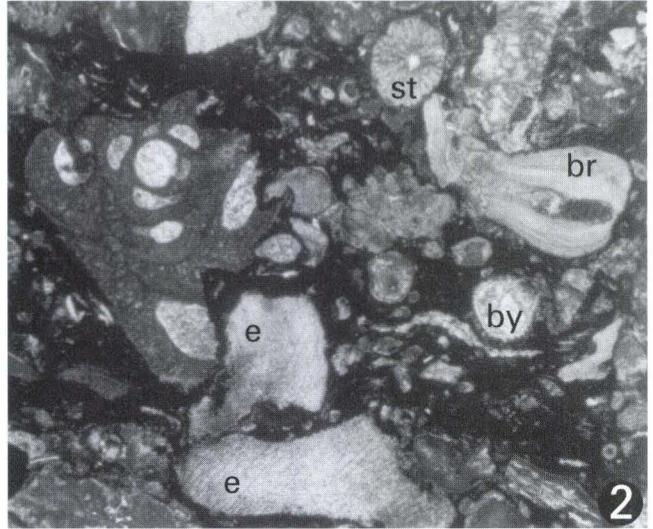
Aus den dünnen, isoliert in die Kulm-Tonschiefer eingeschalteten Kalkturbiditbänken HA 13, HA 6, HA 14 stammen vor allem kleinwüchsige Formen (Taf. 1, Fig. 9–12):

Foraminiferen

- Archaediscus* ex gr. *krestovnikovi* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948
Archaediscus sp.
Calcivertella sp.
Earlandia ex gr. *elegans* (RAUZER-CHERNOUSSOVA 1937)
Endostaffella sp.
Eostaffella sp.
Eostaffella ex gr. *radiata* (BRADY 1876)
Howchinia sp.

Taf. 2. Mikrofazies der Kalkturbidite in den oberen Kieseligen Übergangsschichten und den Kulm-Tonschiefern.

- Fig. 1. Bioklastisch-lithoklastischer Float-/Packstone mit umgelagerten, stark fragmentierten und vielfach nicht mehr bestimmbareren Flachwasser-Biogenen. In der Bildmitte *Epistacheoides chantoni* MAMET & ROUX 1974. Brachiopodenbank (obere Kieselige Übergangsschichten), Hatzfeld. HA 11, x 19,2.
- Fig. 2. Bioklastisch-lithoklastischer Float-/Packstone mit umgelagerten Flachwasser-Lithoklasten und -Biogenen: *Pseudolituotuba gravata* (CONIL & LYS 1965), Pelmatozoen (p), Bryozoen (by), Brachiopoden (br), stacheiine Rotalgen (st). Brachiopodenbank (obere Kieselige Übergangsschichten), Hatzfeld. HA 10-2, x 19,2.
- Fig. 3. Feinkörniger bioklastisch-peloidaler Grainstone aus umgelagerten, vielfach in Cortoide und Bahamitpeloiden umgewandelten Flachwasserbioklasten, darunter zahlreiche Foraminiferen und Pelmatozoen. Oben rechts: Ostracodenschale. Kulm-Tonschiefer, Hatzfeld. HA 6, x 60.
- Fig. 4. Lithoklastisch-bioklastischer Sandstein (unten), im höchsten Abschnitt des Turbidits von einem quarzreichen lithoklastischen Wackestone mit vereinzelt Biogenen überlagert. Kulm-Tonschiefer, Hatzfeld. HA 14, x 30.
- Fig. 5. Karbonatreichere Lage aus einem lithoklastisch-bioklastischen Sandstein. Posidonien-Schälchen mit typisch prismatischer Schalenstruktur, darunter als Rindenkorn (Cortoid) ausgebildete Brachiopodenschale, Pelmatozoen, und detritischer Quarz. Kulm-Tonschiefer, Hatzfeld. HA 14, x 100.
- Fig. 6. Von einer dünnen Spongostromata-Kruste und einem Chaetetiden umkrustetes Brachiopodenfragment; Matrix verkieselt. Brachiopodenbank (obere Kieselige Übergangsschichten), Frohnhausen–Am Ziegenberg. ZbKT, x 13,8.



Loeblichia ammonoides (BRADY 1876) emend. CUMMINGS 1955
Mediocris breviscula (GANELINA 1951)
Neoarchaediscus sp.
Pseudoammodiscus sp.
Pseudoglomospira sp.
Tetrataxis sp.
Tetrataxis ex gr. *conica* EHRENBERG 1854
Valvulinella youngi BRADY 1876

Kalkalgen und Mikroproblematika

Calcisphaera laevis WILLIAMSON 1881
Diplosphaerina inaequalis DERVILLE 1931 (Stadium *Eotuberitina*

reitlinger MIKHLUKO-MAKLAY 1958)
Girvanella sp.
Nanopora sp.
 aff. *Umbellina* sp.

Loeblichia ammonoides (BRADY 1876) (Taf. 1, Fig. 9) indiziert die Zone Cf 6 δ , d.h. das Brigantium. In Hatzfeld tritt in diesem Niveau erstmals *Neoarchaediscus* auf. Die gefundenen Exemplare von *Pseudoglomospira* sp. gehören jedoch nicht zum Formenkreis des Brigantium-Markers „*Warnantella*“. Zur Korrelation mit der Kulm-Zonierung vgl. Kap. 5.2.

4. Karbonatfazies im Umfeld des *crenistria*-Horizontes

Im Profil Hatzfeld entspricht die Mikrofazies der Karbonatgesteine im stratigraphischen Umfeld des *crenistria*-Horizontes dem generellen Faziesmuster im späten Ober-Viséum des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. Es dominieren gravitativ resedimentierte Faziestypen mit allochthonen Flachwasserkomponenten. Dies sind vor allem Kalkturbidite, die im hohen Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges erstmals von MEISCHNER (1962, 1964) erkannt und als allodapische Kalke bezeichnet wurden. Einen Überblick über die generelle Verbreitung von Kalkturbiditen im Rheinischen Schiefergebirge gaben EDER et al. (1983). HERBIG & BENDER (1992), BENDER et al. (1993) und HERBIG (1993) diskutierten die Koppelung der Kalkturbidite im Kulmbecken an Meeresspiegelschwankungen; schließlich illustrierten HERBIG & MAMET (1994) exemplarisch die stattfindende hydraulische Sortierung von Foraminiferen, Kalkalgen und Mikroproblematika.

Als autochthone Tieferwasserbildungen treten die Cephalopoden-reichen Kalke des erstmals von NICOLAUS (1963) ausführlicher stratigraphisch und paläontologisch bearbeiteten *crenistria*-Horizontes auf. JACKSON (1990), HERBIG (1993, 1994), WARNE (1996, 1997) und MESTERMANN (1998) diskutierten seine fazielle Entwicklung und Genese.

Spezielle Ausbildungen der beiden Faziesgruppen im untersuchten Profil sind ein Schlüssel zur sedimentären Dynamik und ihren Steuerungsprozessen im regionalen Rahmen und verdienen deshalb eine eingehendere Beschreibung.

4.1 Gravitativ resedimentierte Kalke

4.1.1. Einschaltungen in den Kieseligen Übergangsschichten im Liegenden des *crenistria*-Horizontes

Circa 2,7 m im Liegenden des *crenistria*-Horizontes setzt ein auffälliges 1,1 m mächtiges Kalkpaket ein (Abb. 3 und 4), das nach der im Dünnschliff beobachteten normalen Gradierung der Kalke mindestens zwei Schüttungsereignisse dokumentiert. Die ältere Bank (HA 5) beginnt mit einem hellgrauen, matrixar-

men, ruditischen, bioklastisch-lithoklastischen Packstone, der nach oben in einen zunehmend matrixreicheren Rud-/Grainstone mit stark fragmentierten, weitgehend unbestimmbaren Bioklasten übergeht.

An der Basis der jüngeren Bank (HA 10) tritt ein grauer, diagenetischer Mud-/Siltstone mit unbestimmbaren Mikrobioklasten auf, der die ursprüngliche Beckenfazies durch die synsedimentäre bis sehr frühdiagenetische Infiltration von gelöstem Karbonat aus dem Kalkturbidit-Event unkompaktiert überliefert („Vorphase“ bzw. „Nullphase“, MEISCHNER 1964; „diagenetic underbed“, EDER 1982). Dieses Beckensediment ist in Form schlierenartiger Plastiklasten auch innerhalb der Bank aufgearbeitet. Im Gegensatz zum älteren Ereignis besteht der untere Bankteil aus einem dicht gepackten bioklastisch-lithoklastischen Floatstone mit schwarzer, bituminöser Matrix (Taf. 2, Fig. 1–2). Sie repräsentiert kompaktiertes basinales Sediment, in das der Kalkturbidit einglitt und welches als Alaunschiefer auch im Liegenden und Hangenden des Kalkpaketes auftritt. Zum Hangenden der Bank entwickeln sich feinkörnigere bioklastisch-lithoklastische Packstones (HA 11) mit gleicher Matrix, beginnender horizontaler Einregelung der weitgehend unbestimmbaren, stark zerbrochenen Bioklasten und Laminierung. Sie endet mit einem schwarzen karbonatischen Mudstone, der z.T. in Laminäen angereicherten Karbonatsilt und winzige Bioklasten führt.

Das Komponentenspektrum beider Events ist vergleichbar. Bioklasten sind ausschließlich umgelagerte, stark fragmentierte benthische Flachwasserorganismen. Es dominieren Echinodermen (Pelmatozoen, seltener Echinidenstacheln), Brachiopoden (z.T. mit punctater Schalenstruktur, Brachiopodenstacheln) und diverse Bryozoen-Morphotypen. Gastropoden bleiben selten. Nur akzessorisch finden sich Fragmente rugoser Korallen und Heterokorallen (Taf. 2, Fig. 1–2). Foraminiferen und Kalkalgen sind hydrodynamisch sortiert und bestehen fast ausschließlich aus großwüchsigen Formen (Kap. 3.3).

Die Bioklasten zeigen alle Übergänge zwischen frisch, randlich mikritisiert (Rindenkörner) und weitgehend mikritisiert (Ba-

hamiteloide). Auffälligerweise fehlen Ooide bis auf einzelne Körner.

An Lithoklasten treten neben den bereits genannten basinalen Plastiklasten diverse Flachwasser-Mikrofaziestypen auf. Sie können im Einzelfall mehrere Zentimeter groß sein:

- feinkörnige Foraminiferen-Grainstones mit *Earlandia*, kleinwüchsigen Endothyriden und seltenen Archaeisciden,
- bioklastisch-peloidale Grainstones mit Foraminiferen,
- peloidale Grainstones,
- dicht gepackte bioklastische Wacke-/Packstones,
- feinkörnige bioklastische Wackestones
- sehr selten oolithische Grainstones

Im jüngeren Event sind bereits kalkturbiditische Klasten der unterlagernden Kalkbank aufgearbeitet.

4.1.2 Einschaltungen in den Kieseligen Übergangsschichten im Hangenden des *crenistria*-Horizontes

Ein Schlüsselhorizont des Profils Hatzfeld ist der 3,5 m über dem Top des *crenistria*-Horizontes einsetzende, 30–40 cm mächtige karbonatische Debrit (Abb. 4, Bank HA 1, 2, 12), der bereits von MESTERMANN (1998: Taf. 3/2, Taf. 7/2–3) erkannt und kurz beschrieben wurde. Das vollständig unsortierte Sediment besteht aus ruditischem Fossilschutt mit eingelagerten 1–20 cm großen Lithoklasten, die vor allem aus aufgearbeiteten *crenistria*-Kalken bestehen. Im Top geht der Horizont in einen normal gradierten, mit einem karbonatischen Mud-/Siltstone abschließenden Abschnitt über, der dem fluxoturbiditischen bis turbiditischen „Tail“ des Debrisflows zuzuordnen ist (Abb. 6).

Mikrofazial (HA 1, HA 2, HA 12, 79.5 hgK) zeigt sich ein

dicht gepackter bioklastisch-intraklastischer Rud-/Floatstone mit chaotischem Interngefüge. Vor allem im unteren Bereich der Bank sind diagenetische Packstones mit ausgeprägten Stylokontakten zwischen den Komponenten häufig. Die in höheren Niveaus die Komponenten umhüllende Matrix kann als unsortierter Grainstone oder als Wackestone mit Fluidalgefüge ausgebildet sein (Taf. 3, Fig. 5).

Die Intraklasten bestehen zum größten Teil aus den unverwechselbaren pelagischen Faziestypen des *crenistria*-Horizontes. Daneben treten mitunter bioklastisch-peloidale und peloidale Grainstone-Klasten auf, deren Fazies mit den Kalkturbiditbänken im höchsten Profiltail vergleichbar ist (Kap. 4.1.3). Häufig sind Plastiklasten aus Mudstones mit Karbonatsilt-Linsen oder -Laminae, die sich randlich in kleinere, mehr oder minder isoliert in der Matrix schwimmende Komponenten auflösen können. Auffällige Anbohrungen in *crenistria*-Kalk-Klasten, undifferenzierbaren Mudstone-Klasten und dickschaligen Brachiopoden (Productiden) sind aus der *in situ*-Fazies nicht bekannt und belegen Sedimentationsunterbrechung und möglicherweise Hartgrundbildung vor der Aufarbeitung.

An isolierten Bioklasten kommen vor: häufig Pelmatozoen, Brachiopoden (zum Teil als Rindenkörner oder weiter gehend mikritisiert) und Bryozoen, gelegentlich sehr großwüchsige Foraminiferen (*Lituotuba gravata*) und Kalkalgen (*Fasciella*, ein- und mehrlagige *Koninckopora*, stacheiine Rotalgen), selten Seeigelstacheln und als Ausnahmen Fragmente rugoser Korallen sowie ein großer Knochenrest mit Flossenstachel. MESTERMANN (1998: 55) wies neben Conodonten (Kap. 3.2) Selachierzähne des cladodont-ctenacanthoid-symmoriiden Formenkreises nach.

Kalkturbiditbänke in den höchsten Kieseligen Übergangs-



Abb. 6. Debrit im Hangenden des *crenistria*-Horizontes. Oberster, normal gradiertter Abschnitt der Bank (Abb. 4, Probe HA1, HA2, HA12). Erläuterungen s. Text.

schichten wurden nur beispielhaft direkt im Hangenden des Debrits (HA 3) beprobt. Der rudistische bioklastisch-lithoklastische Packstone ist faziell mit dem Kalkpaket im Liegenden des *crenistris*-Horizontes vergleichbar (Kap. 4.1.1).

4.1.3 Einschaltungen in den Kulm-Tonschiefern

In die Kulm-Tonschiefer des Profils Hatzfeld sind nur noch vereinzelt Kalkturbiditbänke eingeschaltet. Im Gegensatz zu den Kalkturbiditen in den hohen Kieseligen Übergangsschichten sind sie dünnbankig und feinkörnig. Die undeutlich horizontal laminierten, normal gradierten bioklastisch-peloidalen Grainstones der Bänke HA 13 und HA 6 (Taf. 2, Fig. 3) bestehen vor allem aus stark fragmentierten, unbestimmbaren Bioklasten. Sie sind vielfach als Cortoide ausgebildet und lieferten durch weitergehende Mikritisierung einen Großteil der Bahamitpeloide. An ansprechbaren Bioklasten finden sich zahlreiche Echinodermenfragmente und eine hydraulisch sortierte Fauna aus kleinwüchsigen Foraminiferen; Ostracodenschälchen und Brachiopodenstacheln bleiben selten. Auffälligerweise fehlen detritische siliklastische Komponenten bis auf akzessorisch auftretende Plagioklas- und Quarzkörner.

Die oberste, 8–10 cm mächtige, normal gradierte Kalkturbiditbank des Profils (HA 14) setzt mit erosivem Kontakt über einem Siltstein ein. Der größte Teil der Bank besteht aus einem lithoklastisch-bioklastischen Sandstein. Über der leicht schräg geschichteten Basis folgt eine Wechsellagerung aus quarz- und karbonatreichen Laminæ, die zum Hangenden hin zunehmend matrixreicher werden und schließlich in einen lithoklastischen Wackestone übergehen (Taf. 2, Fig. 4). Die Lithoklasten bestehen neben den dominanten detritischen Quarzen vor allem aus dunklen karbonatischen Mudstones sowie vereinzelt Siltsteinen und Tuffiten. Die identifizierbaren Bioklasten sind lang gestreckte Brachiopoden- und Posidonien-schalen – letztere mit typisch prismatischer Schalenstruktur (Taf. 2, Fig. 5), Brachiopoden- und Echinidenstacheln, Pelmatozoen, Bryozoen, einige Co-

nodonten (Kap. 3.2) und Foraminiferen. Kalkalgen fehlen weitgehend. Mitunter sind die ursprünglich karbonatischen Komponenten phosphatisiert.

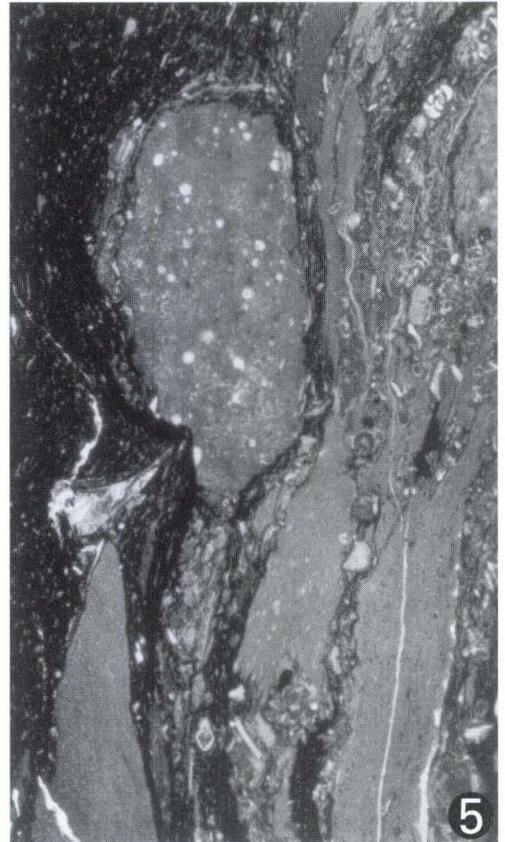
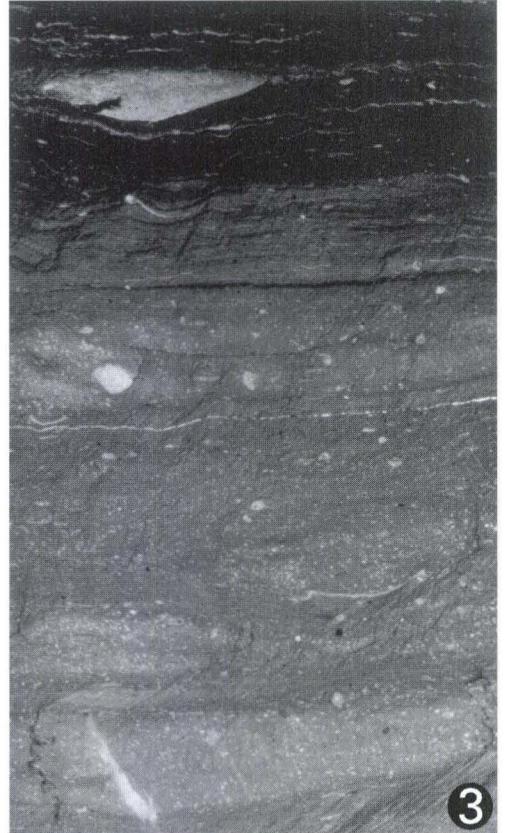
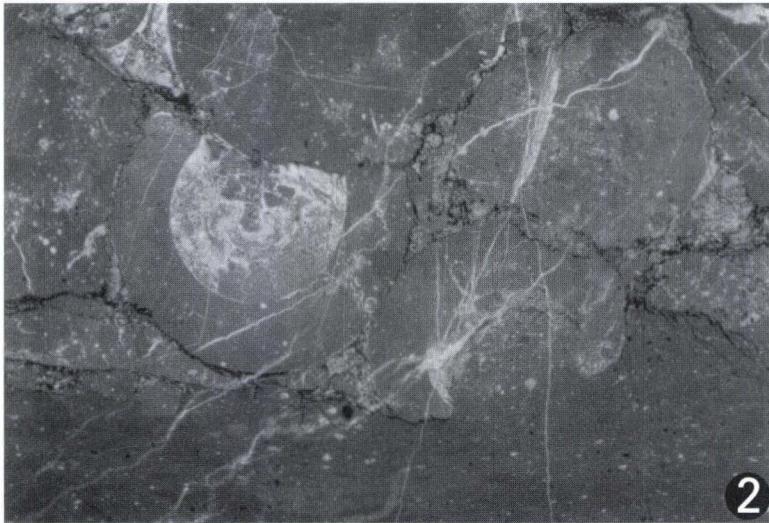
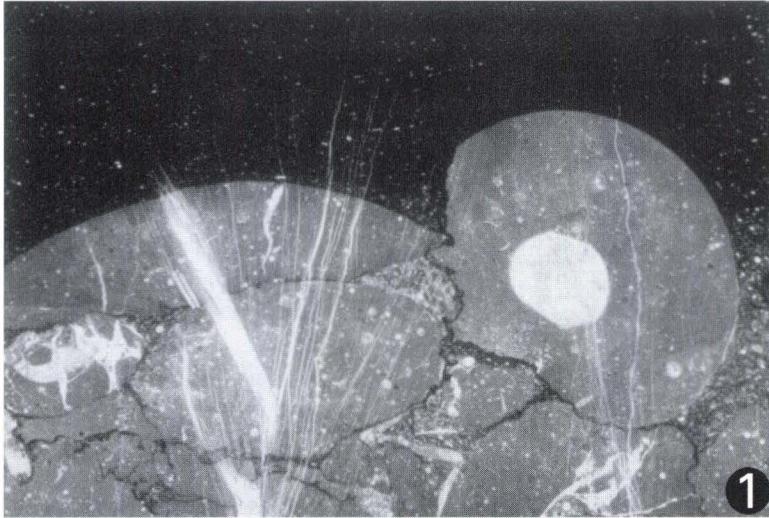
4.2 Tiefwasserkalke des *crenistris*-Horizontes

Der *crenistris*-Horizont besteht in der Regel aus drei von Schwarzschiefern getrennten und faziell unterschiedlich ausgebildeten Kalkbänken: der Unterbank sowie der Oberbank I und II (NICOLAUS 1963, MESTERMANN 1998).

Die Fazies der 21–26 cm mächtigen Unterbank des Profils Hatzfeld weicht von allen übrigen im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz bekannten Ausbildungen ab. Es handelt sich um eine Goniatitenbrekzie, deren Genese auf submarine Rutschungen zurückgeführt wurde (Abb. 7), (MESTERMANN 1998: Taf. 3/1, Taf. 4/4). Sie setzt mit einer 3 cm mächtigen Lage aus einem stark kompaktierten, mergelig-karbonatischen Mudstone mit wenigen Posidonien, Ostracoden, Radiolarien, Schwamm-Spiculae und sehr feinkörnigen Pelmatozoenresten ein; Goniatitengehäuse sind durch Drucklösung überprägt und liegen zum Teil nur noch als Mikritkörper vor. Mit erosivem Kontakt folgt die aus vier normal gradierten Sequenzen aufgebaute Brekzie (Taf. 3, Fig. 1), deren 0,5–2 cm durchmessende Klasten vor allem aus Goniatiten bestehen. Sie können durch starke, bis an 50 % reichende Drucklösung bis zur weitgehenden Unkenntlichkeit überprägt sein. In solchen Fällen ist die Schale in der Regel vollständig gelöst und es verbleiben nur die sedimentgefüllten Wohnkammern. Die älteren Kammern der Gehäuse sind dagegen vielfach spätdiagenetisch mit Sparit verfüllt (WARNKE 1996, MESTERMANN 1998). Obwohl die Klasten vielfach an Stylokontakten verzahnt sind, können sie vor allem im höheren Teil der Sequenzen in einer mikritischen, abschnittsweise ausgewaschenen Matrix schwimmen. Die Klasten bestehen aus für die *crenistris*-Kalke relativ fossilreichen Mud-/Wackestones mit der typischen Fauna aus Radiolarien, Posidonien, Larval- und Adult-

Taf. 3. Mikrofazies der Kalke des *crenistris*-Horizontes (Fig. 1–4) und des Hatzfelder Debrits (Fig. 5).

- Fig. 1.** Top der *crenistris*-Unterbank. Vorwiegend aus Goniatiten bestehende Stylobrekzie. Die in den überlagernden Mudstone hineinragenden Klasten belegen die Debit-Genese. Hatzfeld. UB79, x 5,4.
- Fig. 2.** Basis der *crenistris*-Unterbank. Erosiver Kontakt zwischen der Normalfazies an der Basis der Bank, einem mergeligen, pelagische Bioklasten führenden Mudstone, und der überlagernden, vorwiegend aus Goniatiten bestehenden Stylobrekzie. Hatzfeld. UB79, x 5,4.
- Fig. 3.** Oberbank II. Knollig-laminierter Mudstone aus mergel- und kalkreichen Lagen mit eingestreuten Radiolarien, Posidonien und Mikrobioklasten; an der Obergrenze der Bank Übergang in einen Mikroklasten führenden Schwarzschiefer. Hatzfeld. 79OB II, x 3,5.
- Fig. 4.** Typische Normalfazies der *crenistris*-Kalke in der südwestlichen Wittgensteiner Mulde. Pelagischer Mudstone mit zahlreichen Radiolarien und vereinzelt Schwammspiculae. Im Goniatitengehäuse mikrobiell entstandene agglutinierte Peloiden und coccoideale Mikroben. Beddelhausen. 181090/19-2, x 14,5.
- Fig. 5.** Debit mit Fluidaltexur. Lithoklasten aus typischen, radiolarienreichen *crenistris*-Kalken (vgl. Fig. 4), Mudstone-Plastiklasten und umgelagerten Flachwasser-Litho-/Bioklasten in einer bituminösen Karbonatmatrix. Hatzfeld, HA 12-2, x 10,8 (oben links).



stadien von Goniatiten, wenigen Ostracoden, Schwammnadeln und kleinen Echinodermen-Fragmenten. *Rectangulina* sp., Conodonten und Flossenstacheln bleiben Einzelnachweise (MESTER-

MANN 1998). Bereichsweise löst sich die mikritische Matrix in agglutinierte Peloiden („clotted peloids“) auf. Sie gelten als typisches Merkmal für mikrobielle Prozesse und sind interessanterweise vor allem in Goniatiten-Gehäusen zu finden. Am Top der Brekzie ragen einzelne Klaster in die überlagernde, dünne schwarze Mudstone-Lage, welche die Unterbank abschließt (Taf. 3, Fig. 2). Dies ist ein Charakteristikum von Debriten (FISHER 1971, POSTMA 1984) und bestätigt die von MESTERMANN (1998) als Rutschung interpretierte Genese. Der Mudstone führt durch Kompaktion völlig ausgelängte, nicht mehr identifizierbare Mikrobioklasten und Karbonatsilt.

Beide Oberbänke sind durch ausgeprägte Drucklösung charakterisiert (WARNKE 1997, MESTERMANN 1998). In der 14,5 cm mächtigen Oberbank I folgt über einer dünnen basalen bioklastischen Wackestone-Lage mit bereichsweise schillartig angehäuft, hauchdünnen Posidonien-Schälchen, Radiolarien, Ostracoden und seltenen winzigen Echinodermen-Fragmenten eine Kalkmergel-Schwarzschiefer-Wechsellagerung; letztere geht unter Zunahme des Karbonatanteiles in eine dominant nodulare Textur über (MESTERMANN 1998). Die 10 cm mächtige Oberbank II besteht in der unteren Hälfte aus jeweils einige Millimeter mächtigen Kalk-Mergel-Laminen, die faziell mit der Oberbank vergleichbar sind. Darüber entwickelt sich mit Abnahme des Karbonatgehaltes allmählich ein Mikroklasten-führender Schwarzschiefer mit feinkörnigen Echinodermen-Fragmenten (Taf. 3, Fig. 3).

Die Beziehung zwischen Karbonatgehalt und Drucklösung zeigt exemplarisch die Oberbank I. Mergelige, schwarzschieferartige Lagen werden als Stylokumulat bereits primär karbonatarmer Lagen interpretiert. Mit steigendem Karbonatgehalt stellen sich Styloflaserung und schließlich frühdiagenetische Karbonatknöllchen ein, die von Stylokumulat, von Styloflasern oder isolierten Styloolithen umgeben sein können. Dies belegt eindrucksvoll die bedeutende Kompaktion und Stoffabfuhr in den umgebenden Schwarzschiefern, die nur noch als Restsediment angesehen werden können. Die Karbonatknöllchen zeigen die typische pelagische Fazies der *crenistria*-Kalke. Es sind bioklastische Wackestones mit Radiolarien, Posidonien, wenigen Echinodermen und undeutlich begrenzten Aggregaten aus agglutinierten Peloiden. Die Aggregate enthalten in der Dimension Radiolarien vergleichbare kugelige Strukturen, die sich aber durch unregelmäßig dicke mikritische Wandungen auszeichnen. Sie werden hier als coccoidale Mikroben interpretiert (Taf. 3, Fig. 4).

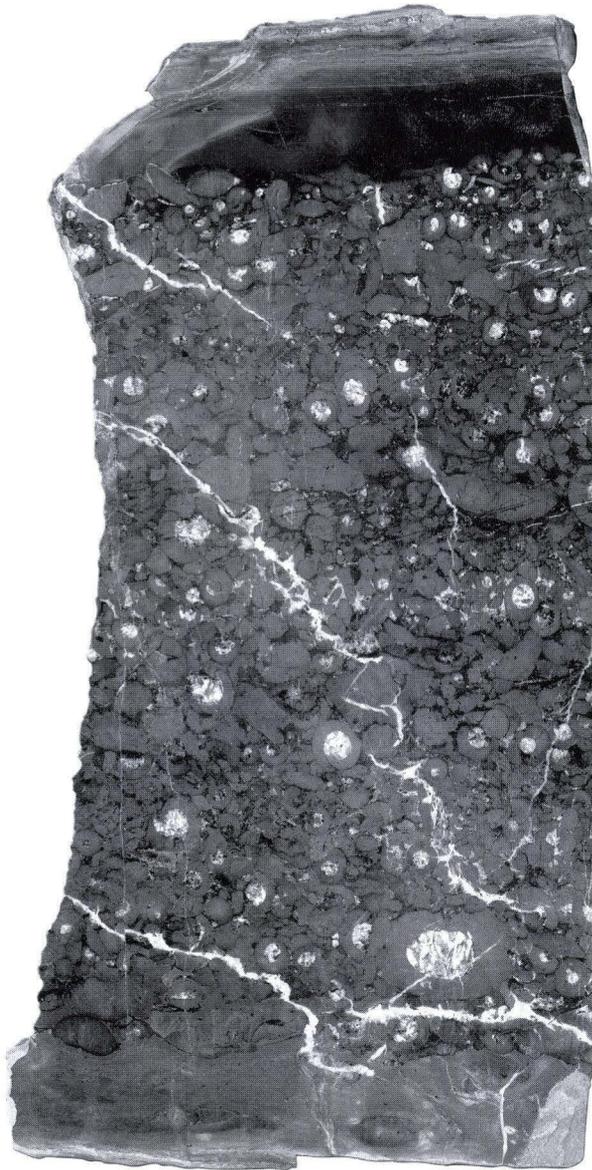


Abb. 7. Die Unterbank des *crenistria*-Horizontes im Profil Hatzfeld (Abb. 4). Nähere Erläuterungen s. Text.

5. Vergleichsprofile

Vergleichsprofile der Kieselligen Übergangsschichten und der tieferen Kulm-Tonschiefer aus dem Bereich der oberen Eder (Abb. 1c, 8, 9; vgl. auch AMLER et al. 1994: Abb. 9) zeigen enge lithostratigraphische und fazielle Übereinstimmungen mit dem Profil Hatzfeld. Aus der südwestlichen Wittgensteiner Mulde liegen folgende Profilaufnahmen vor:

- **Profil Jeckenfuß**, Straßenböschung an der Kreisstraße 114, östlich des Jeckenfuß, 1,5 km nordwestlich von Dodenau, Bl. 4917 Battenberg, R 3470425, H 5655100
- **Profil Elsoff**, aufgelassener Steinbruch an der Landesstraße 877, 600 m nördlich von Elsoff, gegenüber der Bernhardsmühle, Bl. 4917 Battenberg, R 3465720, H 5655180

• **Profil Beddelhausen**, aufgelassener Steinbruch am ehemaligen Bahnhof Beddelhausen, Bl. 5016 Bad Laasphe, R 3464225, H 5651451

• **Profil Wallau**, aufgelassener Steinbruch oberhalb des Schützenhauses von Wallau, Bl. 5016 Bad Laasphe, R 3462840, H 5645356

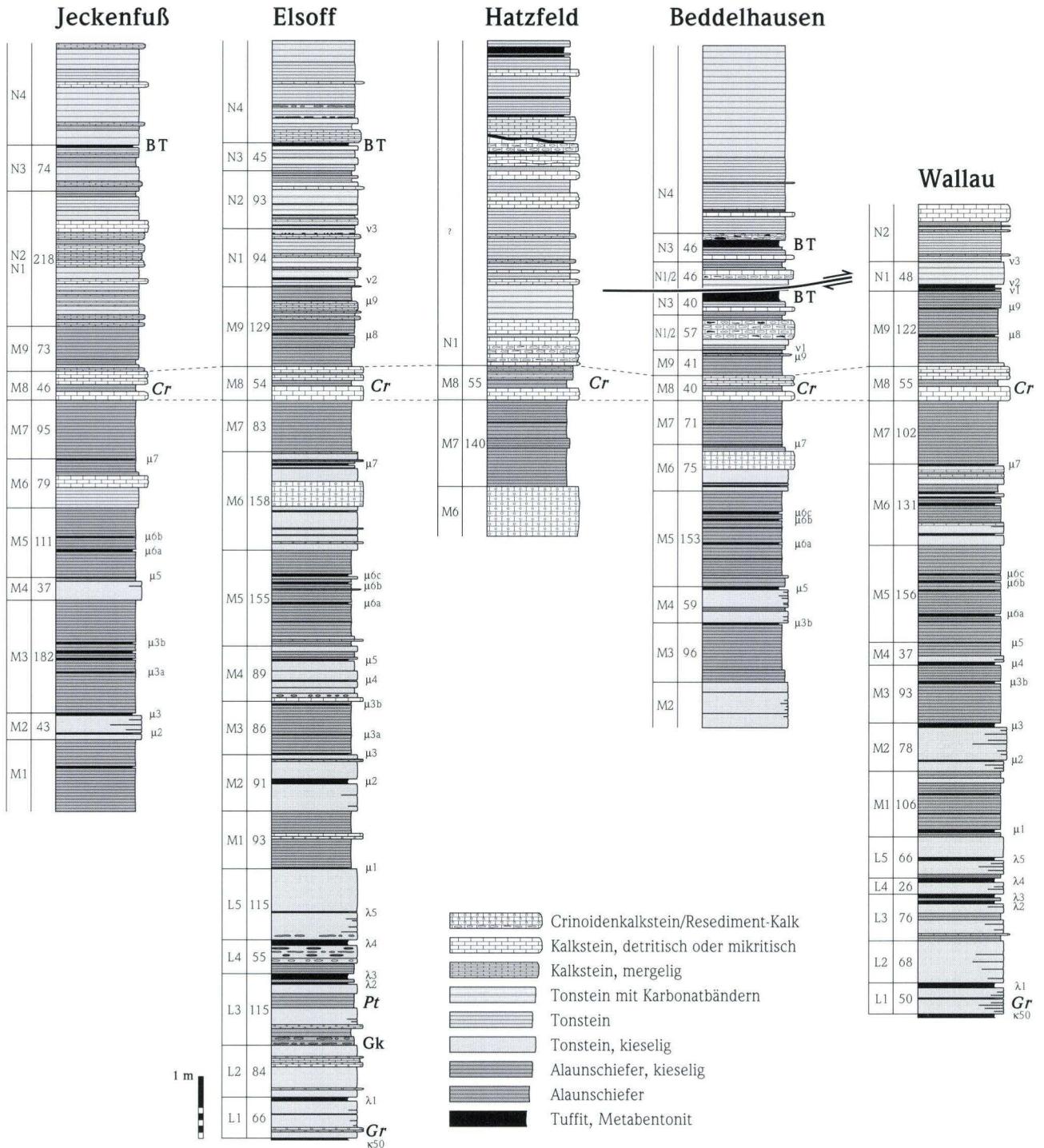


Abb. 8. Fünf Profile der Kieseligen Übergangsschichten und Kulm-Tonschiefer in der Wittgensteiner Mulde (zur Lage der Profile siehe Abb. 1c). [Abkürzungen: BT = Beddelhäuser Tuff, Cr = *crenistria*-Horizont, Pt = Pterinopecten-Bank, Gk = Goniatitenknollen, Gr = *grimmeri*-Bank (NICOLAUS 1963); Terminologie der Metabentonit-Lagen (k50, λ1, μ1 etc.) nach NICOLAUS 1963]

Mikrofazielle Vergleichsdaten liegen vor aus den Profilen Elsoff, Beddelhausen und Wallau sowie aus dem Profil Frohnhausen-Am Ziegenberg (MESTERMANN 1998) in der nördlichsten Dill-Mulde (falsch benannt als „Kohlenberg SW Eifa“ in AMLER et al. 1994).

- **Profil Frohnhausen-Am Ziegenberg**, Steinbruch etwa 750 m nördlich vom Ziegenberg bei Frohnhausen, Bl. 5017 Biedenkopf, R 34 73 210, H 5649 386

5.1 *crenistrìa*-Horizont

Alle bearbeiteten Profile schließen den *crenistrìa*-Horizont als den besten Leithorizont des Kulm-Beckens auf. Der *crenistrìa*-

Horizont, von NICOLAUS (1963) auch als lithostratigraphische Einheit M8 ausgeschieden, ist stets dreiteilig ausgebildet mit einer kompakten, dickeren Unterbank und den dünneren, tonreicheren Oberbänken I und II (Abb. 8 und 9). Die Gesamtmächtigkeit des Horizontes (40–55 cm) und die Mächtigkeit der Einzelbänke (Unterbank: 18–24 cm, Oberbank I: 9–10 cm, Oberbank II: 6,5–10 cm) sind in der Profilgruppe aus der Wittgensteiner Mulde fast identisch (Abb. 9). Der *crenistrìa*-Horizont des Profils Frohnhausen–Am Ziegenberg unterscheidet sich von allen anderen Profilen im Rheinischen Schiefergebirge durch die extrem geringe Mächtigkeit des Gesamthorizontes (36 cm) und der Einzelbänke (Unterbank: 8,5 cm, Oberbank I: 5–6 cm, ?Oberbank II: 2 cm) sowie durch seine helle Färbung. Abgesehen von Goniatiten fehlen biostratigraphisch verwert-

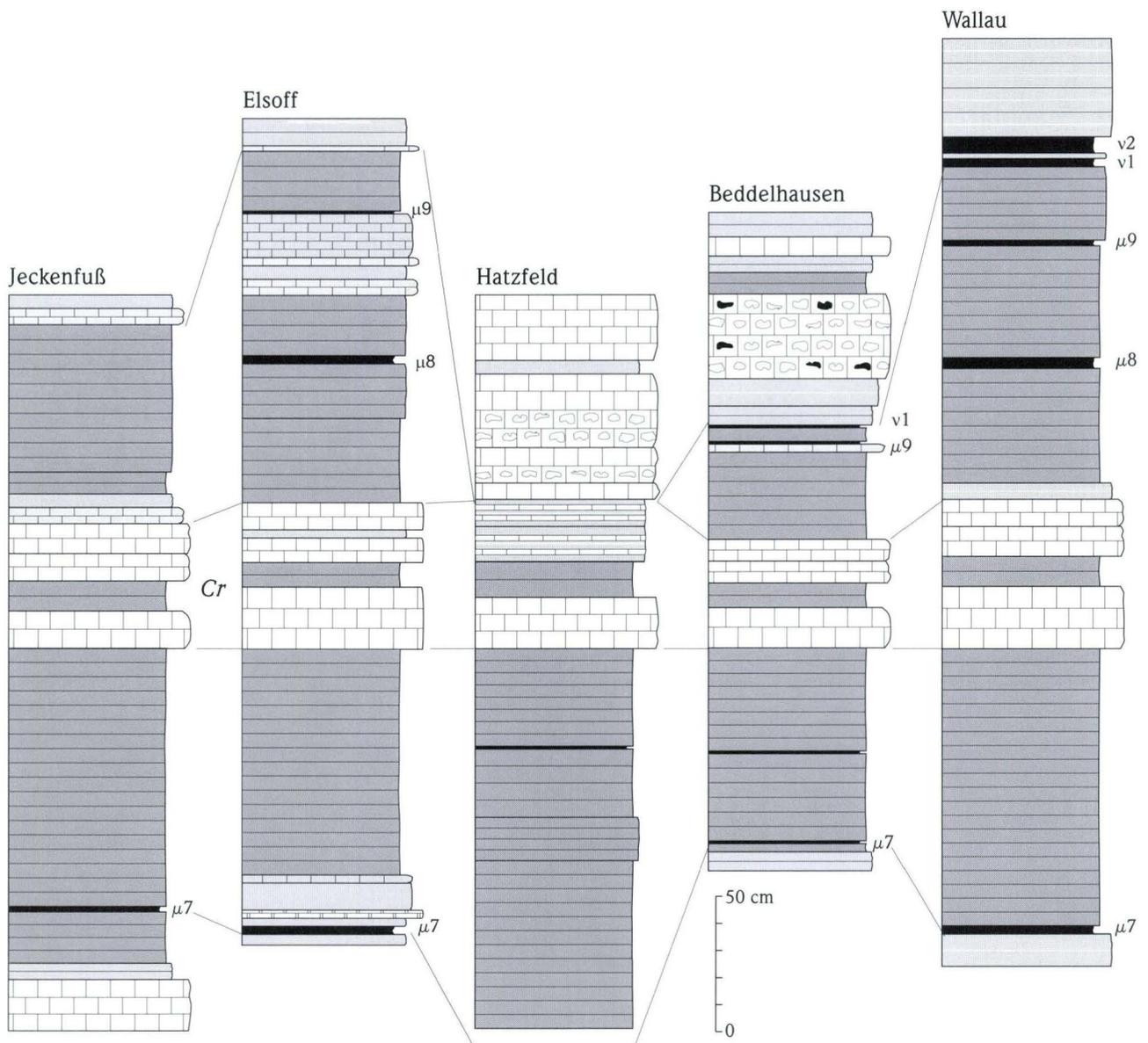


Abb. 9. Umfeld des *crenistrìa*-Horizontes aus fünf Profilen der Wittgensteiner Mulde (Legende vgl. Abb. 8).

bare Organismen im *crenistria*-Horizont weitgehend. Sowohl in Hatzfeld (MESTERMANN 1998) als auch in Beddelhausen (HOMRIGHAUSEN in BENDER et al. 1974; vgl. HOMRIGHAUSEN 1978, Abb. 3: Proben Co21, Co22) kommen jedoch Conodonten, Fischzähne und -schuppen vor. Aus Beddelhausen stammen demnach *Gnathodus commutatus* (BRANSON & MEHL 1938), *G. cf. cuneiformis*, *G. delicatus* BRANSON & MEHL 1938, *G. semiglaber* BISCHOFF 1957, *G. texanus* ROUNDY 1926 sowie nur aus der Oberbank I eine Übergangsform zwischen *G. cuneiformis* und *G. bilineatus*; echte Vertreter von *G. bilineatus bilineatus* (ROUNDY 1926) fehlen.

Die weitgehend identische Mikrofazies und Textur in den Vergleichsprofilen der südwestlichen Wittgensteiner Mulde (AMLER et al. 1994, WARNKE 1997, MESTERMANN 1998) belegen die in Kap. 4.2 beschriebene Sonderentwicklung in Hatzfeld. In der Unterbank herrschen generell schwarze pelagische Mud-/Wackestones vor (Taf. 3, Fig. 4). Sie führen zahlreiche kalzitisierte Radiolarien-Geisterstrukturen, gelegentlich z.T. in Nestern überlieferte Schwammspiculae, einige Ostracoden sowie richtungslos eingebettete und in allen Wuchsgrößen erhaltene Goniatiten-Conche, Posidonienschalen und andere Zweiklapper. Kalkige Mikrobiota fehlen bis auf das Mikroproblematikum *Rectangulina*. Echinodermen-Fragmente und Vetrebratenreste sind äußerst selten. Typische mikrobielle Gefüge aus verfilzten, agglutinierten Peloiden – Thrombolithe – sind besonders innerhalb von Goniatiten-Gehäusen häufig. Sie können aber auch in der Matrix, z.T. als farblich abgesetzte Tuberoide auftreten (WARNKE 1997, MESTERMANN 1998: Taf. 5/3). In Phragmokonen finden sich mitunter normal gradiert eingefüllte, kleine, isolierte Peloiden, die auf ein möglicherweise weiter verbreitetes pel-paritisches bis pelmikritisches Primärsediment hinweisen. Drucklösung ist verbreitet und nimmt in Richtung auf die Bankunter- und Oberkante zu, wie zunehmend deformierte Radiolarien zeigen. Bioturbate Gefüge sind nachweisbar. Die in der Regel Biogen-ärmeren Oberbänke sind nach ihrem Komponentenspektrum ebenfalls vergleichbar. Die Oberbank I ist entweder nodular oder aus wechsellagernden Kalk-Mergel/Schwarzschiefer-Laminen ausgebildet. Die Oberbank II besteht wie in Hatzfeld aus Kalk-Mergel/Schwarzschiefer-Laminen, in Beddelhausen jedoch aus homogenem Mikrit (WARNKE 1997: Abb. 3; MESTERMANN 1998: Abb. 10, Taf. 2/3, 2/5, 4/3).

Auch die fazielle Entwicklung im Vorkommen Frohnhausen–Am Ziegenberg weicht ab (MESTERMANN 1998: Taf. 2/2, Taf. 6/2 – irrtümlich beschriftet als „Westleigh-Pondground, Devonshire“). Die unteren zwei Drittel der Unterbank bestehen aus einem relativ mergeligen, radiolarienreichen Mudstone. Von seiner scharfen Obergrenze greifen zentimetergroße, röhren- bis trichterartige Grabgänge vertikal ein. Sie sind mit einem dicht gepackten bioklastisch-intraklastischen Float-/Packstone verfüllt, der auch das obere Bankdrittel aufbaut. Er enthält in radiolarienreicher, mikritischer, zum Teil leicht ausgewaschener Matrix zahlreiche Fragmente von Goniatiten, orthoconen Cephalopoden, Posidonien und Echinodermen; Mikrit-Klasten sind

zum größeren Teil auf aufgearbeitetes *crenistria*-Material zurückzuführen. Damit ähnelt er der Entwicklung in Hatzfeld. Die weitgehend verkieselte, stark Fe-schüssige Oberbank I zeigt die gewohnte nodulare Ausbildung mit eingestreuten pelagischen Biogenen. Drucklösung führte zu starker Auslängung bei Radiolarien und vielfach vollständiger Schalenresorption bei Goniatiten. Eine weitere, gelblich-rötliche, undeutlich laminierte und stark verkieselte mikritische Bank wird als Oberbank II interpretiert.

5.2 Die Schichten im stratigraphischen Umfeld des *crenistria*-Horizontes

Auch das Alaunschieferpaket M7 im Liegenden des *crenistria*-Horizontes ist in allen Profilen ähnlich ausgebildet; außer in Hatzfeld beginnt es mit dem Metabentonit $\mu 7$ (Abb. 8). In den Profilen Jeckenfuß, Elsoff, Hatzfeld, Beddelhausen und Frohnhausen–Am Ziegenberg ist 1,3–2,5 m im Liegenden des *crenistria*-Horizontes in Einheit M6 ein 25–80 cm mächtiges, grobdetritisches Kalkturbidit-Paket entwickelt, das wohl einem oder mehreren zeitlich eng aufeinander folgenden Schüttungen aus dem selben Schüttungsfächer zuzuordnen ist. Dies ist die von NICOLAUS (1963) in das $Go\alpha_3$ gestellte Brachiopodenbank von CLAUS (1928). Sie ist in Hatzfeld am mächtigsten. Im Profil Frohnhausen–Am Ziegenberg (nordwestlichste Dill-Mulde) ist das Paket teilweise verkieselt und die Komponenten weitgehend dolomitisiert. In allen Profilen ist die fazielle Ausbildung der Brachiopodenbank vergleichbar. In Frohnhausen–Am Ziegenberg sind neben den wie üblich hydraulisch sortierten, hier sehr großwüchsigen Mikrobiota Fragmente einer rugosen Koralle und eines Chaetetiden (Taf. 2, Fig. 6) hervorzuheben. Solche in den Kalkturbiditen des rheinischen Unterkarbons seltenen Korallen-Bioklasten (WEYER 2000) treten auch in Hatzfeld und Elsoff (CLAUS 1928) auf. GROESSENS et al. (1982) beschrieben aus der Brachiopodenbank von Beddelhausen eine zu Hatzfeld analoge Mikrofossilassoziations des V3 by (= Cf 6 γ , spätes Asbium, vgl. Kap. 5.2). Auch aus dem Profil Bromberg bei Medebach (nordöstliche Wittgensteiner Mulde) ist aus einem dem $Go\alpha_3$ sensu NICOLAUS (1963) zugeordneten Kalkturbidit-Horizont 3 m im Liegenden des *crenistria*-Horizontes eine gleich alte Foraminiferenfauna bekannt (CONIL & PAPROTH 1983).

Der Profilabschnitt über dem *crenistria*-Horizont ist weit weniger einheitlich ausgebildet. Bei Elsoff und Wallau ist die Alaunschieferinheit M9 in normaler Ausbildung mit den beiden Metabentonitlagen $\mu 8$ und $\mu 9$ vorhanden. Bei Beddelhausen ist die Einheit in ihrer Mächtigkeit stark reduziert, und im untersuchten Profil bei Hatzfeld fehlen diese Alaunschiefer über dem *crenistria*-Horizont.

Mit dem Doppelbentonit v1/v2 beginnt die Einheit N1, die wie die überlagernde Einheit N2 weitgehend aus grauen Posidonienschiefen mit detritischen Karbonatbänken (Kalkturbidite, örtlich auch Debrite) aufgebaut ist. Beide gehören nach Goniatitenfunden in die *Goniatites spirifer*-Zone. Bei Jeckenfuß, Elsoff

und Wallau sind diese beiden Einheiten zusammen etwa zwei Meter mächtig. Ganz anders zeigen sich die Einheiten bei Beddelhausen; hier sind sie zusammen 57 cm dick und werden weitgehend durch eine 34 cm mächtige, harte, grobdetritische Kalkturbiditbank vertreten (Abb. 9). Neben diversen karbonatischen Flachwasser-Lithoklasten und Kieselschiefer-Geröllen führt sie einige Millimeter große, typische *crenistria*-Lithoklasten aus radiolarienreichen Mudstones; sie ist deshalb möglicherweise das Äquivalent des Hatzfelder Debrits. In beiden Lokalisationen sind in dieser Bank zudem Fischzähne und -schuppen häufig (HOMRIGHAUSEN 1978, MESTERMANN 1998).

Einheit N3 beginnt in den Profilen Jeckenfuß, Elsoff und Beddelhausen über einer dünnen Alaunschiefer-Lage; nach oben wird sie vom Beddelhäuser Tuff begrenzt. Dieser ist bei Beddelhausen bis zu 20 cm mächtig, sehr grobkörnig und fest und führt viele Glimmerschuppen; nach oben geht er in eine weitere Resediment-Lage mit bis zu zwei Zentimeter großen Geröllen

über. Der Profilabschnitt mit diesem Horizont ist in Beddelhausen wegen einer Aufschubung zweifach aufgeschlossen (Abb. 8; nicht erkannt in AMLER et al. 1994: Abb. 9). Bei Jeckenfuß und Elsoff ist der Horizont stark verwittert und mit nur 4 cm erheblich dünner. Im Profil Hatzfeld konnte der Beddelhäuser Tuff nicht nachgewiesen werden.

Der obere Profilabschnitt von Hatzfeld lässt sich feinstratigraphisch nicht mehr eindeutig mit den anderen Profilen korrelieren. Jedoch sind die in die Kulm-Tonschiefer eingeschalteten Kalkturbidite stratigraphische Äquivalente des Posidonienkalkes der nordöstlichen Wittgensteiner Mulde (MEISCHNER 1962). Die höchsten Kalkturbidite im Profil Wallau wurden ebenfalls als Äquivalente des Posidonienkalkes betrachtet (BENDER et al. 1993, AMLER et al. 1994). Ausgehend von einem Liefergebiet östlich von Frankenberg lässt sich eine Schüttung bis in den Bereich der südwestlichen Wittgensteiner Mulde verfolgen (EDER et al. 1983). Detailuntersuchungen aus diesem Gebiet fehlen.

6. Ergebnisse

Das über 400 m lange Straßenprofil bei Hatzfeld zeigt eine über 100 m mächtige Schichtenfolge des Unterkarbons, die typisch ist für den Bereich der Wittgensteiner Mulde im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die lithologisch gut abgrenzbare Abfolge von Kulm-Kieselschiefern, Kulm-Kieselkalken, Kieseligen Übergangsschichten, Kulm-Tonschiefern und Kulm-Grauwacken wurde teilweise mit Goniatiten, Conodonten und Foraminiferen biostratigraphisch untermauert. Im tektonischen Erscheinungsbild des Profils ist ein SE-vergenter Trend des Faltenbaus und der Störungen auffällig.

Die detaillierten mikrofaziellen Untersuchungen der Karbonate der Kieseligen Übergangsschichten und Kulm-Tonschiefer lieferten umfassende Ergebnisse zur Paläogeographie, Biostratigraphie und Sequenzstratigraphie im rhenohercynischen Kulmbecken.

6.1 Die Karbonatfazies erodierter Flachwasserplattformen und die Paläobathymetrie des Kulmbeckens im Bereich der oberen Eder

Die Komponenten der gravitativen Resedimente im Profil Hatzfeld und den benachbarten Profilen der oberen Eder indizieren als Liefergebiet einen offenermarinen Flachschelf mit weitverbreiteten Bryozoen-Pelmatozoen-Brachiopoden-Wiesen und dem dort lebenden vagilen Benthos (Gastropoden, Echiniden). Zum Teil wurden die Organismen bereits im flachen Wasser unter mäßig energetischen Bedingungen aufgearbeitet und umgelagert, wie die beginnende Mikritisierung und Bahamid-Bildung durch mikrobielle Organismen anzeigt. Die überlieferten Foraminiferen-Kalkalgen-Assoziationen müssen als Bewohner von

Plattform-Sanden im bewegten Wasser der photischen Zone angesehen werden. Dabei deuten die vorherrschenden Rotalgen und *Fasciella* ebenfalls auf offenermarine Bedingungen hin; typisch lagunäre Komponenten und Lithoklasten fehlen. Bis auf vereinzelte Ooide fehlt ein Hinweis auf einen ausgeprägten Ooid-Gürtel. Von Interesse sind gelegentlich auftretende Fragmente rugoser Korallen und Chaetetiden, die nur in einzelnen Niveaus und Regionen der rhenohercynischen Kalkturbidit-Folgen vorkommen (WEYER 2000).

Die Genese des *crenistria*-Horizontes wurde ausführlich in WARKE (1997) und MESTERMANN (1998) diskutiert. Seine Ausbildung im Profil Hatzfeld und in den benachbarten Profilen im Bereich der oberen Eder lässt wichtige Rückschlüsse auf die regionale Paläobathymetrie zu.

Der *crenistria*-Horizont bildet in bemerkenswerter Mächtigkeits- und Fazieskonstanz den besten Leithorizont des rhenohercynischen Kulmbeckens. Im Detail lassen sich fazielle Unterschiede herausarbeiten (MESTERMANN 1998). So unterscheiden sich die Ausbildungen zwischen den von HERBIG (1998) für den Kulm definierten drei Megafazies, nämlich der Kalkturbidit-Fazies im von Kalkturbidit-Abfolgen mit umgelagerten Flachwasser-Komponenten stark beeinflussten nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge, der östlich anschließenden, von Kiesel- und Schwarzschiefern dominierten Hungerbecken-Fazies und der am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges ausgebildeten Fylschfazies. Unabhängig davon lassen sich basinale Ausbildungen von Schwellenausbildungen unterscheiden. Die betrachteten Profile liegen innerhalb der Hungerbeckenfazies und gehören zur Gruppe der Schwellenfazies. Sie ist vor allem durch die Ausbildung von nodularen Kalken und Kalk-Mergel-Wechselagen in der Oberbank I sowie durch ausschließlich la-

minierte Kalk-Mergel-Wechselfolgen in der Oberbank II charakterisiert (MESTERMANN 1998: Taf. 2/3–4); auch die Unterbank ist an Basis und Top relativ mergelig ausgebildet. Diese primären Materialunterschiede wurden durch Stylo-Bedding akzentuiert. Faunistisch fällt auf, dass Conodonten und Fischreste stets an diese Schwellenbereiche gebunden sind. Auch mikrobielle Gefüge außerhalb von Goniatiten-Conchen sowie Schwamm-Spiculae sind im Gesamtrahmen des Rheinischen Schiefergebirges in den Profilen Elsoff, Beddelhausen und Wallau besonders häufig. Sie belegen eine Bindung der Organismen an die ökologisch attraktiveren, etwas Sauerstoff-reicheren Schwellenpositionen, denn die schwarze Färbung der *crenistria*-Kalke und die umgebenden Schwarzschieferpakete sprechen generell für eine Sedimentation im Bereich der Sauerstoffminimumzone, d.h. für dysaerobe bis anaerobe Verhältnisse. Dies könnte auch als Erklärung für die generelle Seltenheit von Conodonten herangezogen werden: die in dieser Zeitspanne dominierende Gattung *Gnathodus* lebte nektobenthisch im unteren Teil der aeroben Zone (GUTSCHICK & SANDBERG 1983) und wäre demnach in weiten Bereichen des Ablagerungsraumes der *crenistria*-Kalke nicht mehr lebensfähig gewesen. Das Profil Frohnhausen–Am Ziegenberg wird im Gegensatz zu allen übrigen Vorkommen des *crenistria*-Horizontes im Rheinischen Schiefergebirge aufgrund seiner einzigartigen hellen Färbung als Bildung einer bis in die oxische Zone reichenden Schwelle angesehen. Dies korreliert mit der extrem geringen Mächtigkeit des Gesamthorizontes und der Einzelbänke sowie der außergewöhnlichen Entwicklung einer detritischen Lage in der Unterbank, welche auf Umlagerung im Schwellenhangbereich hinweist. Das Profil Hatzfeld muß nach den in Debrisflow erfolgten, mehrphasigen Umlagerungserscheinungen in der Unterbank und ihrer großen Mächtigkeit an den tieferen Schwellenhang positioniert werden. Die Abnahme der Mächtigkeiten sowie die Zunahme des Mergelanteils in den *crenistria*-Kalken auf Schwellenpositionen impliziert eine durch diverse Mechanismen erfolgende beckeninterne Karbonatproduktion in einem weitgehend anaerob-dysaeroben Becken, d.h. im Bereich der Sauerstoffminimumzone (MESTERMANN 1998). Auf Schwellenregionen sind dabei, wie bereits von WARNKE (1997) unrichtig auf das Gesamtbecken ausgedehnt, wegen des Auftretens von thrombolithischen Strukturen und Schwämmen vor allem Automikrit-Bildung und Verwesungsfällung heranzuziehen.

6.2 Biostratigraphie und Sequenzstratigraphie

Sequenzstratigraphisch wird der *crenistria*-Horizont als Maximum-Flooding-Surface des späten Asbiums interpretiert (HERBIG 1994, 1998, MESTERMANN 1998, HERBIG et al. 1999). Das späte Asbium entspricht in der NW-europäischen Flachwasserzonierung etwa der Foraminiferenzone Cf 6γ (JONES & SOMERVILLE 1996), welche nach PAPROTH et al. (1983) in der Kulmfazies mit dem Goα von NICOLAUS (1963) bzw. dem Intervall *grimmeri*-Zo-

ne bis *fimbriatus*-Zone (KORN 1996) zu korrelieren ist, also im Wesentlichen mit den Kieseligen Übergangsschichten (Tab. 1). Biostratigraphisch lässt sich das Cf 6γ in der Brachiopodenkalkbank im Liegenden der *crenistria*-Zone in Hatzfeld und Beddelhausen sowie in einem äquivalenten Kalkturbiditpaket am Bromberg bei Medebach zweifelsfrei nachweisen.

Die Maximum-Flooding-Surface ist gekennzeichnet durch minimalen kalkturbiditischen und siliciklastischen Sedimenteintrag in das Becken während der weitflächigen Überflutung der karbonatischen Flachwasserplattformen und der terrigenen Hinterländer. Dies erklärt die Seltenheit bzw. das Fehlen fast jeglicher benthischer Organismen, einschließlich der im Jungpaläozoikum ubiquitären Echinodermereste, und die Verbreitung des Horizontes in der gesamten rhenohercynischen Zone vom Harz über das Rheinische Schiefergebirge bis nach SW-England (MATTHEWS & THOMAS 1974) und in die südportugiesische Zone (HERBIG et al. 1999) sowie in den tieferen Bereichen der belgischen Kohlenkalkplattform (MESTERMANN 1998).

In Anlehnung an HERBIG (1998) und HERBIG et al. (1999) können dementsprechend die Kieseligen Übergangsschichten im Liegenden des *crenistria*-Horizontes als aus mehreren Kleinzyklen bestehender, gepulster Transgressive Systems Tract des späten Asbiums interpretiert werden. In der Hungerbeckenfazies im Bereich der oberen Eder kommt es erst bei der maximalen Entwicklung der weit entfernten Flachwasserplattformen in Annäherung an den höchsten Meeresspiegel zur Einschüttung von grobkörnigen Kalkturbiditen im Sinne eines Highstand-Sheddings. Es beschränkt sich weitgehend auf die Brachiopodenbank von CLAUS (1928). Wie in Südportugal ist der Highstand Systems Tract im Hangenden des *crenistria*-Horizonts bunt ausgebildet und geringmächtig. Auch die Ammonoideen-Superfamilie Goniatitaceae zeichnet den Meeresspiegelhochstand des ausklingenden Asbiums nach, denn während der *fimbriatus*- und *spirifer*-Zone erfolgte eine Radiation und globale Ausbreitung der Gruppe (KORN 1997).

Das Schlüsselniveau ist jedoch der Hatzfelder Debrüt und der anscheinend äquivalente Kalkturbidit in Beddelhausen. Die Aufarbeitung von *crenistria*-Material belegt eine tiefgreifende Meeresspiegelabsenkung und damit einen Lowstand Systems Tract. Im Rheinischen Schiefergebirge sind Resedimente mit aufgearbeiteten *crenistria*-Kalken bisher nur östlich von Iserlohn aus dem Steinbruch Becke-Oese (KORN 2002) und der nordwestlich von Brilon abgeteuften Bohrung Rüthen II (SCHEUCH 1999) nachgewiesen. Äquivalente und sehr gut ausgebildete Aufarbeitungshorizonte sind jedoch in SW-England und Belgien (MESTERMANN 1998) sowie in Südportugal (HERBIG et al. 1999) aufgeschlossen und belegen die besondere Bedeutung dieses Niveaus. Es ist als sequenzstratigraphische Basis des Brigantiums zu betrachten (RAMSBOTTOM 1973).

HERBIG et al. (1999) diskutierten die biostratigraphische Basis des Brigantiums. Sie wird nach Foraminiferen an die Basis des Cf 6δ gelegt (CONIL et al. 1979, JONES & SOMERVILLE 1996), welches aller Voraussicht nach mit der Basis des Goβ von NICOLAUS

(1963) zusammenfällt (CONIL & PAPROTH 1983: 35, PAPROTH et al. 1983) bzw. mit der Basis der *Goniatites spirifer*-Zone von KORN (1996) (Tab. 1). Auf den Britischen Inseln ist die *G. spirifer*-Zone bis auf einen bisher einzigen Nachweis in NW-Irland (HODSON & MOORE 1959) noch nicht nachgewiesen. Die Basis des Brigantiums wird dort deshalb an die Basis der hangenden *falcatus*-Zone gesetzt.

In Hatzfeld tritt der älteste *G. spirifer* bereits 2,7 m im Liegenden des Debrits in Einheit N1 auf, in Beddelhausen fallen Aufarbeitungshorizont und Erstauftreten von *G. spirifer* in der Einheit N1/2 zusammen. Damit ist diese Einheit als Basis des Brigantiums wahrscheinlich. Eine brigantische Foraminiferen-

fauna lässt sich einige Meter im Hangenden in den Kulm-Tonschiefern nachweisen.

Danksagung: Für die Unterstützung bei der Anfertigung einiger Abbildungen und der Tafeln danken wir Jörg Schardinell, Ulrike Lux, Elsa Janaszek und Marion Schwab (alle Geologischer Dienst/NRW). Die Mikrofotografien fertigte dankenswerterweise Wolfgang Schneider (Universität Köln) an. In die vorliegende Arbeit sind Ergebnisse aus dem DFG-Projekt „Genese und Paläogeographie der *crenistris*-Cephalopodenkalke“ (He 1610/6-1) eingeflossen, für dessen Finanzierung H.-G. HERBIG und B. MESTERMANN der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu Dank verpflichtet sind.

7. Schriftenverzeichnis

- AMEROM, H.W.J., VAN, HEGGEMANN, H., HERBIG, H.-G., HORN, M., KORN, D., NESBOR, D. & SCHRADER, S. (2002): Das Kulmgrauwacken-Profil (Ober-Viséum) des Steinbruchs Dainrode im Kellerwald (NW Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **129**: 5–25, 9 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- AMLER, M.R., BENDER, P. & HERBIG, H.-G. (1994): Stratigraphie und Faziesentwicklung im Oberdevon und Unterkarbon des östlichen Rhenohercynikums. – Tagung der Subkommission für Karbon-Stratigraphie, Marburg 1994, Exkursionsführer: 61 S., 31 Abb., 3 Taf.; Marburg.
- BENDER, P., HOMRIGHAUSEN, R., KREBS, W., NICOLAUS, H.J. & STOPPEL, D. (1974): Exkursionen in die Dillmulde und die Hörre. – 25 S., 7 Abb., 1 Tab. (Subkommission für Karbonstratigraphie in der D.U.G.W.).
- BENDER, P., HERBIG, H.-G., GURSKY, H.-J. & AMLER, M. (1993): Beckensedimente im Oberdevon und Unterkarbon des östlichen Rheinischen Schiefergebirges – Fazies, Paläogeographie und Meeresspiegelschwankungen. – Geologica et Palaeontologica, **27**: 332–355, 12 Abb.; Marburg.
- BÖHM, M. (2000): Zur Geologie der Wittgensteiner Mulde im Gebiet westlich von Hatzfeld/Eder auf TK 25 Blatt 5017 Biedenkopf und Blatt 4917 Battenberg. – Unveröff. Diplomkartierung: 56 S., 17 Abb.; Marburg.
- BRAUN, A. (1987): Erläuterungen zur Diplomkartierung auf Blatt 5017 Biedenkopf. – Unveröff. Diplomarbeit: 38 S., 15 Abb., 1 Tab., 4 Taf., 1 Kt.; Marburg.
- BRAUN, A. & GURSKY, H.-J. (1991): Kieselige Sedimentgesteine des Unter-Karbons im Rhenohercynikum – eine Bestandsaufnahme. – Geologica et Palaeontologica, **25**: 57–77, 2 Abb., 2 Taf.; Marburg.
- CLAUS, R. (1928): Die Elsoffer Kulm-Mulde. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Petrographie des Unterkarbons am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **79**: 235–279, 6 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- CONIL, R. & PAPROTH, E. (1983): Foraminifers from the uppermost Devonian and the Dinantian of the Rhenish Massif (Federal Republic of Germany). – Paläont. Z., **57**: 27–38, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- CONIL, R., LONGERSTAY, P.J. & RAMSBOTTOM, W.H.C. (1979): Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande-Bretagne. – Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, **30**: 187 S., 30 Taf.; Louvain.
- CONIL, R., GROESSENS, E., LALOUX, M., POTY, E. & TOURNEUR, F. (1990): Carboniferous guide foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine basins: their potential for widespread correlation. – In: BRECKLE, P.L. & MANGER, W.L. (Hrsg.), International Correlation and Division of the Carboniferous System: Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **130**: 15–30; Frankfurt a.M.
- EDER, W. (1982): Diagenetic redistribution of carbonate, a process in forming limestone-marl alternations (Devonian and Carboniferous, Rheinisches Schiefergebirge, W. Germany). – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cyclic and Event Stratification, 98–112, 12 Abb.; Berlin (Springer).
- EDER, F.W., ENGEL, W., FRANKE, W. & SADLER, P.M. (1983): Devonian and Carboniferous limestone-turbidites of the Rheinische Schiefergebirge and their tectonic significance. – In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts, 93–124, 13 Abb., 2 Taf.; Berlin (Springer).
- FEWTRILL, M.D., RAMSBOTTOM, W.H.C. & STRANK, A.R.E. (1989): Carboniferous. – In: JENKINS, D.G. & MURRAY, J.W. (Hrsg.): Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera (2nd ed.), 32–86, Taf. 3.1–3.12; Chichester (Ellis Horwood).
- FISHER, R.V. (1971): Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits. – J. Sed. Petrol., **41**: 916–927, 10 Abb.; Tulsa.
- FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.] (1988): Sediment-Petrologie, 2, Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl.: 1141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GEREKE, M. (2002): Zur Geologie im südwestlichen Teil der Wittgensteiner Mulde (Blatt 5016 Bad Laasphe). – Unveröff. Diplomarbeit: 117 S., 34 Abb., 2 Taf.; Marburg.
- GEREKE, M. & PIECHA, M. (2002): Wittgensteiner Mulde. – In: AMLER, M.R.W. & GEREKE, M. (Hrsg.): Karbon-Korrelationstabelle. – Senckenbergiana lethaea, **82**: 701; Frankfurt am Main.
- GROESSENS, E., with collaboration by CONIL, R. & STREEL, M. (1982): Session extraordinaire de la Société belge de Géologie et de la Société géologique de Belgique tenue à Biedenkopf, en République Fédérale d'Allemagne, du 17 au 21 octobre 1980, sous la direction du Dr. Dieter Stoppel, Compte Rendu. – Bull. Soc. belge Géol., **91** (1): 9–17, 8 Abb.; Brüssel.
- GURSKY, H.-J. (1997): Die Kieselgesteine des Unter-Karbons im Rhenohercynikum – Sedimentologie, Petrographie, Geochemie und Paläozoogeographie. – Geol. Abh. Hessen, **100**: 117 S., 29 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- GUTSCHICK, R.C. & SANDBERG, C.H.A. (1983): Mississippian continental margins of the conterminous United States. – In: STANLEY, D.J. & MOORE, G.T. (Hrsg.), The Shelfbreak: Critical Interface of Continental Margins. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **33**: 79–96, 7 Abb.; Tulsa.
- HERBIG, H.-G. (1993): Eustatic forcing of latest Devonian and Dinantian culm sequences. Rheinisches Schiefergebirge, Germany. – In: STREEL, M. (Hrsg.): Early Carboniferous Stratigraphy, Liège 1993 (IUGS, Subkommission on Carboniferous Stratigraphy), Meeting Program and Abstracts: 1 S.; Liège.
- HERBIG, H.-G. (1994): Contrasting carbonate facies in the *crenistris* Zone (Go III α , Late Viséan) of the Rhenohercynian culm basin – Expression of rapid sealevel variation. – European Dinantian Environments II. Developments in Lower Carboniferous Geology, Univ. College Dublin. Techn. Progr. & Abstr. Vol.: 14–15; Dublin.
- HERBIG, H.-G. (1998): The late Asbian transgres-

- sion in the central European Culm basins (Late Viséan, cd III α). – Z. dt. geol. Ges., **149**: 39–58, 12 Abb.; Stuttgart.
- HERBIG, H.-G. & BENDER, P. (1992): A eustatically driven calciturbidite sequence from the Dinantian case study from the Rheinische Schiefergebirge. – Facies, **27**: 245–262, 8 Abb., Taf. 50–51; Erlangen.
- HERBIG, H.-G. & MAMET, B. (1994): Hydraulic sorting of microbiota in calciturbidites – A Dinantian case study from the Rheinische Schiefergebirge, Germany. – Facies, **31**: 93–104, 5 Abb., Taf. 10–11; Erlangen.
- HERBIG, H.-G., KORN, D. & MESTERMANN, B. (1999): *Crenistrina* event and Asbian-Brigantian transition in the South Portuguese zone – sea level control on a hemipelagic Late Dinantian platform. – Facies, **41**: 183–195, 4 Abb., Taf. 41–42; Erlangen.
- HODSON, F. & MOORE, E.W.J. (1959): *Goniatites striatus* and related forms from the Viséan of Ireland. – Palaeontology, **1** (4): 384–396, fig. 1–3, pl. 64–69; London.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1978): Das Oberdevon und Unterkarbon im SW-Teil der Wittgensteiner Hauptmulde (do I-cd III, Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **129**: 115–129, 4 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- JACKSON, P.C. (1990): The *Crenistrina* Limestone: Palaeoceanographic crisis in a Dinantian sea. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1990** (10): 607–621, 6 Abb.; Stuttgart.
- JONES, G. L. & SOMERVILLE, I.D. (1996): Irish Dinantian biostratigraphy: practical applications. – In: STROGEN, P., SOMERVILLE, I.D. & JONES, G. L. (Hrsg.): Recent Advances in Lower Carboniferous Geology: Geol. Soc. Spec. Publ., **107**: 371–385, 4 Abb.; London.
- KORN, D. (1996): Revision of the Rhenish late Viséan goniatite stratigraphy. – Ann. Soc. géol. Belg., **117**: 205–212, 3 Abb.; Liège.
- KORN, D. (1997): Evolution of the Goniatitaceae and Viséan-Namurian biogeography. – Acta Palaeont. Polonica, **42**: 177–199, 6 Abb., 3 Tab.; Warschau.
- KORN, D. (2002): Faziesbereiche im Unterkarbon am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Tagung der Subkommission für Karbon-Stratigraphie in der DUGW, Warstein 2002, Exkursionsführer: 26 S., 19 Abb.; Tübingen.
- KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Palaeogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**: 243–288, 11 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- LIESCHE, S. (1980): Die tektonische Gesteinsdeformation im Gebiet des Latroper Sattels und der Wittgensteiner Mulde im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **21**: 1–89, 23 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Göttingen.
- MATTHEWS, S.C. & THOMAS, J.M. (1974): Lower Carboniferous conodont faunas from North-East Devonshire. – Palaeontology, **17**: 371–385, 2 Abb., 2 Taf.; London.
- MEISCHNER, D. (1962): Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **39**: 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in riff-nahen Sedimentationsbecken. – In: BOUMA, A.H. & BROUWER, A. (Hrsg.), Turbidites. – Dev. Sedimentol., **3**: 156–191, 5 Abb., 3 Taf.; Amsterdam (Elsevier).
- MESTERMANN, B. (1998): Mikrofazies, Paläogeographie und Eventgenese des *crenistrina*-Horizontes (Obervisé, Rhenohercynikum). – Kölner Forum Geol. Paläont., **2**: 77 S., 14 Abb., 8 Taf.; Köln.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistrina*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – Beih. Geol. Jb., **53**: 246 S., 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf.; Hannover.
- PAPROTH, E., CONIL, R., BLESS, M.J.M., BOONEN, P., BOUCKAERT, J., CARPENTIER, N., COEN, M., DELCAMBRE, B., DEPRIJCK, CH., DEUZON, S., DREESEN, R., GROESSENS, E., HANCE, L., HENNEBERT, M., HIBO, D., HAHN, G. & R., HISLAIRE, O., KASIG, W., LALOUX, M., LAUWERS, A., LEES, A., LYS, M., OP DE BEEK, K., OVERLAU, P., PIRLET, H., POTY, E., RAMSBOTTOM, W., STREEL, M., SWENNEN, R., THOREZ, J., VANGUESTAINE, M., VAN STEENWINKEL, M. & VIESLET, J.L. (1983): Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review. – Ann. Soc. géol. Belg., **106**: 185–239, 1 Abb., 5 Tab., 1 Anl.; Brüssel.
- PIECHA, M. (1987): Zur Geologie östlich und südöstlich von Breidenbach (NE-Teil von Blatt 5116 Eibelshausen) unter besonderer Berücksichtigung fazieller und sedimentologischer Gesichtspunkte. – Unveröff. Diplomarbeit: 142 S., 83 Abb., 2 Anl.; Marburg.
- PIECHA, M. (in Vorb.): Erl. Geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Bl. 4916 Bad Berleburg.
- PIRWITZ, K. (1983): Zur Geologie westlich von Eckelshausen (nordwestliche Dillmulde) unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie des höchsten Oberdevons. – Unveröff. Diplomarbeit: 126 S. + XVI S., 91 Abb., 1 Anl.; Marburg.
- POSTMA, G. (1984): Slumps and their deposits in fan delta front and slope. – Geology, **12**: 27–30; Boulder, Colorado.
- RAMSBOTTOM, W.H.C. (1973): Transgression and regression in the Dinantian: a new synthesis of British stratigraphy. – Proc. Yorkshire Geol. Soc., **39**: 567–607, 8 Figs., 1 Tab.; York.
- REICH, H. (1935a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. 331, Bl. Berleburg: 24 S., 2 Taf.; Berlin.
- REICH, H. (1935b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. 331, Bl. Battenberg: 21 S.; Berlin.
- REICH, H. mit Beiträgen von BARTH, W., BLUM, R., HÖLTING, B., HORN, M., KARSCHNY, A. & REICHMANN, H. (1984): Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4917 Battenberg, 2. Aufl., 70 S., 4 Abb., 8 Tab.; Wiesbaden.
- SCHUECH, T. (1999): Die Kieseligen Übergangsschichten in der Bohrung Rütthen II. Stratigraphie, Sedimentologie, Fazies. – Unveröff. Diplomarbeit: 80 S., 11 Abb., 1 Tab., 19 Taf.; Köln.
- SCHMIERER, T. (1934): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. deutsch. Länder, Lfg. 272, Bl. Biedenkopf: 64 S.; Berlin.
- SCHMIERER, T. mit Beiträgen von BLUM, R., CORRENS, C.W., HÖLTING, B., HOLTZ, S., HORN, M., ROSENBERG, F. & SABEL, K.-J. (1992): Erl. Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5017 Biedenkopf, 2. Aufl.: 125 S., 12 Abb., 13 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- SCHRADER, S. (2000): Die sedimentär-geodynamische Entwicklung eines variscischen Vorlandbeckens: Fazies- und Beckenanalyse im Rhenohercynischen Turbiditbecken (Spätes Viséum, cdIII). – Kölner Forum Geol. Paläont., **5**: 104 S., 56 Abb., 3 Tab.; Köln.
- WARNKE, K. (1996): Sponge Diagenesis and Micrite Formation in Lower Carboniferous Carbonates. – In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & GUNKEL, F. (Hrsg.): Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. I. Reef Evolution. Research Reports. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sb **2**: 339–343, 3 Abb., 1 Taf.; Göttingen.
- WARNKE, K. (1997): Microbial carbonate production in a starved basin: The *crenistrina* Limestone of the upper Viséan German Kulm facies. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **130**: 209–225, 10 Abb.; Amsterdam.
- WEBER, K. (1978): Das Bewegungsbild im Rhenohercynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 249–281, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- WEYER, D. (2000): Korallen im Unterkarbon Deutschlands. – Mus. Naturkd. Magdeburg, Abh. Ber. Naturkd., **23**: 57–91, 4 Abb., 5 Taf.; Magdeburg.
- WITTEN, W. (1979): Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II / - III des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Abh. Hessen, **80**: 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.

HEINZ-DIETER NESBOR¹

Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf

Kurzfassung

Die Entwicklung des Lahn- und Dill-Beckens sowie des Waldecker Beckens auf dem ausgedünnten südlichen Schelf des Old Red-Kontinents während des Devons und Unterkarbons war von einem intensiven Vulkanismus begleitet. Die vulkanischen Aktivitäten lassen sich in einen Mittel–Oberdevon- und einen Unterkarbon-Zyklus unterteilen, die jeweils aus mehreren Phasen bestehen. Der Mittel–Oberdevon-Zyklus begann mit einer vom höchsten Unterdevon bis ins unterere Mitteldevon reichenden Vorläuferphase, die wahrscheinlich anatektisch entstandene Schmelzen trachytischer und rhyolithischer Zusammensetzung lieferte. Im oberen Mitteldevon folgte die bimodale Hauptphase, die mit mehreren Unterbrechungen bis zum tieferen Oberdevon andauerte. Die Magmen bauten mächtige submarine Vulkankomplexe auf, die lokal die Oberfläche des tropischen Flachmeers überragten. Nach einer längeren Unterbrechung des Vulkanismus, verbunden mit einer tief greifenden Erosion der Vulkanbauten, endete der erste Zyklus mit der Förderung geringer Mengen untersättigter pri-

mitiver Schmelzen im höheren Oberdevon. In seiner Magmenentwicklung und zeitlichen Abfolge zeigt der Mittel–Oberdevon-Zyklus weitreichende Übereinstimmungen mit vielen jungen Intraplattenvulkanen auf der Erde (z.B. Rhön, Kanarische Inseln, Hawaii etc.).

Im tiefsten Teil des Unterkarbons begann ein neuer vulkanischer Zyklus (Unterkarbon-Zyklus), der mit einer großräumigen Änderung der geotektonischen Verhältnisse verbunden war. Dieses äußerte sich in einer starken Subsidenz der zunehmend ausgedünnten kontinentalen Kruste, verbunden mit einem ausgeprägten Wechsel in der Sedimentation und in der Magmenentwicklung. Der Unterkarbon-Zyklus lieferte große Mengen tholeiitischer Schmelzen, die mächtige Pillowvulkane aufbauten. Bei diesen Vulkaniten handelt es sich jedoch noch um Intraplattenbasalte und nicht um Basalte mittelozeanischer Rücken (MORB). Der zweite vulkanische Zyklus endete zu Beginn des Unterkarbon 3 mit der Förderung geringer Mengen primitiver alkalibasaltischer Magmen.

Abstract

Widespread volcanism marked the thinning of the crust in the area of the Lahn–Dill and Waldeck Basins in the Rhenohercynian zone of the Old Red Continent during Devonian and Carboniferous times. The activities may be divided into two cycles, each comprising several phases. The first cycle (Middle–Upper Devonian cycle) being bimodal, started at the transition of the Lower to the Middle Devonian. After a longer interruption and large erosional stage the volcanic cycle ended with undersaturated primitive melts in the Upper Devonian. Thus, it resembles very much many young volcanic regions in intraplate environments (e.g. Rhön area in Germany, Canary Islands, Hawaii). The second cycle (Lower Carboniferous cycle), indicating a change in the geotectonic frame, lasted through much of Lower Carboniferous time, again ending with undersaturated primitive melts.

Volcanic activities of the Middle–Upper Devonian cycle had begun in late Lower Devonian time with the rise of silica-rich

trachytic and rhyolitic magmas (Emsian–Eifelian phase), probably induced by anatectic melting processes at the crust/mantle boundary. These mainly subaerial activities continued into the Eifelian.

Mainly alkali basaltic, as well as basanitic and secondary trachytic and rhyolitic melts constitute the main volcanic phase, lasting intermittently through the Givetian and the early Upper Devonian (Givetian–Adorfian phase). The basaltic magmas erupted mainly as submarine lava flows building central volcanic edifices, occasionally reaching the sea level. The existence of basaltic volcanic islands is proved by base surge and pyroclastic fall deposits. Sills at subvolcanic levels remained subordinate. Fractionation in magma chambers is indicated by changes in composition and frequency of phenocrysts as well as by cumulate nodules. This fractionation led to trachytic, in connection with assimilation processes of crust to rhyolitic melts, building lava flows and domes or erupting explosively on volcanic islands.

¹ Dr. H.-D. Nesbor (e-mail: d.nesbor@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, D-65203 Wiesbaden

Towards the end, in the early Upper Devonian, weak bimodal volcanism alternated with intensive erosional stages.

After a longer interruption small pillow volcanoes were built locally by primitive basanitic magmas during the Upper Devonian phase. These were generally rich in phenocrysts (ol, cpx, amph) and contain partly large amounts of spinel-peridotitic mantle xenoliths. Additionally, alkali basaltic magmas erupted, containing spinel xenocrysts derived from mantle xenoliths, sporadically.

In the early part of the Lower Carboniferous the second volcanic cycle started (Lower Carboniferous cycle). A large-scale

change of the general geotectonic setting at the end of the Devonian gave rise to a change in the sedimentary environment and in the magmatic evolution. Voluminous lava flows of tholeiitic basalts, generally being still intraplate basalts rather than MORB, built up large pillow volcanoes (Lower Carboniferous phase 1). Sills at subvolcanic levels are frequent.

Just prior to the Variscan Orogenesis, indicated by the onset of the flysch sedimentation, primitive alkali basaltic melts rose from deep mantle sources (Lower Carboniferous phase 2), thereby transporting numerous, partly very large spinel-peridotitic mantle xenoliths.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	146
2. Geologische Übersicht	147
2.1 Mitteldevon	147
2.2 Oberdevon	151
2.3 Unterkarbon	151
3. Analysenmethoden	153
4. Petrographie und Mineralogie	154
4.1 Mittel–Oberdevon-Zyklus	154
4.1.1 Givet–Adorf-Phase	154
4.1.2 Oberdevon-Phase	157
4.2 Unterkarbon-Zyklus	159
4.2.1 Unterkarbon-Phase 1	159
4.2.2 Unterkarbon-Phase 2	160
5. Geochemie	162
5.1 Metavulkanite	162
5.2 Mantelxenolithe (Meta-Lherzolithe)	166
6. Diskussion und Folgerungen	168
7. Schriftenverzeichnis	171
8. Anhang	173

1. Einleitung

Die paläozoischen Metavulkanite des Rheinischen Schiefergebirges sind seit weit über 100 Jahren Gegenstand zahlreicher geowissenschaftlicher Untersuchungen, überwiegend mit lagerstättenkundlicher, regionalgeologischer und stratigraphischer Zielrichtung. Grundlegende Arbeiten wurden u.a. von AHLBURG (u.a. 1918) geleistet, der im Rahmen der geologischen Landesaufnahme den zentralen Teil der Lahnmulde kartierte und die verschiedenen vulkanischen Gesteine petrographisch gliederte. Dabei unterschied er die stärker differenzierten amphibolführenden Meta-Alkalibasalte, -Trachybasalte und -Trachyandesite („Hornblendediabase“) von den übrigen Meta-Alkalibasalten und -basaniten. Bereits BRAUNS (1906) und später FRERICHS (1925) führten eingehende petrographische Un-

tersuchungen an den spinellperidotitischen Mantelxenolithen in den Pillowfragmentbrekzien des Unterkarbons der Dillmulde durch, konnten sie aber noch nicht richtig deuten. Aufgrund der starken Karbonatisierung der Einschlüsse kamen sie zu dem Schluss, dass es sich dabei um metamorph veränderten Kalkstein handele.

Eine zusammenfassende petrographische Bearbeitung der paläozoischen Metavulkanite der Dillmulde, verbunden mit einer Gliederung des Vulkanismus in mehrere Phasen, erfolgte von HENTSCHEL (1970). Die postmagmatischen Alterationsprozesse der paläozoischen Vulkanite wurden von HERRMANN & WEDEPOHL (1970), MEISL (1970), AHRENDT et al. (1978), MEISL et al. (1982), WEDEPOHL et al. (1983), SCHMINCKE & SUNKEL

(1987) und FLICK et al. (1990) eingehend untersucht und diskutiert. Eine umfassende Bearbeitung der Metatrachyte und peralkalischen Metarhyolithe erfolgte von FLICK (1977, 1979), in der er die betreffenden Gesteine anhand der Kristallisation des Quarzes in mehrere Typen untergliederte. In einer geochemischen Übersichtsarbeit zum paläozoischen Vulkanismus im Rhenoharzynikum fassten MEYER (1981) und darauf aufbauend WEDEPOHL et al. (1983) jeweils für die Teilgebiete NW-Harz und Sauerland die Meta-Alkalibasalte des Mittel- und Oberdevons mit den tholeiitischen Metabasalten des Unterkarbons, im Lahn–Dill-Gebiet noch zusätzlich mit den allochthonen MOR-Basalten an der Basis der Gießen-Decke zusammen und errechneten Durchschnittszusammensetzungen. Aufgrund dieser Ergebnisse unterschieden sie zwischen Intraplatten-Tholeiiten (NW-Harz und Sauerland) und Ozeanrücken-Basalten (Lahn–Dill-Gebiet). SCHMINCKE & SUNKEL (1987) und SCHMINCKE (1988) bearbeiteten Vulkanitvorkommen des Mitteldevons und Unterkarbons in der Dillmulde unter vulkanologischen und geochemischen Gesichtspunkten. Sie interpretierten die Gesteine als Ozeaninsel-Basalte bis Basalte Mit-

telozeanischer Rücken. Die paläogeographische und fazielle Entwicklung devonischer Vulkangebäude im Lahn–Dill-Gebiet wurde von NESBOR et al. (1993) untersucht. BEHNISCH (1993) befasste sich mit den Ablagerungsprozessen der vulkaniklastischen Gesteine in der Lahnmulde. PLATEN (1991) und FLOYD (1995) analysierten Metabasalte aus den allochthonen Einheiten des Rhenoharzynikums (Gießen-Decke, Südharz-Decke) und einige Vorkommen aus dem Autochthon der nordöstlichen Lahnmulde. Bei letzteren stellten sie zwischen den oberdevonischen und unterkarbonischen Gesteinen keine systematische Änderung in der Basaltzusammensetzung fest.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine systematische petrographische, mineralogische und geochemische Betrachtung der autochthonen paläozoischen Vulkanite des Rheinischen Schiefergebirges. Dabei wurde auf eine möglichst exakte zeitliche Einstufung der einzelnen Vulkanitvorkommen geachtet. Die Analyseergebnisse wurden mit denen von vergleichbaren Gesteinen aus der Rhön, dem Vogelsberg und mit Literaturwerten von rezenten Vulkaniten verglichen.

2. Geologische Übersicht

Das Rheinische Schiefergebirge gehörte im Devon und Unterkarbon als Teil der Rhenoharzynischen Zone zum südlichen Schelf des Old-Red-Kontinents. Dieser hatte sich bis zum frühen Devon, unter Entstehung des Kaledonischen Gebirges, aus Laurentia (Nordamerika) und Baltica (Nordosteuropa) sowie der Akkretion des Terrans „Avalonia“ entwickelt (FRANKE et al. 1995, TAIT et al. 1997). Das rhenoharzynische Schelfgebiet lag nur wenig südlich des Äquators unter tropischen Klimaverhältnissen. Bedingt durch Konvektionsprozesse im Erdmantel unterlag es einer Dehnung, die eine zunehmende Ausdünnung der kontinentalen Kruste zur Folge hatte. Dies führte an der Wende Unter-/Mitteldevon zur Entwicklung mehrerer Becken, wie dem Lahn-, dem Dill- sowie dem Waldecker Becken. Mit diesen Vorgängen, die sich in der Bildung überwiegend von Halbgräben äußerten (MOE 2000), war ein intensiver Vulkanismus verbunden. Dabei lassen sich ein Mittel–Oberdevon- und ein Unterkarbon-Zyklus unterscheiden, die jeweils aus mehreren Phasen bestehen (Abb. 1). Die zeitliche Einstufung der einzelnen vulkanischen Aktivitäten ist durch zahlreiche biostratigraphische Datierungen gesichert.

In ihren Förderprodukten unterscheiden sich die beiden vulkanischen Zyklen grundsätzlich. Bei dem Mittel–Oberdevon-Zyklus handelte es sich um einen bimodalen Vulkanismus, mit alkalibasaltischen bis basanitischen Magmen und ihren Differenziaten. Während des Unterkarbon-Zyklus dagegen wurden ausschließlich basaltische Schmelzen geliefert, die zudem überwiegend eine tholeiitische Zusammensetzung aufwiesen.

2.1 Mitteldevon

Die beginnende Beckenentwicklung geht mit dem Übergang der gröberklastischen Ablagerungen des Unterdevons in eine tonige Beckensedimentation – der Wissenbacher Fazies – einher. Diese feinklastische Sedimentation reichte im Lahn-Becken bis zum Ende des Mitteldevons, in Teilbereichen bis ins Oberdevon. Im Dill- und im Waldecker Becken traten ab dem oberen Mitteldevon zunehmend sandige Ablagerungen in den Vordergrund (KEGEL 1922, 1934, REQUADT & WEDDIGE 1978, SPEETZEN et al. 1992, BENDER et al. 1997).

Zu welchem Zeitpunkt der bimodale Vulkanismus einsetzte ist unsicher, da bisher keine stratigraphische Einstufung möglich war. Vermutlich begann der Mittel–Oberdevon-Zyklus an der Wende Ems-/Eifel-Stufe (Ems–Eifel-Phase, Abb. 1), mit der Förderung anatektischer Schmelzen trachytischer bis alkalirhyolithischer Zusammensetzung (FLICK 1979, FLICK & NESBOR 1988, BREITKREUTZ & FLICK 1997). Die Schmelzen bauten Vulkaninseln auf und ergossen sich dabei einerseits als Laven, andererseits wurden sie explosiv gefördert und zum Teil in Form von pyroklastischen Strömen (Ignimbriten) abgelagert (BREITKREUTZ & FLICK 1997). Als zu diesem explosiven Vulkanismus gehörende Fallablagerungen (fallout) werden die zahlreichen dünnen Aschentufflagen in der Wissenbacher Fazies aus dem gesamten Lahn–Dill-Gebiet gerechnet (LIPPERT et al. 1970, FLICK & NESBOR 1988, 1990, BENDER et al. 1997). Die stratigraphische Zuordnung der Ems–Eifel-Phase beruht im Wesentlichen auf solchen Aschentufflagen mit Conodonten führen-



Abb. 1. Magmenentwicklung und zeitliche Verteilung der vulkanischen Förderprodukte im Lahn- und Dill-Becken sowie im Waldecker Becken während des Devons und Unterkarbons.

den Kalkstein-Einschaltungen. Solche feinkörnigen vulkanischen Aschen können jedoch über große Strecken windverfrachtet worden sein und somit auch aus hochexplosiven plinianischen Ausbrüchen stammen, die außerhalb des rhenohertzynischen Schelfgebietes stattgefunden haben.

Die Metatrachyte und peralkalischen Metarhyolithe der Ems–Eifel-Phase, einschließlich der dazugehörigen vulkaniklastischen Gesteine, treten in größerem Umfang im SW der Lahnmulde (Abb. 2) mit stratigraphischer Diskontinuität über verschiedenem Unterdevon auf (FLICK & WEISSENBACH 1978, FLICK 1979, FLICK & NESBOR 1988). Kleinere Vorkommen finden sich in der mittleren bis nordöstlichen Lahnmulde sowie in der Dillmulde und in der Umrahmung des Ostsauerländer Hauptsattels. Zumindest bei einem Teil dieser Vorkommen dürfte es sich um Olistolithe handeln, die zu großen Rutschmassen gehören. Solche olistostromalen Ablagerungen, mit Rutschkörpern bis zu 200 m Länge, sind in der südöstlichen Dillmulde und der nordwestlichen Lahnmulde erkannt worden (HUCKRIEDE 1992, SALAMON 2003). Sie umfassen ein Spektrum aus sedimentären und vulkanischen Gesteinen unterschiedlichster Zusammensetzung, deren Alter von der Oberems- bis zur Givet-Stufe reicht.

Falls die oben beschriebenen trachytischen und rhyolithischen Metavulkanite jünger wären, d.h. kein Ems–Eifel-, sondern ein Givet-Alter aufwiesen, wären sie dem bimodalen Vulkanismus der Givet–Adorf-Phase zuzuordnen (Abb. 1). Diese vulkanische Phase setzte in der unteren Givet-Stufe ein (VENZLAFF 1956, SCHERP 1958, HENTSCHEL 1970, BUGGISCHE & FLÜGEL 1992, NESBOR et al. 1993, BENDER et al. 1997) und ist, bezogen auf das gefördertete Volumen, die bedeutendste des devonischen Zyklus (Abb. 2). Kennzeichnend ist die ausgeprägte Kristallfraktionierung der basaltischen Schmelzen in kristallinen Magmakammern, die dort bis hin zu hoch differenzierten trachytischen Magmen verändert wurden. Ein anschauliches Beispiel für diese Vorgänge liefert eine bei Oberdieten in der Dillmulde aufgeschlossene subvulkanische Magmakammer (FLICK et al. 1991). Die Givet–Adorf-Phase umfasst das obere Mitteldevon bis tiefe Oberdevon. Es entstanden während dieses Zeitraumes zahlreiche sich überschneidende Förderzentren (NESBOR et al. 1993). Die Vulkankomplexe erreichten Mächtigkeiten von mehreren 100 m (AHLBURG vermutete bis 1 000 m, s. KEGEL 1922) und Durchmesser bis ca. 20 km. Dabei ist zu berücksichtigen, dass durch die stetige Absenkung der Beckenräume bei gleichzeitiger Auffüllung durch das in großen Mengen anfallende Abtragungsmaterial die Wassertiefe stets relativ gering blieb (< 200 m).

Es wurden vorwiegend alkalibasaltische und basanitische, untergeordnet trachytische und rhyolithische Magmen gefördert. Die alkalibasaltischen und basanitischen Schmelzen flossen in großen Mengen als Laven am Meeresboden aus oder eruptierten explosiv. In geringerem Umfang intrudierten sie in subvulkanischem Niveau in Form von Lagergängen (HENTSCHEL 1970, NESBOR & FLICK 1988a) in die unterlagernden äl-

teren Sedimente. Über den Fördersystemen entwickelten sich mächtige submarine Vulkanbauten, die gelegentlich die Meeresoberfläche überragten. In Abhängigkeit von der Entfernung zum Eruptionszentrum und der damit einhergehenden Ausbildung der Förderprodukte lassen sich die Vulkanbauten in Zentral-, Proximal- und Distalfazies gliedern (FLICK & NESBOR 1990, NESBOR et al. 1993). Diagenetische Alterationsprozesse in den vulkanischen Gesteinen führten während der Förderpausen, im Wesentlichen aber nach dem Ende der vulkanischen Aktivitäten zur Abscheidung der Eisenerze vom Lahn–Dill-Typ, vorzugsweise im Bereich der Proximalfazies (REQUADT 1990, FLICK et al. 1990, LIPPERT & FLICK 1998).

Die Zentralfazies ist durch Laven – sowohl Decken- als auch Pillowergüsse – gekennzeichnet, denen nur gelegentlich geringmächtige vulkaniklastische Ablagerungen zwischengeschaltet sind. Auf ehemaligen Vulkaninseln (z.B. im Lahntal bei Förfurt, südlich Weilburg) treten feingeschichtete, extrem schlecht sortierte, Block führende Lapilli-Aschentuffe auf, bei denen z.T. eine Antidünenschichtung entwickelt ist. Sie werden als Produkte von „base surges“ infolge phreatomagmatischer Eruptionen interpretiert. Diese hochverdünnten, d.h. partikelarmen Bodenwolken können nur subaerisch entstehen. Gleiches gilt für die dort ebenfalls aufgeschlossenen Schlackenagglomerate. Die Abfolgen der Zentralfazies wurden von zahlreichen Gängen durchschlagen, die den jeweiligen Schmelzen als Aufstiegswege dienten.

Mit zunehmender Entfernung vom Förderzentrum steigt der Anteil an vulkaniklastischem Material, das unter dem Begriff „Schalstein“ bekannt ist. So ist die Proximalfazies durch eine Wechselfolge aus Laven und vulkaniklastischen Gesteinen charakterisiert, während die Distalfazies von Vulkaniklastiten beherrscht wird (NESBOR & FLICK 1988b).

Bei den vulkaniklastischen Gesteinen der Proximalfazies dominieren ungeschichtete Ablagerungen aus blasenarmen, ehemals basaltischen Klusten, die überwiegend aus der hyalo- und autoklastischen Fragmentierung submariner Lavaströme durch Abschreckung (Granulation) und mechanisches Zerbrechen gebildet wurden. Die hieraus entstandenen Pillowbrekzien, Pillowfragmentbrekzien und Hyaloklastite sind z.T. weitgehend in situ erhalten geblieben, oft aber als vulkaniklastische Schuttströme (debris flows) umgelagert worden. Hinzu kommen epiklastische Ablagerungen, die z.B. durch das Abgleiten übersteilter Vulkanhänge, z.T. einschließlich aufgewachsener Riffe entstanden und an ihrer polymikten Zusammensetzung zu erkennen sind.

In der Distalfazies dagegen treten – neben häufig geschichteten epiklastischen Ablagerungen – verstärkt durch pyroklastische (magmatische) Fragmentierung entstandene Lapilli- und Aschentuffe aus hochblasigen Pyroklasten auf. Sie wurden im Bereich der Zentralfazies unter geringer Wasserbedeckung oder auf Vulkaninseln explosiv gefördert und durch submarine, wassergestützte pyroklastische Ströme in den umgebenden Meeresraum transportiert oder als Fallablagerungen sedimentiert.

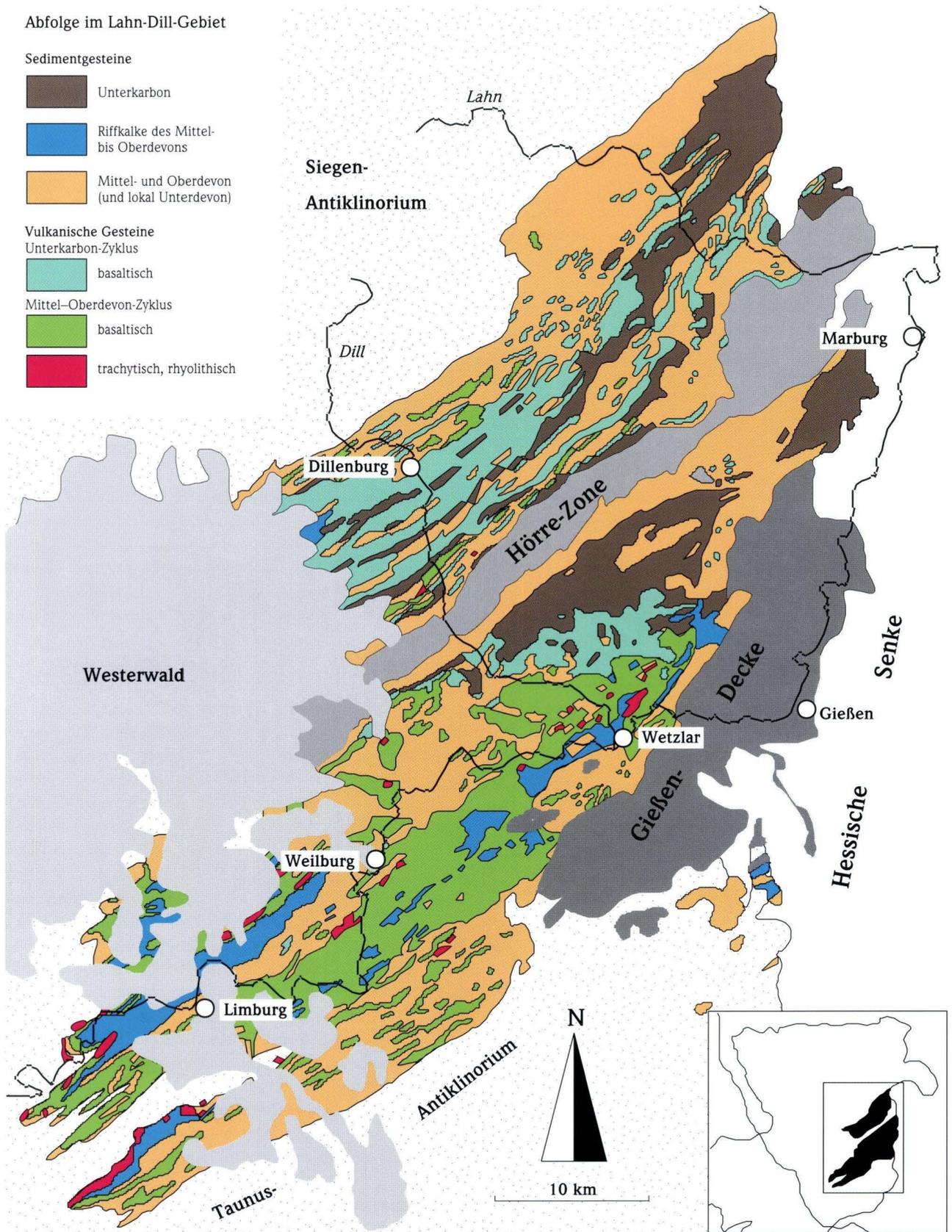


Abb. 2. Verbreitung der vulkanischen Gesteine im Lahn-Dill-Gebiet (nach FLICK et al. 1998).

Die trachytischen und rhyolithischen Metavulkanite und -vulkaniklastite sind gegenüber den alkalibasaltischen nur in geringer Menge, aber in größerer Vielfalt vertreten (FLICK 1979). Die Schmelzen intrudierten z.T. als Lagergänge (FLICK 1978) oder als endogene Dome, überwiegend bildeten sie jedoch kurzlebige kleine Vulkaninseln, die häufig den submarinen basaltischen Vulkankomplexen aufsaßen (FLICK & SCHMIDT 1987).

2.2 Oberdevon

Die vulkanischen Aktivitäten hatten zusammen mit den bereits vorhandenen, tektonisch bedingten Reliefunterschieden zu einer ausgeprägten, z.T. sehr engräumigen Faziesdifferenzierung geführt, die sich lokal bis in das Unterkarbon hinein auswirkte. Diese zeigt sich in einem schnellen lateralen Wechsel von Zusammensetzung und Mächtigkeit der Gesteine, die eine Unterscheidung in Hochschwellen, Tiefschwellen und Beckenbereiche erlaubt (RABIEN 1956).

Während der tieferen Adorf-Stufe klingt der bimodale Vulkanismus langsam aus und die Vulkangebäude, insbesondere die meist aus hoch differenzierten Schmelzen aufgebauten Vulkaninseln, wurden tiefgründig erodiert. Das Abtragungsmaterial wurde in der Umgebung der Vulkankomplexe als grobkörniger, polymikter Schutt sedimentiert (Dillenburg-Formation).

Nach dieser Erosionsphase setzte der Vulkanismus des Mittel–Oberdevon-Zyklus erst nach einer längeren Unterbrechung erneut ein. Es wurden vergleichsweise geringe Mengen ausschließlich basaltischer Magmen gefördert, die z.T. primitiv waren – erkennbar an den oft zahlreichen größeren Mantelxenolithen. Dadurch ist belegt, dass diese Magmen unmittelbar aus dem Erdmantel aufstiegen und nicht in Magmakammern innerhalb der Erdkruste stagnierten und dort verändert wurden, wie es während der Givet–Adorf-Phase der Fall war. Die vulkanischen Aktivitäten begannen zunächst im Bereich des Lahn-Beckens in der Nehden-Stufe, im Dill-Becken erst in der höchsten Hemberg-Stufe. Der Vulkanismus endete dort in der Wocklum-Stufe, im Bereich des Lahn-Beckens wahrscheinlich schon in der Hemberg-Stufe (KREBS 1960, RIETSCHEL 1961, 1966, LIPPERT et al. 1970, BUGGISCH & FLÜGEL 1992, BENDER et al. 1997). Lokal entstanden am Meeresboden kleinere Pillowvulkane, die aus Pillowlaven, Pillowbrekzien, Pillowfragmentbrekzien und Hyaloklastiten aufgebaut sind. In der Umgebung dieser submarinen Vulkane wurden dabei mächtigere Abfolgen aus umgelagerten Vulkaniklastiten sedimentiert. Im Waldecker Becken ist eine exakte zeitliche Einstufung nicht möglich, da die entsprechenden Vulkanite mit Mantelxenolithen nur in Form von Intrusionen in den mitteldevonischen Sedimentgesteinsabfolgen aufgeschlossen sind.

2.3 Unterkarbon

Die während des Oberdevons infolge der großen Reliefunterschiede wirksame Faziesdifferenzierung wurde im Unterkarbon durch eine einheitlichere Fazies abgelöst. Die nun verstärkt einsetzenden vulkanischen Aktivitäten, die lokal schon im Grenzbereich Devon/Karbon begannen (BUGGISCH et al. 1981), gehören zu dem zweiten großen vulkanischen Zyklus (Unterkarbon-Zyklus), der unter dem Begriff „Deckdiabas“ bekannt ist (Abb. 1). Er dürfte, bezogen auf das geförderte Volumen, dem Mittel–Oberdevon-Zyklus nur wenig nachgestanden haben. Die Gesamtmächtigkeit der unterkarbonischen Vulkanit-Abfolge einschließlich der zwischengeschalteten Sedimentgesteinslagen erreicht in der Dillmulde maximal 500–700 m, ermittelt anhand der zahlreichen Eisenerz-Aufschlussbohrungen und Bergbau-Aufschlüsse. Wenn die Ausmaße heute geringer erscheinen (z.B. mittlere Lahnmulde), so liegt das an der gegenwärtigen räumlichen Verbreitung der karbonischen Gesteinsabfolge (Abb. 2). Die Verteilung der subvulkanischen Intrusiva in der gesamten Lahnmulde, aber auch im Taunus, Hunsrück und im Sauerland belegt die ursprünglich weiträumige Ausdehnung (WEDEPOHL et al. 1983, FLICK & NESBOR 1988, REQUADT et al. 1993). Die vulkanischen Aktivitäten lassen sich in eine erste Phase mit tholeiitischen Basalten und eine zweite mit primitiven Alkalibasalten trennen. Letztere wurde bisher jedoch nur in geringem Umfang in der Dillmulde und in der Waldecker Mulde nachgewiesen (NESBOR 1997). In der Waldecker Mulde sind diese Gesteine mit Kieselschiefern und Kieselkalken verzahnt und lassen sich dadurch biostratigraphisch eindeutig in das hohe Unterkarbon 2δ einstufen (HEGGEMANN & KULICK 1997).

Auffällig für die Unterkarbon-Phase 1 ist eine Olivin-Fraktionierung bei den tholeiitischen Basalten, die dazu geführt hat, dass in mächtigeren Lagergängen ein Olivin-reicher Bodensatz entstand oder dass Olivin-Kumulate aus tieferen Magmakammern in der Dillmulde eigenständige Intrusionen beachtlicher Größe gebildet haben.

Wie im oberen Mitteldevon kam es im Unterkarbon zur Entstehung zahlreicher submariner Vulkangebäude (SCHMINCKE & SUNKEL 1987). Im Unterschied zum Mittel–Oberdevon-Zyklus herrschten jedoch, bedingt durch die etwas größere Wassertiefe, Laven vor. Dabei dürfte auch der im Vergleich zu den alkalibasaltischen Schmelzen primär geringere Gasgehalt eine Rolle gespielt haben. Der Anteil der Pillowlaven ist besonders groß – der typische Vulkan im Unterkarbon ist der Pillowvulkan. Vulkaniklastische Ablagerungen blieben insgesamt unbedeutend. Sie entstanden bei der Fragmentierung von Lavaströmen infolge der Abschreckung durch das Meerwasser und nicht durch das Zerreißen der Schmelze infolge explosiver Entgasung. Typisch sind deshalb Pillowfragmentbrekzien aus zerbrochenen Lavaschläuchen und abgeplatzen Glaskrusten.

Verbreitet entstanden unter den Vulkanbauten in subvulkanischem Niveau meist schichtparallele Intrusionen, die als z.T.

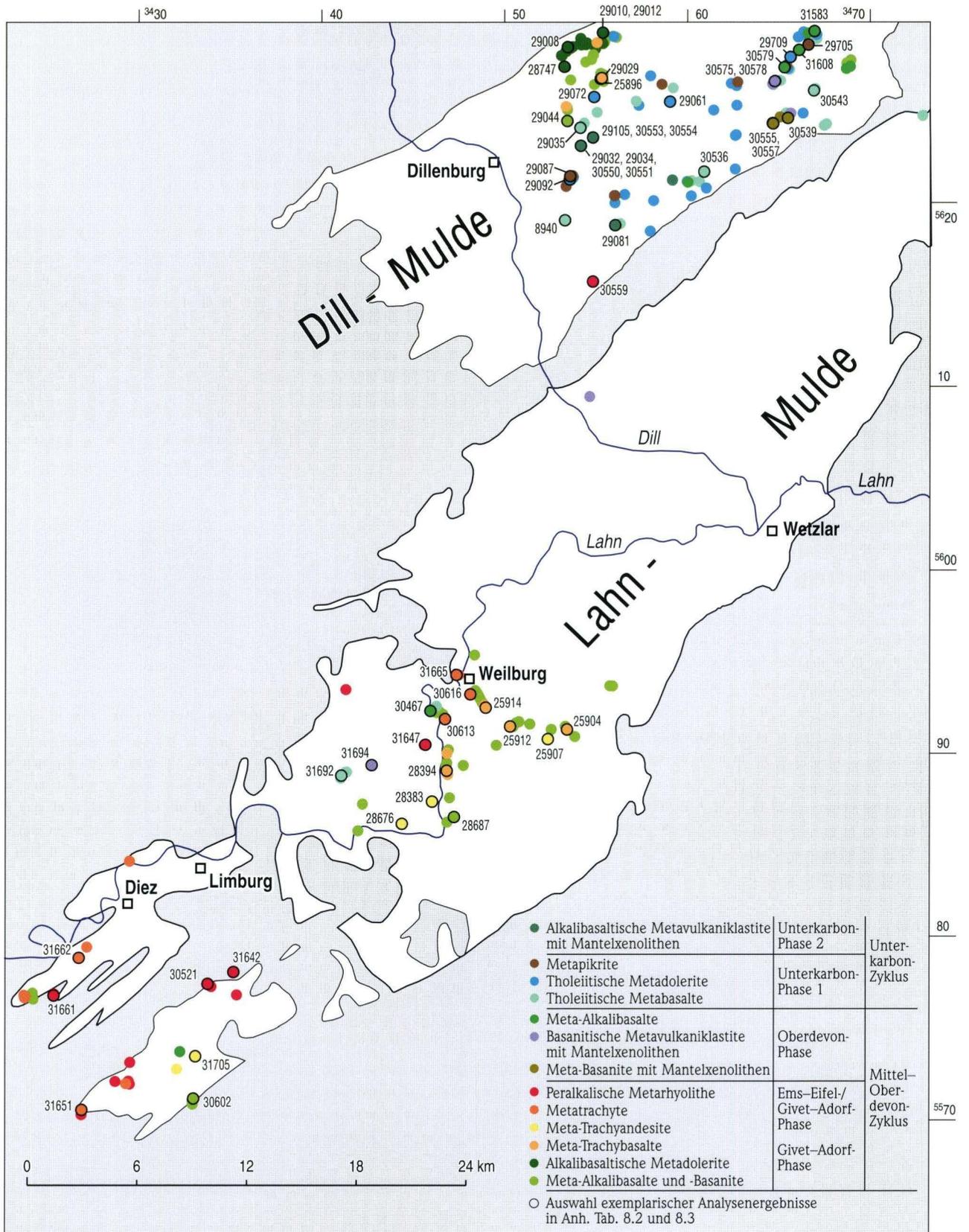


Abb. 3. Verteilung der geochemisch analysierten Proben im Lahn-Dill-Gebiet.

über 100 m mächtige doleritische Lagergänge in den devonischen bis unterkarbonischen Abfolgen eingeschaltet sind (HENTSCHEL 1956, NESBOR 1988).

Die alkalibasaltischen Metavulkaniklastite der Unterkarbon-Phase 2 sind geochemisch deutlich, makroskopisch und mikroskopisch jedoch nur schwer von denen der Phase 1 zu unterscheiden. Auffällig ist nur ein markant höherer Blasengehalt. Wichtigstes Unterscheidungsmerkmal in der Dillmulde ist das verbreitete Auftreten von ehemals spinell-lherzolitischen Mantelxenolithen, die mit bis zu 40 cm Durchmesser eine ungewöhnliche Größe erreichen (NESBOR 1997) und einen sehr schnellen Aufstieg der alkalibasaltischen Schmelze, ohne Zwischenaufenthalt in einer Magmakammer, belegen.

Während längerer Unterbrechungen der vulkanischen Tätigkeiten führten diagenetische Vorgänge zur Alteration der basaltischen Gesteine. Die dabei freigesetzten Stoffe (im Wesentlichen Fe und Si) traten am Meeresboden aus und liegen

heute als kieselige Eisenerze und Eisenkiesel vor. Sedimentgesteinseinlagerungen (Eisenkiesel, Tonschiefer, Kalkstein, Kielesschiefer), die lokal den Lavaströmen zwischengeschaltet sind, zeigen solche längeren Unterbrechungen der vulkanischen Aktivitäten an. Der Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge endete vor dem Einsetzen der Flyschsedimentation, die den Beginn der variszischen Orogenese ankündigte.

In die feinklastischen Sedimentgesteine des Unterkarbons im Rhenohercynikum sind immer wieder cm- bis dm-mächtige Aschentuffe eingeschaltet, die als „saure Äquivalente des Deckdiabas-Vulkanismus“ interpretiert wurden (DEHMER et al. 1989). Bei diesen Aschentuffen handelt es sich jedoch um Fallablagerungen eines dacitischen bis rhyodacitischen Inselbogen-Vulkanismus, die aus hochexplosiven plinianischen Eruptionen weit außerhalb des Rhenohercynikums abzuleiten sind (VAN AMEROM et al. 2002).

3. Analysemethoden

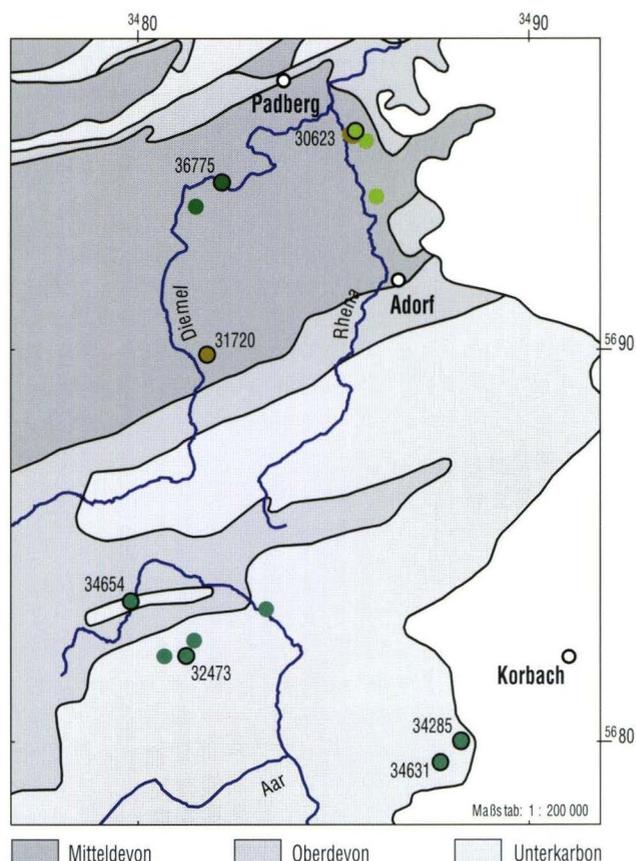
Dünnschliffe von ca. 1 200 Gesteinsproben wurden petrographisch untersucht und von repräsentativen Mineralen Mikrosonden-Analysen durchgeführt. Chemische Analysen der Haupt- und Spurenelemente sowie der Seltenen Erden Elemente erfolgten an 270 Vulkanit- und an 15 Mantelxenolith-Proben (Abb. 3 und 4). Von letzteren wurden darüber hinaus an acht Proben die Gehalte der Elemente der Platingruppe und von Gold bestimmt.

Die Mikrosonden-Untersuchungen wurden an polierten Dünnschliffen mit der vollautomatisierten Elektronenstrahl-Mikrosonde CAMEBAX (Cameca) durchgeführt.

Die Röntgenfluoreszenz-Analysen erfolgten mit dem Sequential X-Ray Spektrometer SRS 3000 (Siemens). Die Seltenen Erden Elemente (SEE) wurden mittels ICP-MS (Elan 500 der Fa. Perkin Elmer) bestimmt.

Die Diagramme und Tabellen wurden aus dem Datenbestand der petrographischen Belegsammlung des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) mit Hilfe der Software des ehemaligen Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (HLfB) erstellt.

Abb. 4. Verteilung der geochemisch analysierten Proben in der Waldecker Mulde. Legende siehe Abb. 3.



4. Petrographie und Mineralogie

4.1 Mittel–Oberdevon-Zyklus

4.1.1 Givet–Adorf-Phase

Meta-Alkalibasalte und -Basanite

Die meist porphyrischen Meta-Alkalibasalte und -Basanite der Givet–Adorf-Phase sind überaus heterogen entwickelt. Die Spannweite reicht von schwach ankaramitischen Gesteinen mit zahlreichen Klinopyroxen- und Olivin-Einsprenglingen bis hin zu stärker differenzierten Metabasalten, die ausschließlich Feldspat-Einsprenglinge führen (Abb. 5). Lokal treten vermehrt unterschiedliche Anteile an stark korrodierten Xenokristallen (Plagioklas, Klinopyroxen, Amphibol und Apatit) auf, die Größen bis zu 30 mm erreichen. Vereinzelt enthalten die Meta-Alkalibasalte der Givet–Adorf-Phase bis zu mehrere cm große Kumulatxenolithe, die vorwiegend fast nur aus Plagioklas, z.T. aber auch aus Klinopyroxen und Amphibol bestehen.

Der primäre Mineralbestand aus Plagioklas, Klinopyroxen, Olivin, Amphibol, Biotit, Apatit, Titanomagnetit und Ilmenit wurde unterschiedlich stark von den Sekundärmineralen Chlorit, Albit, Kalifeldspat, Serizit, Kalzit, Quarz, Titanit und Leukoxen verdrängt. Hiervon sind besonders Pillowlaven betroffen, die aufgrund ihrer großen Oberfläche den Porenlösungen entsprechende Wegsamkeiten boten. Ein rascher Stofftransport wurde durch die gute Permeabilität der zwischengeschalteten vulkaniklastischen Abfolgen gewährleistet, die über ein großes Porenvolumen verfügten. Gleiches gilt für geringmächtige Deckenergüsse und Lagergänge, bei denen ebenfalls ein vermehrter Stoffaustausch stattfand. Mächtigere Metabasaltvorkommen dagegen sind davon weniger stark betroffen. Nur dort sind zonierte Plagioklas-Einsprenglinge mit An-Gehal-

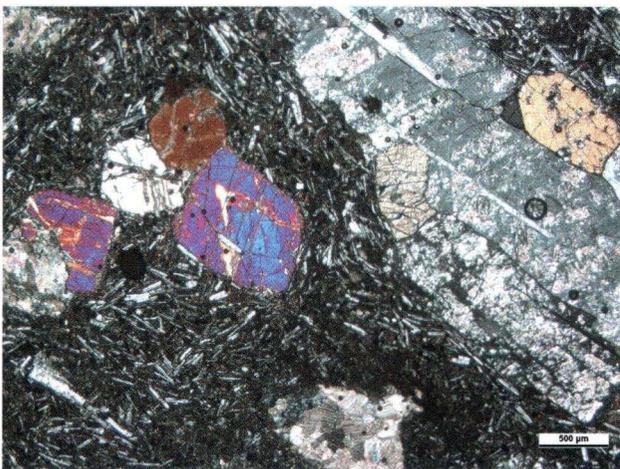


Abb. 5. Meta-Alkalibasalt der Givet–Adorf-Phase im Dünnschliff (X Pol.). Mehrere Klinopyroxen-Einsprenglinge (verschiedene Farben) und ein größerer Plagioklas-Einsprengling (grau) in einer Grundmasse aus kleinen Plagioklasleisten und Klinopyroxenen. Straßenanschnitt östlich Nanzenbach, Dill-Mulde (Probe 29119).

ten bis 59 Mol-% erhalten geblieben (Anh. Tab. 8.1). Meist sind die Kristalle jedoch albitisiert und stark getrübt. Verdrängungen durch optisch einheitlich orientierten Serizit sowie Chlorit und Kalzit kommen verbreitet vor. Häufig treten „gefüllte“ Plagioklase auf, die auf einen ursprünglich An-reichen Kern hindeuten. Gelegentlich umschließen größere Plagioklase poikilitisch ehemalige Olivine oder Pyroxene, die durch Chlorit und Kalzit verdrängt wurden, selten braunen Amphibol oder z.T. mehrere Millimeter lange säulenförmige Apatite.

Die Klinopyroxen-Einsprenglinge zeigen oft einen ausgeprägten Zonarbau, wobei häufig ein blassgrüner, z.T. korrodiertes, endiopsidischer bis salitischer Kern von einer deutlich bräunlichvioletten Randzone aus Titanaugit umgeben ist (Abb. 6, Anh. Tab. 8.1). Größere Klinopyroxene umschließen mitunter poikilitisch Plagioklas, braunen Amphibol, Magnetit und Olivin (pseudomorph). Bei den Amphibolen handelt es sich um Kaersutite, die häufig bis zu 30 mm große, stark korrodierte Xenokristalle bilden. Ehemalige Olivin-Einsprenglinge sind generell durch Chlorit verdrängt worden. Die Pseudomorphosen, die z.T. zahlreiche winzige Chromspinelle enthalten (Anh. Tab. 8.1), weisen idiomorphe Kristallumrisse und den für Olivin typischen gedrungenen Habitus auf. Vereinzelt treten Kristallagglomerate auf. Das charakteristische Netzwerk der Risse und Sprünge des Olivins ist z.T. erhalten geblieben.

Der Korngrößenübergang der Einsprenglinge zu den Kristallen der Grundmasse ist überwiegend durch einen Hiatus gekennzeichnet, seltener serial. Das Gefüge der Grundmasse bzw. das der aphyrischen Meta-Alkalibasalte ist meist intersertal, z.T. auch intergranular, speziell bei Pillowlaven hyaloopitisch bis hyalopilitisch.

Die leistenförmigen Plagioklase der Grundmasse wurden meist albitisiert und zusätzlich in unterschiedlichem Umfang durch Chlorit und Serizit verdrängt. Lokal kann dieses so weit fortgeschritten sein, dass die Plagioklase völlig durch Schichtsilikate ersetzt worden sind. Solche Gesteine sind häufig geschiefert. An-Gehalte > 50 Mol-% wurden mit der Mikrosonde nur in weniger stark alterierten Meta-Alkalibasalten ermittelt. Dort sind auch noch kleine, überwiegend prismatische Klinopyroxene erhalten geblieben, die eine salitische Zusammensetzung aufweisen. Apatit ist nadelig, untergeordnet auch säulig entwickelt. Magnetit tritt in kleinen, meist idiomorphen Kristallen auf, die z.T. durch Leukoxen verdrängt wurden. Gelegentlich sind feinste Nadelchen von Ilmenit zu beobachten.

Meta-Trachybasalte (Meta-Hawaiite)

Als weiterer Gesteinstyp kommen Meta-Trachybasalte hinzu, mit Einsprenglingen und Xenokristallen von Plagioklas, Alkalifeldspat, Klinopyroxen, Amphibol und pseudomorphem Olivin. Die Amphibole weisen einen auffallenden, fast opaken Reaktionssaum auf, z.T. wurden sie völlig von einem submikroskopischen Gemenge aus überwiegend Opakmineralen ver-

drängt (Abb. 7). Die Grundmasse ist deutlich plagioklasreicher als bei den Meta-Alkalibasalten und -Basaniten. Der Anteil an Klinopyroxen dagegen geringer.

Meta-Trachyandesite (Latite)

Die Meta-Trachyandesite führen Einsprenglinge und Xenokristalle von Alkalifeldspat, Plagioklas sowie Chloritpseudomorphosen nach Klinopyroxen und Amphibol (Abb. 8). In der Grundmasse dominieren die Alkalifeldspäte, die häufig fluidal eingeregelt sind.

Alkalibasaltische Metavulkaniklastite („Schalstein“)

Die alkalibasaltischen Metavulkaniklastite sind – zusammen mit den ursprünglich alkalibasaltischen Laven, subeffusiven Lagergängen und Gängen – am Aufbau der submarinen Vulkangebäude und vereinzelt Vulkaninseln beteiligt gewesen. Pillowbrekzien, Pillowfragmentbrekzien, ungeschichtete oder geschichtete Hyaloklastite, Lapilli- und Aschentuffe aus verschiedenen Faziesbereichen sind unterscheidbar. Sie entsprechen in ihrer petrographischen Zusammensetzung den Meta-

Alkalibasalten der Givet–Adorf-Phase. Aufgrund des ehemals hohen Glasgehaltes und des klastischen Charakters sind die ursprünglich alkalibasaltischen Metavulkaniklastite durch diagenetische und metamorphe Prozesse überaus stark alteriert worden. Hinzu kommt eine meist ausgeprägte Schieferung. Daher eignen sich diese Gesteine nur sehr bedingt für eine geochemische Betrachtung und werden im Folgenden nicht weiter berücksichtigt, obwohl sie von ihrem Volumen her in der Givet–Adorf-Phase dominieren.

Alkalibasaltische Metadolerite

Die in subvulkanischem Niveau lagerförmig in die Sedimente der Eifel- und der tieferen Givet-Stufe intrudierten alkalibasaltischen Schmelzen kristallisierten bei größeren Mächtigkeiten der Lagergänge grobkörnig und meist mit doleritischem Gefüge aus. In geringem Umfang hat in situ eine Kristallfraktionierung stattgefunden, die zu einer selektiven gravitativen Anreicherung der mafischen Gemengteile führte. Nur in Kontaktnähe zum Nebengestein ist aufgrund der dort erfolgten raschen Abkühlung die ursprüngliche Zusammensetzung der

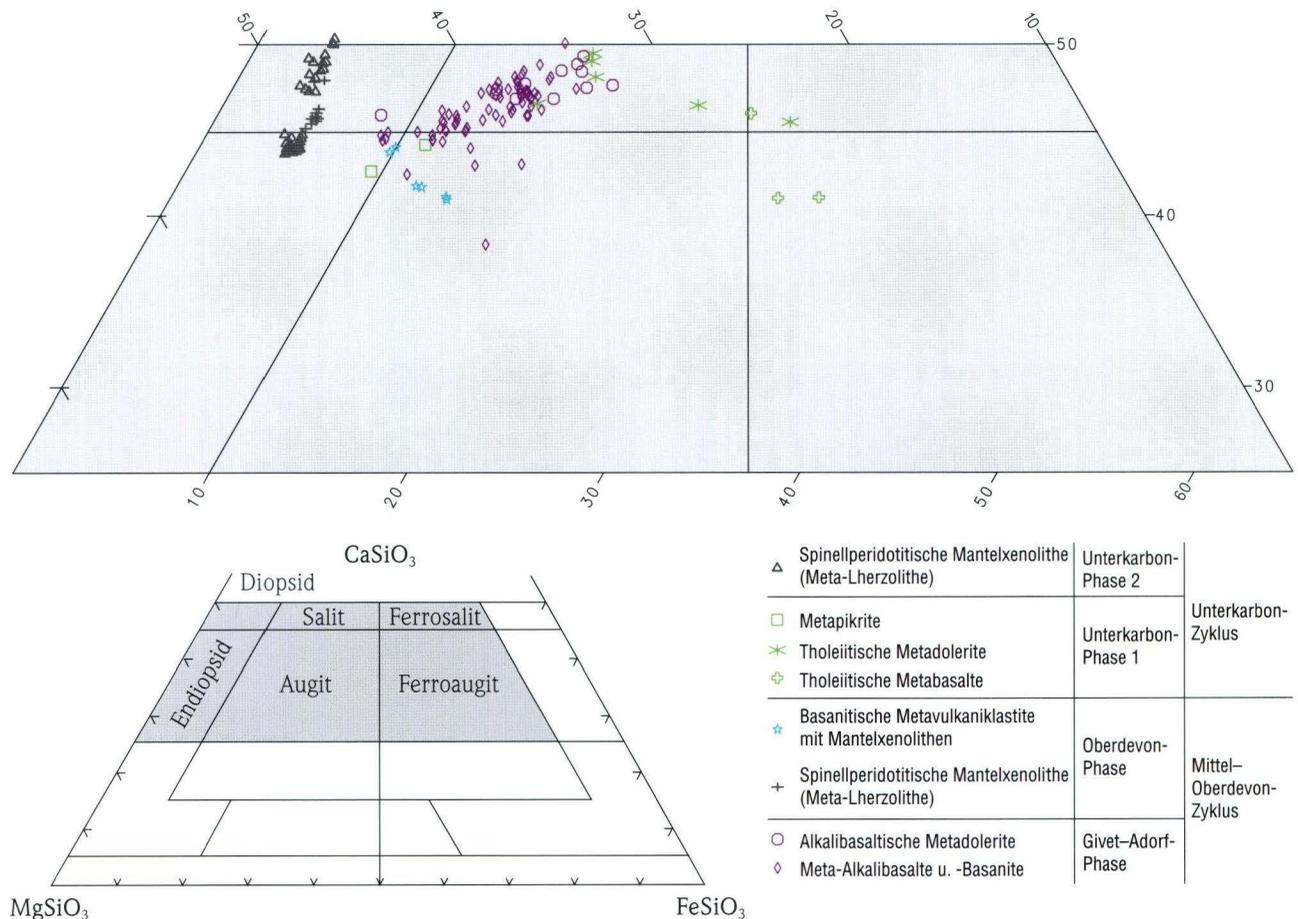


Abb. 6. Klinopyroxene aus Metabasalten und spinellperidotitischen Mantelxenolithen (Meta-Lherzolithe) der Lahn- und Dill-Mulde im CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 -Diagramm von POLDERVAART & HESS (1951).

Schmelze weitgehend erhalten geblieben. Das dunkelgrüne Gestein entspricht in diesen Grenzzonen den Meta-Alkalibasalten und -Basaniten.

Die alkalibasaltischen Metadolerite der Givet-Adorf-Phase weisen z.T. ein intergranulares Gefüge auf, z.T. besteht eine Tendenz zu ophitischer Verwachsung. Die magmatisch entstandenen Minerale Klinopyroxen, Biotit, Amphibol, Apatit und Titanomagnetit zeigen keine oder nur geringe Verdrängungen durch Sekundärminerale. Das gilt jedoch nicht für die Olivine, die ausschließlich als Chloritpseudomorphosen vorliegen und mitunter winzige Chromspinelle (Picotite) enthalten. Auch die Plagioklase wurden meist durch Albit, Kalifeldspat, Serizit, Chlorit und Analcim verdrängt. Nur lokal sind noch klare Plagioklase erhalten geblieben, bei denen An-Gehalte bis 48 Mol-% mit der Mikrosonde ermittelt wurden (Anh. Tab. 8.1).

Die Klinopyroxene haben eine diopsidische bis salitische, z.T. auch titanaugitische Zusammensetzung (Abb. 6, Anh. Tab. 8.1). In den stärker differenzierten Bereichen im oberen Viertel der Lagergänge weisen die Klinopyroxene gelegentlich durch einen zunehmenden Einbau von Na grünliche Ränder auf. Vereinzelt treten dort akzessorisch kleine idiomorphe oder auch xenomorphe Ägirinaugite bis Ägirine auf. Biotit kann mit Gehalten bis 10 Vol-% zu einem wesentlichen Gemengteil des Gesteins werden. Die Kristalle liegen überwiegend als kleine xenomorphe Flitter, z.T. aber auch mit hypidiomorphen bis idiomorphen Umrissen vor. Lokal bildet der Biotit rundliche xenomorphe Kristalle, die eine Größe bis zu 8 mm erreichen und wie der Klinopyroxen ophitisch mit Plagioklas verwachsen sind. Der hohe Ti-Gehalt (bis 6,7 Mol-%, Anh. Tab. 8.1) wird durch tief dunkelrotbraune Absorptionsfarben deutlich. Amphibol ist in nennenswerten Mengen nur in we-

nigen Vorkommen zu finden. Es handelt sich dabei z.T. um „Basaltische Hornblende“, z.T. um stark pleochroitische Alkali-amphibole (Katophorit). Apatit ist in säuligen, teils auch in nadeligen idiomorphen Kristallen stets vorhanden. Titanomagnetit ist mit Gehalten zwischen 4 und 8 Vol-% vertreten, wobei große Kristalle häufig ein Skelettwachstum aufweisen. Als weiteres Opakmineral kommt in geringen Mengen Pyrit hinzu.

Metatrachyte und peralkalische Metarhyolithe

Die Metatrachyte sind meist porphyrisch entwickelt, wobei die Gehalte an Alkalifeldspat- und Plagioklas-Einsprenglingen stark schwanken. Die Kristalle haben stets eine Schachbrettalbitisierung erfahren. Das Gefüge der Grundmasse ist überwiegend pilotaxitisch entwickelt, mit der typischen fluidalen Einregelung der dicht gedrängten Alkalifeldspatleisten, gelegentlich ist es hyalopilitisch. Die fluidal eingeregelteten Alkalifeldspatleisten sind dann in ein ehemaliges Glas eingelagert, das sekundär zu einem mikrokristallinen Quarz-Feldspat-Pflaster rekristallisiert ist.

Die peralkalischen Metarhyolithe weisen oft ein vitrophyrisches Gefüge auf. Als Einsprenglingsphasen treten Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas auf, die z.T. zu mehreren Kristallen agglomeriert sind. Die idiomorphen Quarze zeigen häufig Einbuchtungen und eine Abrundung der Kristallkanten. Die ebenfalls idiomorphen Alkalifeldspat- und Plagioklastafeln haben eine Schachbrettalbitisierung erfahren, z.T. sind sie vollständig durch Quarz und/oder feinschuppigen Serizit verdrängt worden. Die ursprünglich glasige Grundmasse besteht jetzt aus Quarz und Feldspat, die ein isometrisches Pflaster bilden. Häufig ist noch das ursprüngliche fluidale Gefüge erkennbar.

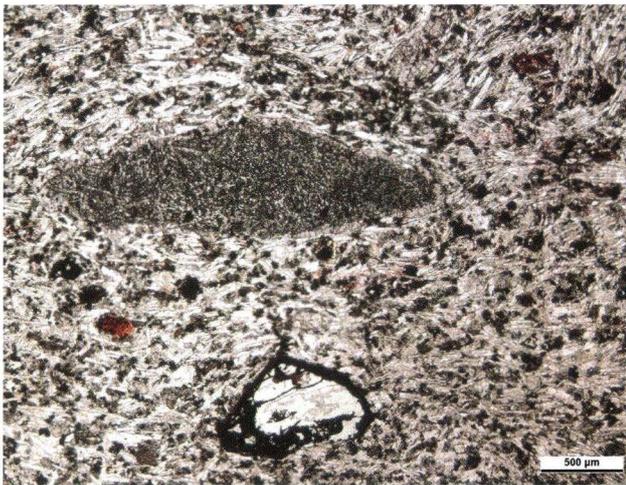


Abb. 7. Meta-Trachybasalt (Meta-Hawaiiit) der Givet-Adorf-Phase im Dünnschliff (II Pol.). Chloritisierter Olivin-Einsprengling (unten) und opacitisierter Amphibol-Einsprengling (oben) in einer Plagioklas-reichen Grundmasse. Felsanschnitt Osthang Lahntal, 800 m SSW Gräveneck, Lahnmulde (Probe 28477).

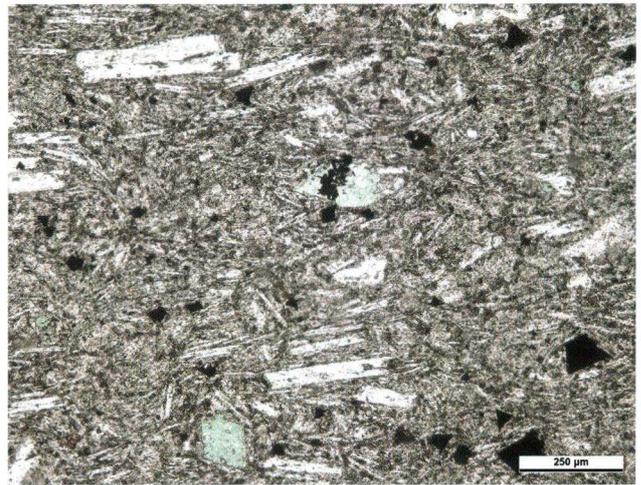


Abb. 8. Meta-Trachyandesit (Meta-Latit) der Givet-Adorf-Phase im Dünnschliff (II Pol.). Alkalifeldspat-Einsprenglinge (weiß) und wenige Chloritpseudomorphosen nach Amphibol (hellgrün) in einer sehr Feldspat-reichen Grundmasse. Felsen Westhang Lahntal, 1,2 km SSW Furfurt, Lahnmulde (Probe 28383).

4.1.2 Oberdevon-Phase

Meta-Basanite mit Mantelxenolithen

Die Meta-Basanite führen Einsprenglinge und Xenokristalle von pseudomorphem Olivin, Klinopyroxen und z.T. Amphibol (Abb. 9). Während die Olivine und Amphibole generell nur noch als Pseudomorphosen vorliegen, sind die Klinopyroxene nicht immer vollständig durch Sekundärminerale (Chlorit und Kalzit) ersetzt worden. Die Grundmasse besteht in einigen Vorkommen aus dicht gedrängten prismatischen Klinopyroxenen, die z.T. völlig frisch erhalten geblieben sind, oft jedoch durch Chlorit verdrängt wurden. Die verbliebenen Zwickelräume waren mit vulkanischem Glas gefüllt, das sekundär in Chlorit und Leukoxen umgewandelt wurde. In anderen Vorkommen setzt sich die Grundmasse aus albitisiertem Plagioklas, der z.T. in Serizit umgewandelt worden ist, und mehr oder weniger stark chloritisiertem Klinopyroxen zusammen. Das Gefüge der Grundmasse ist dann intergranular. Stellenweise hat eine flächenhafte Karbonatisierung des Gesteins stattgefunden.

In den Meta-Basaniten treten reichlich ehemals spinellperidotitische Mantelxenolithe (Meta-Lherzolithe) auf (Abb. 10), vereinzelt auch Pyroxenite (Meta-Websterite). Die ehemaligen Lherzolithe bestehen aus z.T. erhalten gebliebenem, frischem Chromdiopsid (Anh. Tab. 8.1) sowie aus einem weiteren Pyroxen (wahrscheinlich Orthopyroxen) und Olivin. Letztere sind vollständig durch Chlorit, Kalzit und Quarz verdrängt worden. Als weitere Mineralkomponente kommen hellbraune, bis 5 mm große Chromspinelle (Picotite) hinzu (Abb. 11), die z.T. symplektitisch mit den übrigen Mineralen verwachsen sind. Die Chromspinelle sind durch die für Lherzolithe typischen hohen Al-Gehalte gekennzeichnet (Abb. 12, Anh. Tab. 8.1). Die ehemaligen Websterite setzen sich aus frischem Klinopyroxen, untergeordnet aus Pseudomorphosen nach Olivin und Orthopyroxen zusammen.



Abb. 9. Meta-Basalt der Oberdevon-Phase im Dünnschliff (X Pol). Klinopyroxen-Einsprenglinge (verschiedene Farben) und durch Kalzit verdrängter Olivin-Einsprengling (unten links) in einer Grundmasse aus frischen Klinopyroxenen und ehemaligem Glas. Pinge westlich Straße Wirbelau-Runkel, 1,5 km östlich Eschenau, Lahnmulde (Probe 31694b).

Meta-Alkalibasalte

Die Meta-Alkalibasalte sind fast immer aphyrisch und weisen ein hyalopilitisches oder hyaloophitisches bis intergranulares Gefüge auf. Sie bestehen aus albitisierten Plagioklasleisten und oft prismatischem Klinopyroxen. Beide wurden oft stark durch Sekundärminerale (Chlorit, Serizit, Kalzit und Quarz) verdrängt. Magnetit, häufig in Leukoxen umgewandelt, mitunter auch etwas Biotit füllen den Interstitialraum. Hinzu kommen unterschiedliche Mengen an Chlorit, der winzige Titanitaggregate umschließt. Kleine Bruchstücke bräunlich gefärbter Chromspinell-Xenokristalle, wie sie für die Meta-Basanite und dazugehörigen Metavulkanitklastite der Oberdevon-Phase typisch sind, treten vereinzelt auf. Die Laven führen in der Regel zahlreiche mit Kalzit gefüllte Gasblasen, ein Indiz für eine bei der Effusion relativ geringe Wasserüberdeckung.

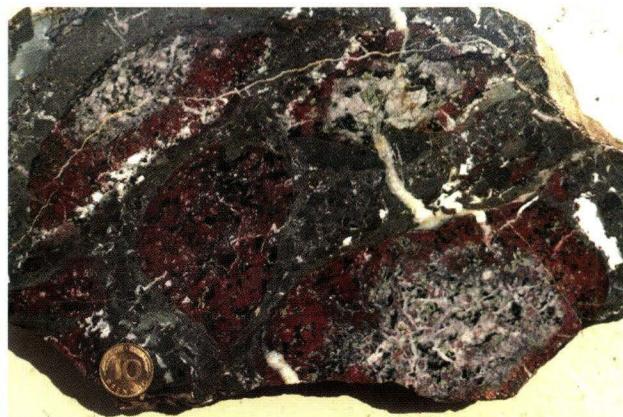


Abb. 10. Karbonatisierte spinellperidotitische Mantelxenolithe (Meta-Lherzolithe) in einem Meta-Basalt der Oberdevon-Phase. Taleinschnitt 1 km SW Dernbach, Dillmulde.

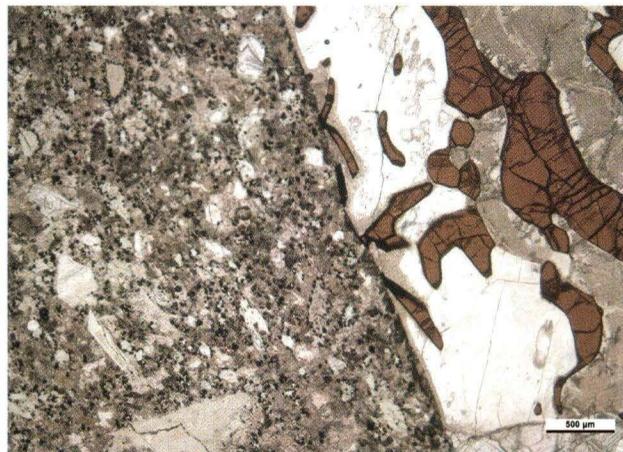


Abb. 11. Meta-Basalt (links) der Oberdevon-Phase mit Mantelxenolith (rechts) im Dünnschliff (II Pol.). Ehemalige Klinopyroxen-, Olivin- und Amphibol-Einsprenglinge des Meta-Basalts durch Chlorit verdrängt, ehemals glasige Grundmasse chloritisiert und karbonatisiert. Mantelxenolith (Meta-Lherzolithe) aus chloritisiertem Olivin (hellgrün), karbonatisiertem Pyroxen (grau) und frischem Chromspinell (braun). Felsanschnitt Nordhang Salzbdetal, östlicher Ortsausgang Bad Endbach, Dillmulde (Probe 30555a).

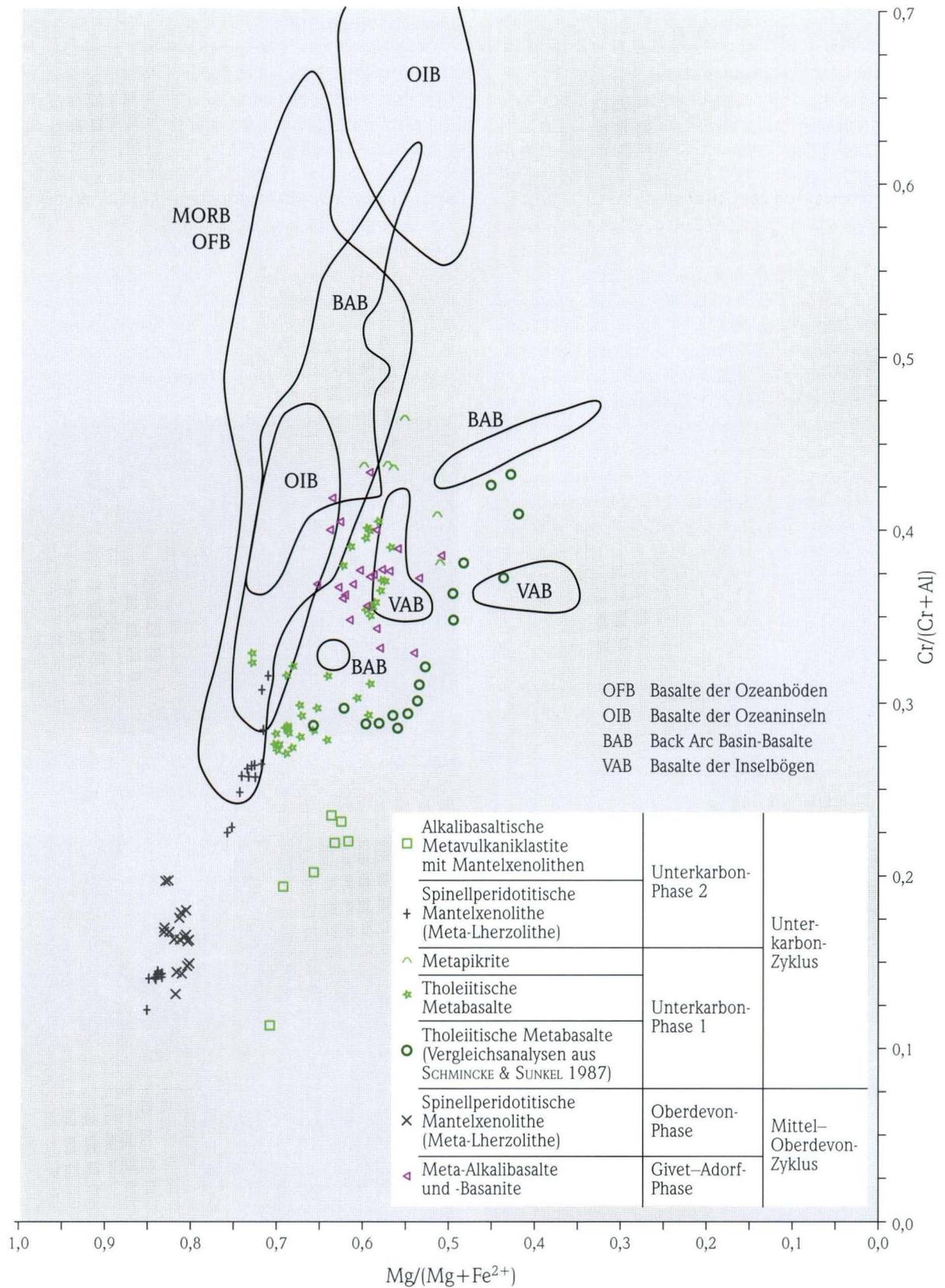


Abb. 12. Zusammensetzung der Chromspinelle von Metabasalten und spinellperidotitischen Mantelxenolithen (Meta-Lherzolithe) der Dillmulde im Vergleich mit Chromspinellen aus verschiedenen geotektonischen Positionen (DICK & BULLEN 1984, BARNES & ROEDER 2001).

Basanitische Metavulkaniklastite mit Mantelxenolithen

In den basanitischen Metavulkaniklastiten der Oberdevon-Phase sind die magmatisch entstandenen Minerale z.T. erhalten geblieben. Schon im Handstück fallen zahlreiche frische, cm-große Klinopyroxen- und Amphibol-Kristalle auf (Einsprenglinge und stark korrodierte Xenokristalle). Lokal treten reichlich ehemals spinellperidotitische Mantelxenolithe auf, die z.T. Durchmesser von über 10 cm erreichen.

Bei den Klinopyroxenen handelt es sich um Augite bis Endiopside (Abb. 6, Anh. Tab. 8.1), bei den Amphibolen um „Basaltische Hornblende“. Beide sind jedoch oft völlig durch Chlorit, z.T. auch durch Kalzit verdrängt worden. Die ehemaligen Olivin-Einsprenglinge liegen generell als Pseudomorphosen (Chlorit, Kalzit) vor. Hinzu kommen bis zu 1 mm große, bräunliche Chromspinell-Xenokristalle. In der ursprünglich glasigen Grundmasse der Vulkaniklasten, die jetzt aus Chlorit und Leukoxen besteht, schwimmen vereinzelt albitisierte Plagioklasmikrolithe. Weiterhin sind zahlreiche winzige Magnetitoktaeder zu beobachten, die sich gleichmäßig über die Grundmasse verteilen. Der Gehalt an chloritgefüllten Gasblasen in den einzelnen Klasten ist gering. Die spinellperidotitischen Mantelxenolithe enthalten gelegentlich noch frische Chromdiopside und stets frische Chromspinelle. In den Pyroxeniten sind die Klinopyroxene erhalten geblieben. Olivin und Orthopyroxen liegen nur noch als Pseudomorphosen vor.

4.2 Unterkarbon-Zyklus

4.2.1 Unterkarbon-Phase 1

Tholeiitische Metabasalte

Die tholeiitischen Schmelzen der Unterkarbon-Phase 1 traten bei hohen Förderraten als Deckenergüsse am Meeresboden aus, bei abnehmender Förderung entstanden Pillowlaven. Der Gehalt an Gasblasen in den Lavaströmen ist überwiegend gering. Die meist dunkelgrünen Metabasalte führen in einer dichten Grundmasse ehemalige Olivin-Mikroeinsprenglinge. Die Pillowlaven gehen lokal in Pillowbrekzien, Pillowfragmentbrekzien und Hyaloklastite über.

Die petrographische Entwicklung der tholeiitischen Metabasalte hängt entscheidend von der Position innerhalb des Lavastromes ab. So entstand bei den Deckenlaven häufig an der Basis und am Top eine dünne, ursprünglich glasige Abschreckungszone, die aufgrund der sekundären Umwandlung in Chlorit und Leukoxen heller als das übrige Gestein erscheint. Bei den Pillowlaven waren die einzelnen Pillowschläuche ebenfalls von einer Glashaut umgeben, die beim submarinen Fließen der Schmelze immer wieder abplatzt und sich neu bildete. Die ehemals glasige, durch plötzliche Abschreckung des Magmas entstandene Rinde geht nach innen in eine etwas dunklere, ehemals tachylitische Zone über, die sich durch rasche Abkühlung bildete. In dieser Zone konnten sich neben dem vulkanischen Glas schon winzige Kristallmikrolithe entwickeln. Die ehemaligen Olivin-Mikroeinspreng-

linge heben sich in diesen feinkörnigen Gesteinstypen besonders deutlich ab. Im unteren Teil mächtiger Abkühlungseinheiten dagegen wird aufgrund der zunehmenden Korngröße des Gesteins das typische mikroporphyrische Gefüge undeutlicher, und es stellt sich zunehmend ein ophitisches Gefüge ein. Eine Unterscheidung der dann relativ grobkörnigen, massigen Gesteine von den tholeiitischen Metadoleriten ist bei ungünstigen Aufschlussverhältnissen nicht mehr möglich.

Die häufig agglomerierten, ehemaligen Olivin-Mikroeinsprenglinge bestehen jetzt aus Chlorit, der selbst wiederum häufig vollständig durch Kalzit, z.T. auch etwas Quarz verdrängt wurde (Abb. 13). Die idiomorphen, meist gedrungenen Kristalle mit einer Größe zwischen 0,5 und 3 mm enthalten zahlreiche, winzige Chromspinelle (Abb. 12, Anh. Tab. 8.1). Diese sind überwiegend Al-reicher als diejenigen aus den Meta-Alkalibasalten und -Basaniten der Givet-Adorf-Phase.

In der Grundmasse der tholeiitischen Metabasalte bildet der Plagioklas leistenförmige Kristalle. Sie sind z.T. frisch und dann zonar gebaut, mit verbliebenen An-Gehalten bis über 50 Mol-%, z.T. aber getrübt und weitgehend albitisiert oder durch Kalifeldspat ersetzt worden. Verdrängungen durch weitere Sekundärminerale, besonders Chlorit und Serizit, treten verbreitet auf. Oft liegen „gefüllte“ Plagioklase vor.

Die Klinopyroxene bilden Bündel aus dünnen säuligen Kristallen, die z.T. über 1 mm lang werden. In den größeren Gesteinen sind sie oft mehrere Millimeter groß, meist xenomorph mit rundlichem Umriss und umschließen kleinere Plagioklase (ophitisches Gefüge). Es handelt sich um Salite bis Titanaugite, z.T. um Ferroaugite (Abb. 6, Anh. Tab. 8.1). Eine unterschiedlich starke Verdrängung durch Chlorit hat häufig stattgefunden. Neben den erhalten gebliebenen Klinopyroxenen ist mitunter ein weiterer Pyroxen zu beobachten, der jedoch ausschließlich als Chloritpseudomorphose vorliegt (Pigeonit oder Orthopyroxen?).



Abb. 13. Tholeiitischer Metabasalt der Unterkarbon-Phase 1 im Dünnschliff (II Pol.). Agglomerierte chloritisierte und durch Kalzit verdrängte Olivin-Mikroeinsprenglinge in einer Grundmasse aus albitisiertem Plagioklas und chloritisiertem Pyroxen. Weganschnitt 130 m östlich Schacht Grube Ölberg, 1,5 km nördlich Oberschedl, Dillmulde (Probe 29035).

Apatit tritt akzessorisch meist in dünnen säuligen Kristallen auf. Der Opakanteil besteht aus Titanomagnetit, der häufig in Leukoxen umgewandelt wurde. Der übrige Interstitialraum wird von Chlorit, Kalzit, Albit und Leukoxen, selten zusätzlich von Prehnit und Pumpellyit eingenommen. Das Gefüge der Grundmasse ist bei den feinkörnigen Metabasalten hyaloophitisch bis intergranular. Die größeren Gesteine sind ophitisch entwickelt.

Tholeiitische Metadolerite

Die zur Unterkarbon-Phase 1 gehörenden Metadolerite stecken als subvulkanische Lagergänge vorwiegend in den Sedimentgesteinen des Oberdevons, z.T. auch des Mitteldevons oder treten innerhalb der effusiven Metabasalte des Unterkarbons auf. Bei Lagergängen mit größeren Mächtigkeiten (bis über 100 m) hat in situ eine Kristallfraktionierung stattgefunden, die im unteren Teil der Intrusionen zur Anreicherung von Olivin und damit vielfach zur Bildung von pikritischen Metadoleriten bis -pikriten führte. Durch gleichzeitige Anreicherung der fluiden Phase im oberen Viertel der Lagergänge entstanden dort sehr grobkörnige Gesteine, während sich in Kontaktnähe zum Nebengestein durch die rasche Abkühlung der Schmelze eine feinkörnige Zone (Abschreckungszone) entwickelte.

Der primäre Mineralbestand der Metadolerite setzt sich aus Plagioklas, Klinopyroxen, Olivin (pseudomorph), Apatit, Titanomagnetit und Ilmenit zusammen. Als Sekundärminerale treten Chlorit, Albit, Analcim, Prehnit, Pumpellyit, Kalzit, Serizit, Epidot, Talk, Quarz, Titanit und Magnetit auf. Meist ist das für Dolerite typische ophitische Gefüge entwickelt, wobei große xenomorphe Klinopyroxene kleinere hypidiomorphe bis idiomorphe Plagioklase umschließen.

Der überwiegende Teil der Plagioklase ist getrübt und unterschiedlich stark durch Chlorit, Serizit, Analcim, Prehnit, Kalzit, Albit und Kalifeldspat verdrängt worden, wobei besonders die Kristallzentren betroffen sind („gefüllte“ Plagioklase). Letzteres deutet auf einen ehemaligen Zonarbau hin, wie er bei wenigen Vorkommen mit nahezu frischen Plagioklasen nachgewiesen werden kann. Die An-Gehalte erreichen dort bis zu 64 Mol-% (Anh. Tab. 8.1). Bei den Klinopyroxenen handelt es sich um Salite bis Ferrosalite (Abb. 6, Anh. Tab. 8.1). In den besonders grobkörnigen Bereichen im oberen Teil der Lagergänge sind – analog zu den Metadoleriten der Givet-Adorf-Phase – die Randzonen der Kristalle Na-haltig und dadurch grünlich gefärbt. Die Klinopyroxene sind meist nur geringfügig durch überwiegend Chlorit verdrängt worden. Neben völlig frischen Klinopyroxenen sind z.T. auch vollständig durch Chlorit ersetzte Kristalle zu beobachten, die in gleicher Weise wie die frischen Klinopyroxene ophitisch mit Plagioklas verwachsen waren. Dabei könnte es sich um Pseudomorphosen nach Orthopyroxen handeln. Olivin wurde völlig durch Chlorit ersetzt, wobei z.T. noch die charakteristische Maschenstruktur erkennbar ist. Eingeschlossene Chromspinelle (Picotite) sind aufgrund der starken Fraktionierung des Olivins

nur sehr selten zu beobachten. Biotit tritt, ebenso wie brauner Amphibol, in geringen Mengen und nur in wenigen Vorkommen auf. Apatit ist akzessorisch in allen Metadoleriten mit stark wechselnden Anteilen vorhanden. Die primäre Erzkomponente besteht zum größten Teil aus meist entmischem Titanomagnetit, der mit zunehmender Größe eine Tendenz zu skelettartigem Wachstum zeigt.

Metapikrite

Die grünscharzen, ultramafischen Kumulatgesteine bilden Lagergänge in den oberdevonischen Sedimentgesteinen, die eine streichende Erstreckung bis weit über 1 km erreichen und über 100 m mächtig werden, oder sie treten als größere intrusive Massen in den effusiven Vulkanitabfolgen des Unterkarbons auf. Im unteren Teil mächtiger doleritischer Lagergänge haben sich darüber hinaus durch Absinken des Olivins Pikrite gebildet, die zum Hangenden hin in pikritische Metadolerite übergehen. Hierbei nimmt der Plagioklasanteil stetig zu, der Gehalt an Olivin ab.

Neben Olivin, Klinopyroxen, Amphibol und Plagioklas treten als weitere Primärminerale Biotit, Apatit und Magnetit auf. Als Sekundärminerale kommen Serpentin, Chlorit, Prehnit, Talk und Magnetit hinzu.

Ausschließlich in den Metapikriten ist noch frischer Olivin zu finden und erreicht dort als häufigste Mineralphase zwischen 60 und 70 Vol-%. Die idiomorphen farblosen Kristalle weisen keinerlei Zonarbau auf. Nach den ermittelten Mg-Gehalten (Fo 82–84) handelt es sich um Chrysolith (Anh. Tab. 8.1). Der Olivin enthält häufig kleine, Cr-reiche Chromspinelle (Abb. 12). Er wird poikilitisch von Plagioklas, Klinopyroxen, Amphibol, selten von Biotit umschlossen. Eine unterschiedlich starke, von den Sprüngen und Kristallrändern ausgehende Umwandlung in Serpentin unter Abscheidung winziger Magnetite ist stets vorhanden. Die Klinopyroxene sind immer xenomorph, wobei Kristallgrößen bis zu 10 mm erreicht werden. Die Zentren der zonar gebauten Kristalle bestehen aus Endiopside, die Ränder aus Augit (Abb. 6, Anh. Tab. 8.1). Die Klinopyroxene werden häufig homoachsal von kräftig rotbraunem Amphibol (Kaersutit) umwachsen oder randlich verdrängt. In den Metapikriten liegt der Gehalt an Plagioklas deutlich unter 10 Vol-% mit An-Gehalten zwischen 60 und 70 Mol-%. Meist sind die Plagioklase jedoch vollständig durch Prehnit verdrängt worden, der von winzigen Leukoxenkörnern durchstäubt ist und daher nahezu opak erscheint. Der verbliebene Zwickelraum des Gesteins wird von Biotit (Ti-reich), Apatit, Magnetit, Chlorit und Talk eingenommen.

4.2.2 Unterkarbon-Phase 2

Alkalibasaltische Metavulkaniklastite mit spinellperidotitischen Mantelxenolithen

Die als Pillowfragmentbrekzien anzusprechenden, grau- bis dunkelgrünen Gesteine sind stark alteriert und geschiefert. In



Abb. 14. Karbonatisierter spinellperidotitischer Mantelxenolith (Meta-Lherzolith) aus der alkalibasaltischen Pillowfragmentbrekzie der Unterkarbon-Phase 2 (links) im Vergleich zu einem Lherzolith-Xenolith aus der Eifel (Quartär, oben). Aufgel. Steinbruch Westhang Rumpelsberg 500 m NNE Oberscheld und Dreiser Weiher-Maar (West-Eifel, aus SCHMINCKE 2000).

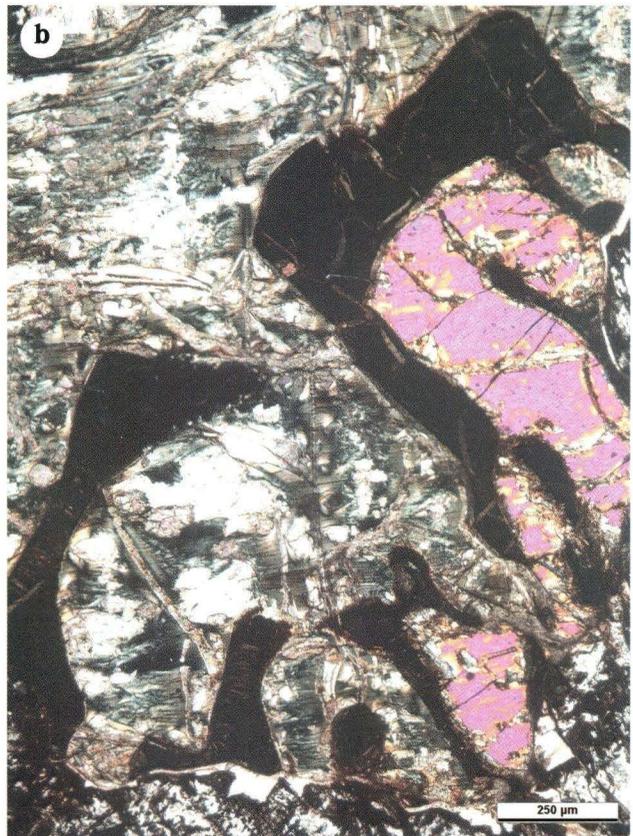


Abb. 15. Spinellperidotitischer Mantelxenolith (Meta-Lherzolith) der Unterkarbon-Phase 2 im Dünnschliff. Taleinschnitt westlich Weibachtal, 1 km nördlich Bicken, Dillmulde (Probe 10091c). **a.** Frische Chromdiopside (weiß), frische Chromspinelle (hellbraun) und chloritisierte Olivine (hellgrün). II Pol. **b.** X Pol.

einer hyaloklastischen Matrix treten isolierte Minipillows und zahlreiche Pillowbruchstücke auf, die einen relativ hohen Anteil an Kalzit gefüllten Gasblasen aufweisen. Selten sind auch einzelne größere Pillowschläuche mit einem Durchmesser bis zu 0,5 m zu beobachten. Der Interpartikelraum ist mit Kalzit zement gefüllt.

Die einzelnen Vulkaniklasten enthalten stets ehemalige Olivin-Mikroinsprenglinge, die vollständig durch Chlorit, Kalzit, Quarz und Opakminerale verdrängt wurden. In den ehemaligen Olivinen sind reichlich winzige Chromspinnell-Kristalle vorhanden. Sie unterscheiden sich von denen in den tholeiitischen Metabasalten durch ihre vergleichsweise höheren Al-Gehalte (Abb. 12, Anh. Tab. 8.1).

Die Pillowfragmentbrekzien führen in der Dill-Mulde zahlreiche, stark karbonatisierte spinellperidotitische Mantelxenolithe (ehemalige Lherzolithe) mit einer Größe von wenigen

Zentimetern bis zu maximal 0,4 m (Abb. 14). Sie weisen ein granulares Gefüge auf. Hauptbestandteil der Xenolithe war Olivin mit 60–70 Vol-%. Die rundlichen, xenomorphen Kristalle sind 3–5 mm groß und generell durch Sekundärminerale, im Wesentlichen Kalzit, verdrängt worden. Auch die Pyroxene wurden oft vollständig zu Chlorit umgewandelt. Zwischen den Pseudomorphosen finden sich in einigen Proben jedoch weitgehend frische Klinopyroxene (Abb. 15), z.T. mit Relikten von Orthopyroxen-Entmischungslamellen (Anh. Tab. 8.1). Die Klinopyroxene gehören zu den Chromdiopsiden (Abb. 6, Anh. Tab. 8.1), die Orthopyroxene zu den Enstatiten bis Bronziten. Die Mantelxenolithe führen relativ Al-reiche Chromspinnelle (3–5 Vol-%), die als größere xenomorphe Kristalle vorliegen oder symplektitisch mit ehemaligem Olivin und Pyroxen verwachsen sind.

5. Geochemie

5.1 Metavulkanite

Die Metavulkanite des Rheinischen Schiefergebirges sind postmagmatisch durch diagenetische Prozesse, evtl. auch durch eine synvulkanische Hydrothermalmetamorphose alteriert worden (HERRMANN & WEDEPOHL 1970, WEDEPOHL et al. 1983, SCHMINCKE & SUNKEL 1987, FLICK et al. 1990). Eine weitere Überprägung erfolgte während der variszischen Orogenese durch eine leichte Regionalmetamorphose (MEISL et al. 1982). Von der diagenetischen Alteration waren besonders die vulkaniklastischen Gesteine betroffen. Diese bestanden ursprünglich zu einem großen Teil aus vulkanischem Glas, das sehr empfindlich auf diagenetische Einflüsse reagiert. Hinzu kommen die gute Permeabilität und die große Oberfläche dieser klastischen Gesteine. Bereits HENTSCHEL (1951) hat auf die „Palagonitisierung der submarinen Tuffe“ hingewiesen. Die vulkaniklastischen Gesteine eignen sich aus diesen Gründen nur sehr eingeschränkt für eine geochemische Betrachtung. Sie werden im Folgenden nur herangezogen, wenn keine entsprechenden Laven oder Intrusiva zur Verfügung stehen, wie es bei den Produkten der Unterkarbon-Phase 2 der Fall ist.

Die sekundäre Alteration hat aber auch bei den Laven und Intrusiva zu weitreichenden Veränderungen des magmatisch entstandenen Mineralbestandes geführt (Kap. 4), die folglich bei der geochemischen Zusammensetzung der Gesteine erkennbar werden (Anh. Tab. 8.2). So wurde der K_2O -Gehalt der Basalte stark erhöht, wenn sie längere Zeit als in den Meeresraum ragende Vulkanbauten dem Meerwasser exponiert waren (SCHMINCKE & SUNKEL 1987). Daraus erklären sich die sog. Kalispilite (LEHMANN 1949), die besonders in der Lahnmulde verbreitet sind. Die Na_2O -Gehalte sind ebenfalls verändert worden. Sie hängen vom Gesteins-/Wasser-Verhältnis ab

(THOMPSON 1983). In kompakten Vulkaniten kommt es zur Na-Anreicherung, bei permeablen und lange dem Meerwasser exponierten Gesteinen zur Na-Abreicherung. Weiterhin wurden Si, Ca und Fe in der Regel abgereichert. Die Mobilisierung dieser Elemente führte zur Entstehung der Roteisenvererzung vom Typ Lahn-Dill an der Grenze Mittel-/Oberdevon und zur Bildung von Eisenkiesel im Unterkarbon. Mg wurde überwiegend abgereichert, bei starker Chloritisierung der Vulkanite aber z.T. extrem angereichert. Al wurde oft nur geringfügig abgereichert, d.h. höhere Gehalte sind für feldspatreiche Gesteine kennzeichnend.

Die Hauptelemente sind demnach, mit Ausnahme von TiO_2 und P_2O_5 , so stark verändert worden, dass die Vulkanite nicht mehr mit dem von der INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES (2000) empfohlenen TAS-Diagramm (Gesamtalkalien gegen SiO_2 , LEMAITRE 2002) klassifiziert werden können. Zur magmengenetischen Unterscheidung müssen daher die als weitgehend immobil geltenden inkompatiblen Elemente Ti, P, Nb, Y, Zr, Hf, Ta, Th und die Seltenen Erden Elemente (SEE) sowie die teilweise stabilen Elemente Ni, Cr und V herangezogen werden. Eine gewisse Mobilität dieser beiden Elementgruppen wird in der relativ starken Streuung der einzelnen Proben in den verschiedenen Diskriminationsdiagrammen sichtbar (Abb. 16a–c und 17a, b). Die Leichten Seltenen Erden Elemente (LSEE) sind wohl generell etwas zu niedrig, da sie stärker von der Alteration der Gesteine betroffen waren als die Schweren Seltenen Erden Elemente (SSEE), erkennbar an einer geringeren Steigung der chondritnormierten Verteilungskurven (Abb. 18).

Die paläozoischen Vulkanite des Rheinischen Schiefergebirges lassen sich über die Elementverhältnisse Zr/TiO_2 gegen Nb/Y (WINCHESTER & FLOYD 1977) klassifizieren (Abb. 16a).

Die Givet–Adorf-Phase des Mittel–Oberdevon-Zyklus ist dabei durch eine Differenzierungsreihe alkalischer Gesteine gekennzeichnet, die mit zunehmender Anreicherung von Nb und vor allem Zr von schwach ankaramitischen Meta-Alkalibasalten über feldspatreiche Meta-Alkalibasalte, -Trachybasalte, -Trachyandesite bis hin zu hoch differenzierten Metatrachyten und

peralkalischen Metarhyolithen reicht. Dieser Trend wird u.a. auch bei den Elementverhältnissen zwischen TiO_2/Zr und Ni/Zr deutlich (Abb. 17a, b). Das Nb/Y-Verhältnis reicht bei den Meta-Alkalibasalten, -Basaniten und -Trachybasalten von 1,1 bis 4,0 (Mittelwert 2,0), das La/Yb-Verhältnis von 7 bis 29 (Mittelwert 19). Die große Spanne ist nicht ausschließlich primär,

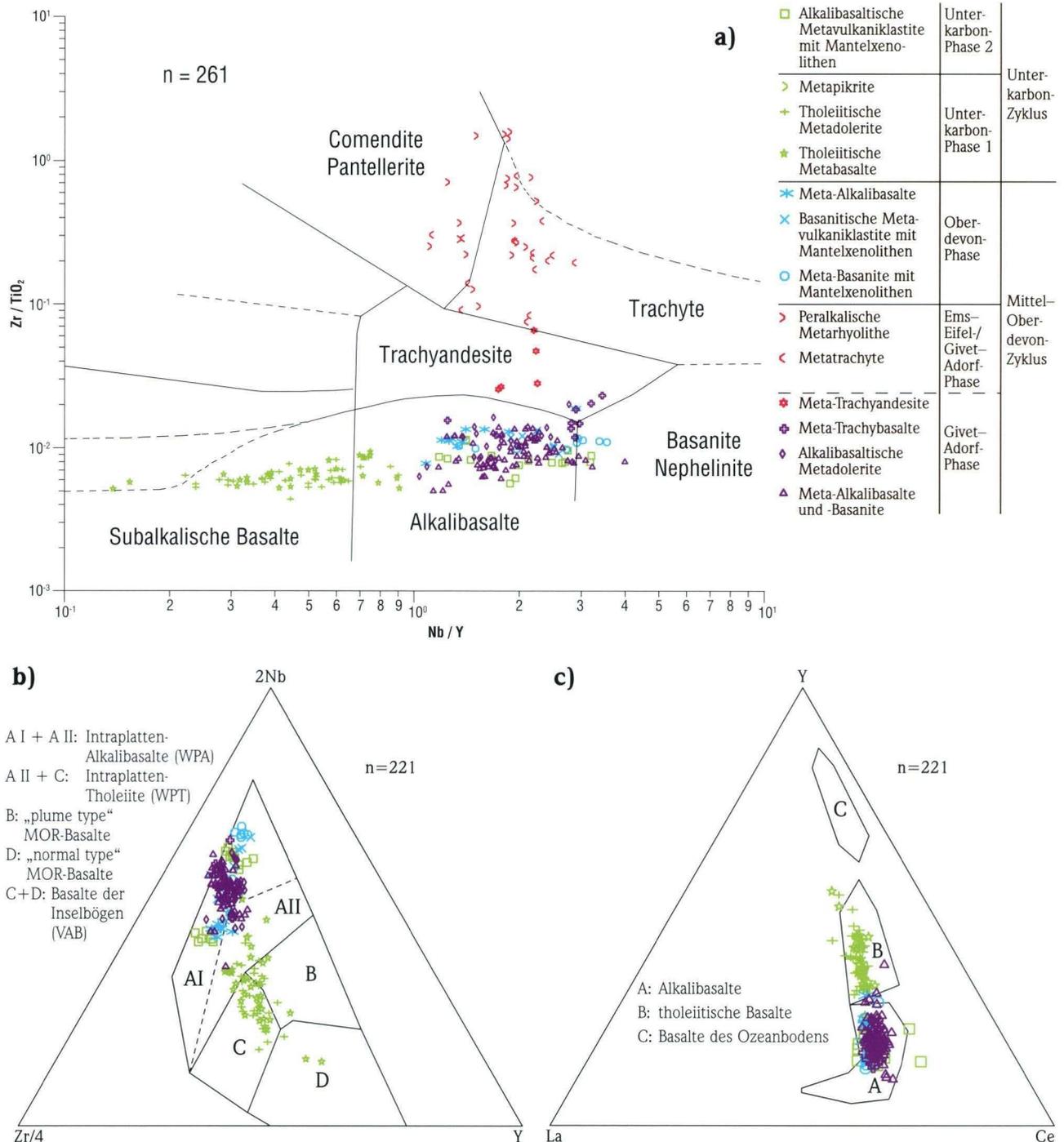


Abb. 16. Klassifikation, Magmatyp und geotektonische Position der Metavulkanite in der Lahn- und Dill-Mulde sowie der Waldecker Mulde. **a:** Zr/TiO_2 - Nb/Y -Diagramm von WINCHESTER & FLOYD (1977). **b:** Nb - Zr - Y -Diagramm von MESCHÉDE (1986). **c:** Y - La - Ce -Diagramm von RICCI & SABATINI (1978).

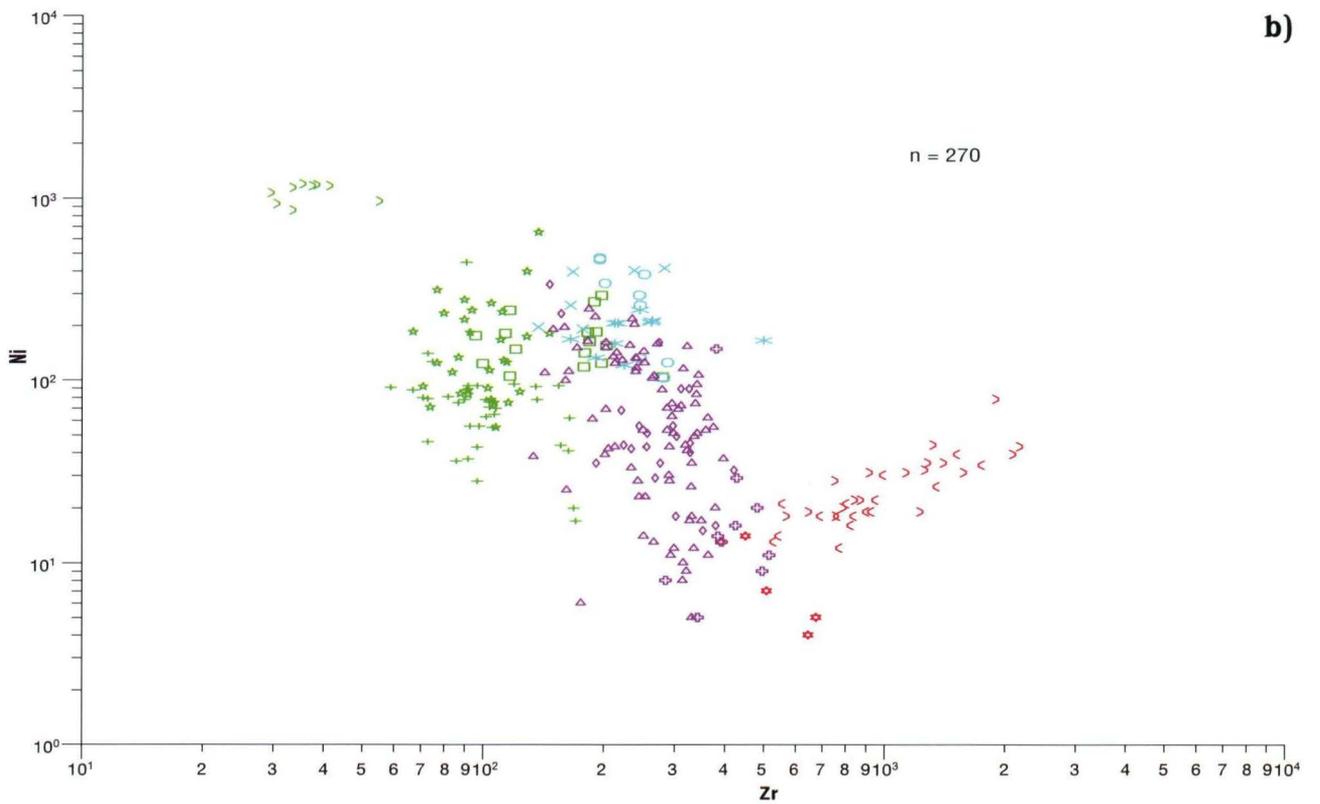
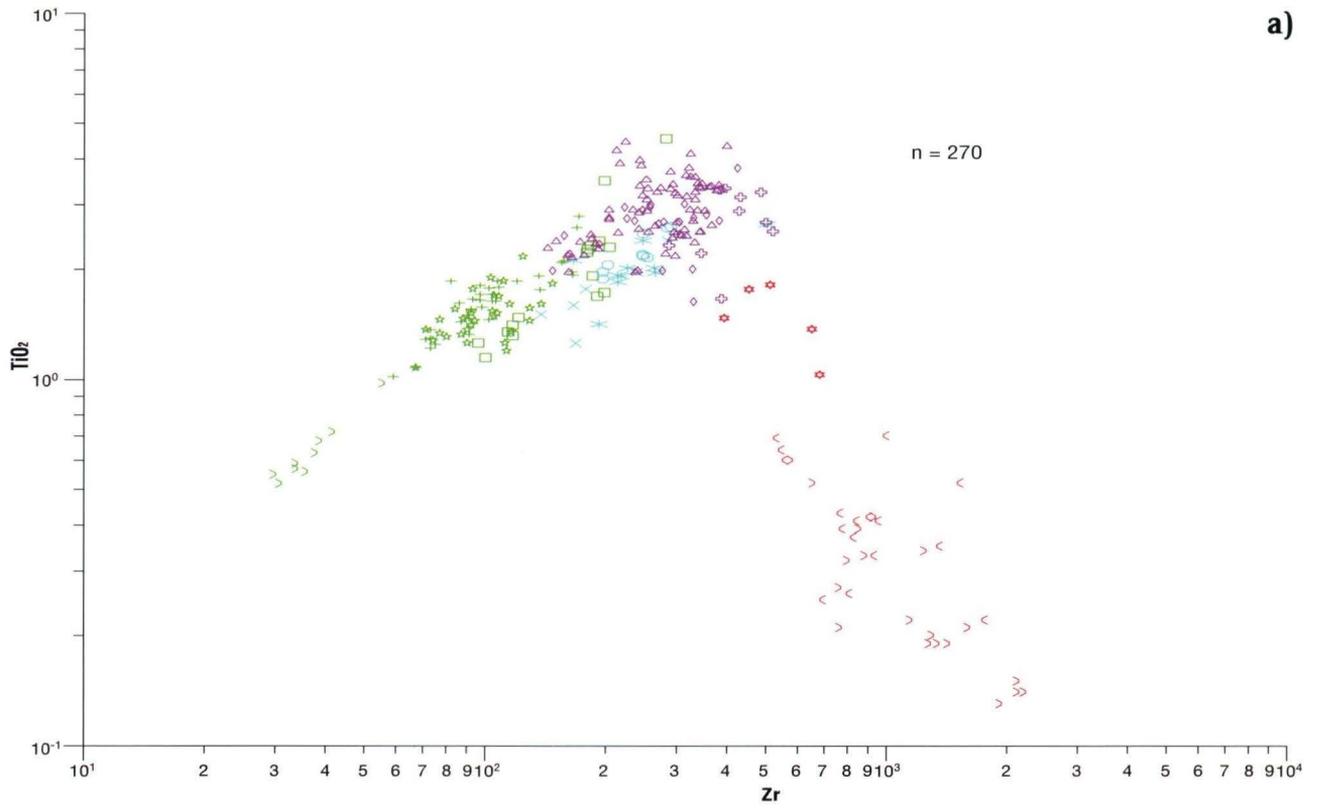


Abb. 17. Metavulkanite der Lahn- und Dill-Mulde sowie der Waldecker Mulde (a) im TiO_2/Zr -Diagramm, (b) im Ni/Zr -Diagramm. Legende siehe Abb. 16.

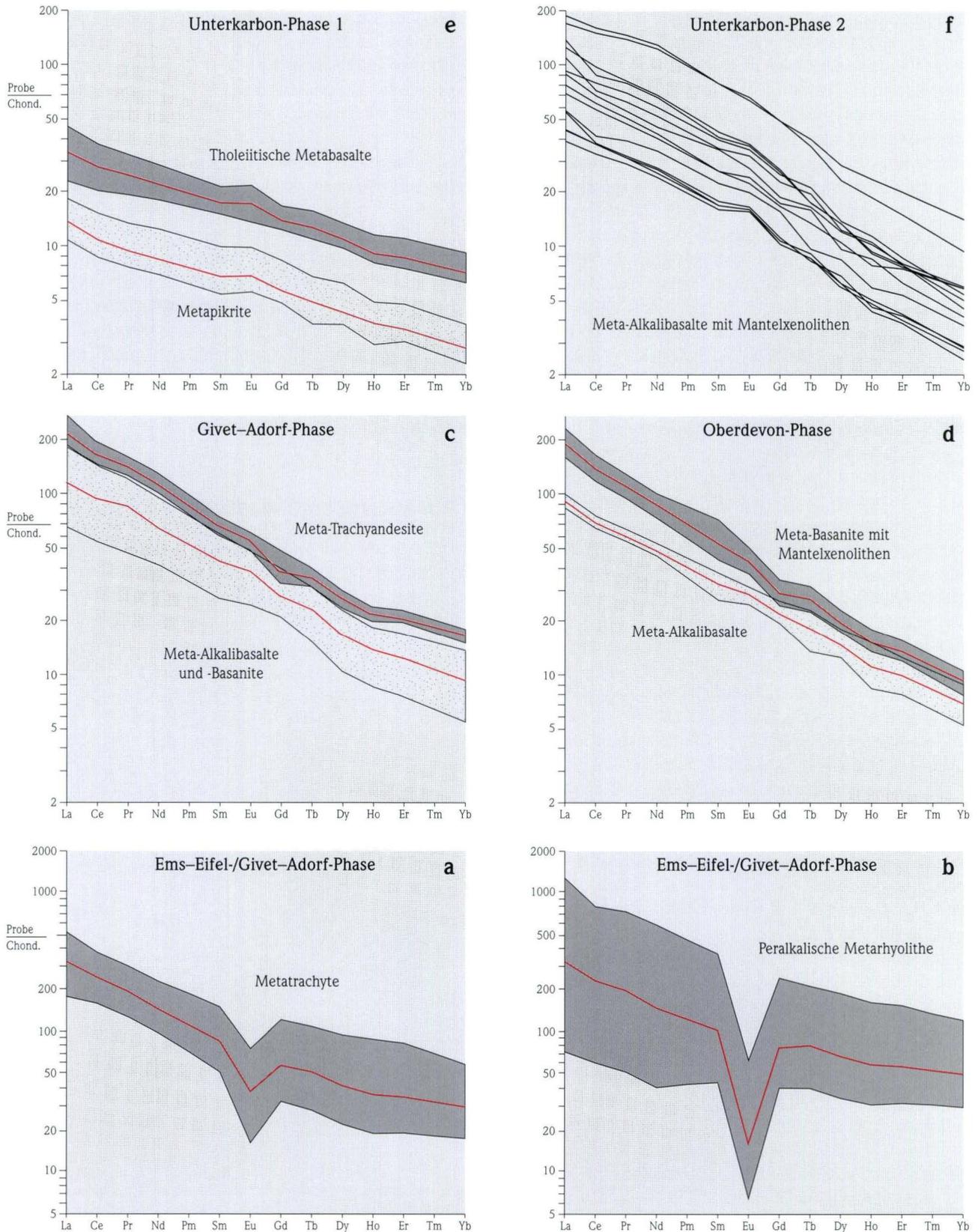


Abb. 18. Verteilung der Seltenen Erden Elemente (SEE) in den Metavulkaniten der Lahn- und Dill-Mulde sowie der Waldecker Mulde (normiert nach „recommended“ Chondrit, BOYNTON 1984).

sondern z.T. auf eine mehr oder weniger starke Mobilisation von Nb und Y, besonders aber von den LSEE zurückzuführen. Die Metabasalte der Givet–Adorf-Phase fallen in dem Nb-Zr-Y-Diagramm von MESCHÉDE (1986) in das Feld der Intraplatten-Alkalibasalte (Abb. 16b), in dem Y-La-Ce-Diagramm von RICCI & SABATINI (1978) in das Feld der Alkalibasalte (Abb. 16c).

Die Meta-Trachybasalte zeigen gegenüber den Meta-Alkalibasalten und -Basaniten bei den LSEE eine deutliche, bei den SSEE eine leichte Anreicherung. Dieser Trend verstärkt sich weiter bei den Meta-Trachyandesiten, die sich auch durch eine etwas ausgeprägtere negative Eu-Anomalie abheben (Abb. 18c).

Wesentlich höhere SEE-Gehalte weisen die Metatrachyte und peralkalischen Metarhyolithe auf, wobei die chondritnormierten Verteilungskurven durch eine geringe Steigung gekennzeichnet sind (Abb. 18a, b). Auffallend ist die überaus deutliche Eu-Anomalie, besonders bei den peralkalischen Metarhyolithen. Letztere zeigen z.T. eine außerordentlich starke Anreicherung der inkompatiblen Elemente.

Die posterosiv geförderten Metavulkanite der Oberdevon-Phase sind ausnahmslos basaltisch (Abb. 16a–c). Sie lassen sich in Meta-Alkalibasalte und in Meta-Basanite mit zahlreichen Mantelxenolithen unterscheiden (Kap. 4). Die Gesteine wurden aufgrund der geringen Mächtigkeiten der Vorkommen stärker durch Alterationsprozesse betroffen. Dies gilt in besonderem Maße für die primitiven Meta-Basanite der Waldecker Mulde, die nur aufgrund der zahlreichen Mantelxenolithe den entsprechenden Vulkaniten der Lahn- und Dillmulde zugeordnet werden können. Die Meta-Alkalibasalte der Oberdevon-Phase sind im Vergleich zu denen der Givet–Adorf-Phase nur wenig differenziert, erkennbar an den höheren Ni- und Cr-Gehalten sowie an den niedrigeren Gehalten an inkompatiblen Elementen (Abb. 17a, b, Anh. Tab. 8.2). Das Nb/Y-Verhältnis liegt – bedingt durch die stärkere Alteration der Vulkanite – zwischen 1,1 und 2,9 (Mittelwert 1,5), das La/Yb-Verhältnis zwischen 13 und 31, bei einem Mittelwert von 20 (Abb. 18d). Die primitiven Meta-Basanite weisen typischerweise hohe Ni- und Cr-Gehalte auf. Das Nb/Y-Verhältnis erreicht Werte bis 3,6 (Mittelwert 2,6), das La/Yb-Verhältnis liegt zwischen 9 und 35 (Mittelwert 25).

Im Unterschied zum Mittel–Oberdevon-Zyklus, der ausschließlich alkalische Metavulkanite aufweist, ist der Unterkarbon-Zyklus zum größten Teil durch tholeiitische Metabasalte gekennzeichnet (Abb. 16a–c), alkalibasaltische Gesteine treten mengenmäßig stark zurück. Die tholeiitischen Metabasalte sind nur wenig differenziert, mit entsprechend hohen Ni- und Cr-Gehalten (Anh. Tab. 8.2). Die Gehalte an inkompatiblen Elementen sind niedrig (Abb. 17a, b). Das Nb/Y-Verhältnis liegt zwischen 0,14 und 0,92 (Mittelwert 0,55), das La/Yb-Verhältnis zwischen 5 und 14 (Mittelwert 7). Die chondritnormierten Verteilungskurven der Gesteine sind entsprechend flach (Abb. 18e). Die magmengenetische Zugehörigkeit der Metapikrite zu den tholeiitischen Metabasalten wird durch den weitgehend parallelen Verlauf der Verteilungskurven deutlich.

Bei den jüngsten Gesteinen des Unterkarbon-Zyklus handelt es sich um alkalibasaltische Pillowfragmentbrekzien. Aufgrund ihrer vulkaniklastischen Entstehung sind sie z.T. extrem durch Alterationsprozesse überprägt und karbonatisiert worden. Dies gilt besonders für die Vorkommen in der Dillmulde, bei denen nur anhand der zahlreichen größeren spinellperidotitischen Mantelxenolithe belegt werden kann, dass die Gesteine aus primitiven Schmelzen hervorgegangen sind. Entsprechend groß ist die Streubreite der einzelnen Proben (Abb. 17a, b). Das gilt auch für die Elementverhältnisse. So reicht das Nb/Y-Verhältnis bei diesen ursprünglich geochemisch sehr homogenen Gesteinen von 1,2 bis 3,2 (Mittelwert 2,1), das La/Yb-Verhältnis von 14 bis 45 (Mittelwert 26). Dennoch lassen sie sich noch eindeutig den Alkalibasalten zuordnen (Abb. 16a–c). Bei der chondritnormierten Darstellung der SEE sind die Kurven aufgrund der mitunter starken Karbonatisierung und dem damit verbundenen Verdünnungseffekt nach unten parallel verschoben (Abb. 18f).

5.2 Mantelxenolithe (Meta-Lherzolithe)

Die in den Meta-Basaniten der Oberdevon-Phase und den alkalibasaltischen Pillowfragmentbrekzien der Unterkarbon-Phase 2 enthaltenen Meta-Lherzolithe sind durch eine starke Alteration und fast vollständige Karbonatisierung gekennzeichnet

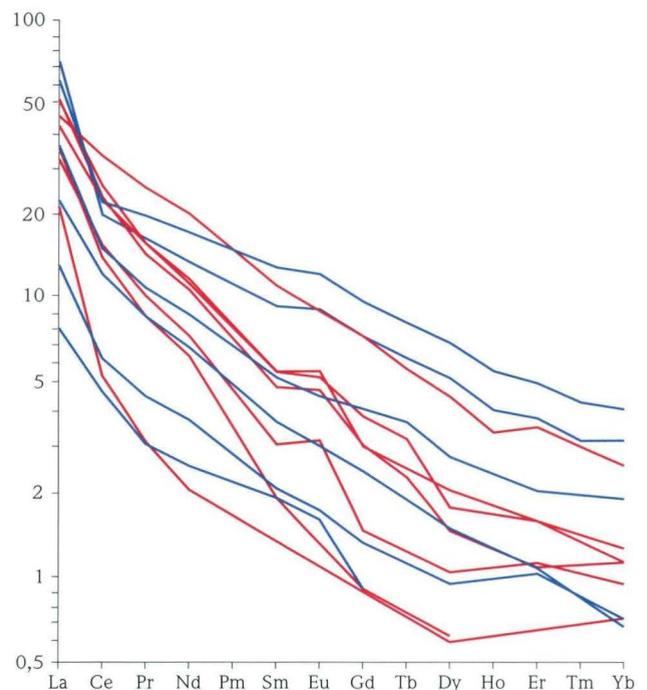


Abb. 19. Verteilung der Seltenen Erden Elemente (SEE) in den spinellperidotitischen Mantelxenolithen (Meta-Lherzolithen) aus den Meta-Basaniten der Oberdevon-Phase (blau) und aus den alkalibasaltischen Pillowfragmentbrekzien der Unterkarbon-Phase 2 (rot). Normiert nach „recommended“ Chondrit (BOYNTON 1984).

(Kap. 4). Diese Prozesse haben zu gravierenden Stoffverschiebungen geführt. Verstärkend hat sich dabei der große geochemische Kontrast zwischen den Erdmantelgesteinen und den sie umgebenden stark alkalischen Metabasalten ausgewirkt. Die Metabasalte zeigen eine deutliche Anreicherung an den inkompatiblen Elementen, die Mantelgesteine dagegen wiesen ursprünglich extrem niedrige Gehalte an diesen Elementen auf, bei gleichzeitig hohen Ni- und Cr-Gehalten. Die Alteration

hat in den Mantelxenolithen zu gewissen Angleichungsprozessen aufgrund dieses enormen Konzentrationsgefälles geführt (Anh. Tab. 8.3). So erreichen in einzelnen Proben z.B. Zr mit maximal 73 ppm, Y mit maximal 12 ppm und La mit maximal 24 ppm für Mantelgesteine deutlich zu hohe Werte. Die Cr-Gehalte schwanken zwischen 4347 und 825 ppm, die Ni-Gehalte zwischen 2832 und 358 ppm. Bei den chondritnormierten Verteilungskurven der SEE wird diese sekundäre An-

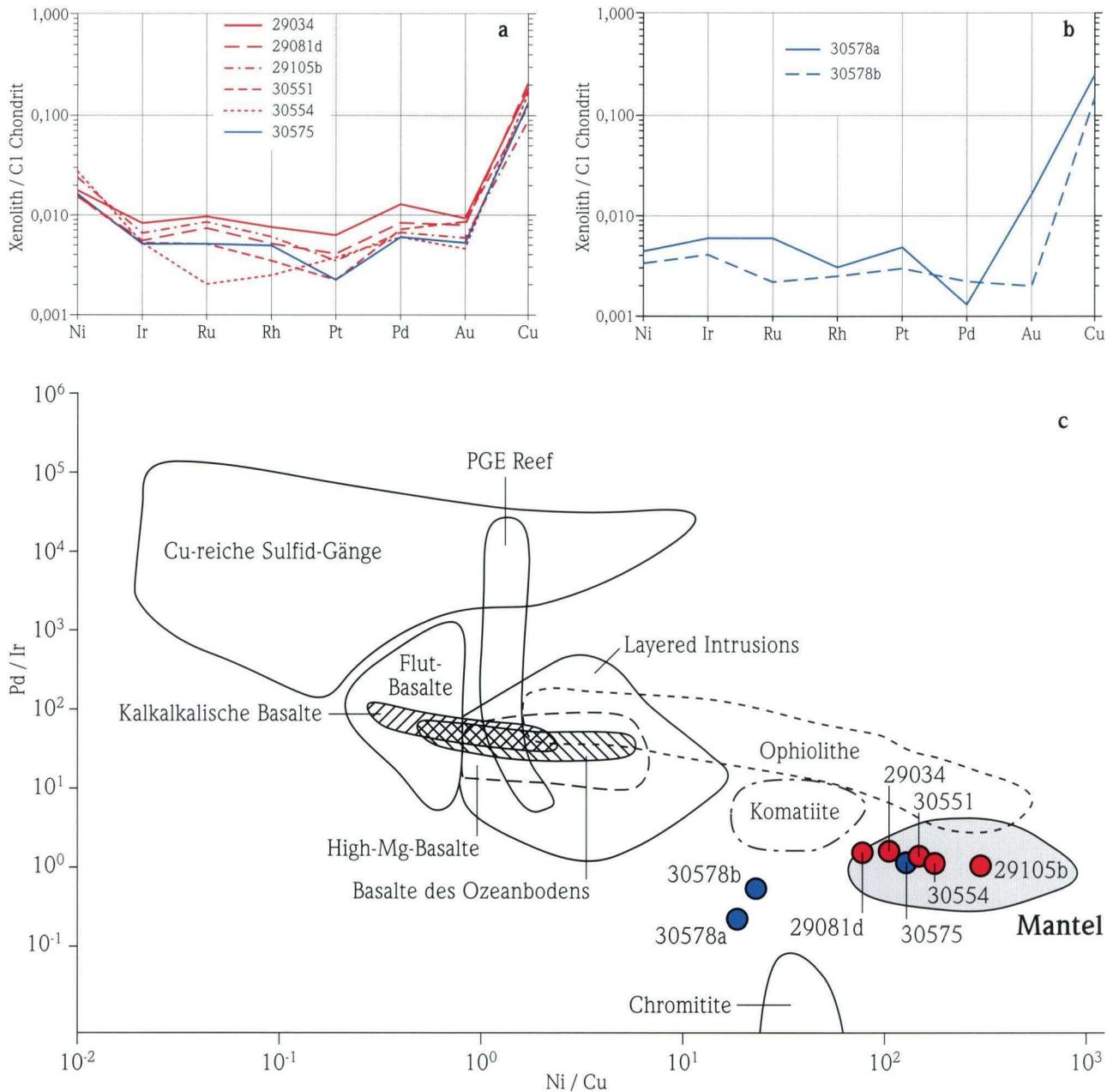


Abb. 20 a: Spinellperidotitische Mantelxenolithe (Meta-Lherzolithe) aus den Meta-Basalten der Oberdevon-Phase (blau) und aus den alkalibasaltischen Pillowfragmentbrekzien der Unterkarbon-Phase 2 (rot) im Chondrit C1-normierten Spidergramm (normiert nach NALDRETT 1989). **b:** Stärker alterierte Proben aus den Meta-Basalten der Oberdevon-Phase im Chondrit C1-normierten Spidergramm (normiert nach NALDRETT 1989). **c:** Meta-Lherzolithe aus den Meta-Basalten der Oberdevon-Phase (blaue Punkte) und aus den alkalibasaltischen Pillowfragmentbrekzien der Unterkarbon-Phase 2 (rote Punkte) im Pd/Ir-Ni/Cu-Diagramm von BARNES et al. (1988). Alle Analysen: B. Skerstrupp, Univ. Frankfurt a.M.

reicherung der inkompatiblen Elemente besonders deutlich (Abb. 19). Davon sind auch die als besonders immobil geltenden Schwere Seltenen Erden Elemente betroffen.

Die Elemente der Platingruppe (PGE) und die Gold-Gehalte dagegen haben sich als besonders stabil und immobil erwiesen (Tab. 1). So zeigen, mit Ausnahme von zwei Proben, die

Chondrit C1-normierten Verteilungskurven den für Mantelgesteine typischen U-förmigen Verlauf (Abb. 20a, b). Entsprechend fallen die untersuchten Proben der Meta-Lherzolithe, mit Ausnahme der zwei stärker alterierten Gesteine, in das Erdmantel-Feld (Abb. 20c, Tab. 1 und Anh. Tab. 8.3).

Tab. 1. Gehalte an Elementen der Platingruppe (PGE) und an Gold in den spinellperidotitischen Mantelxenolithen (Meta-Lherzolithen) der Dillmulde. Lage der Vorkommen in Abb. 3.

Probe	30575	30578a	30578b	29034b	29081d	29105b	30551	30554
Blatt	5217	5217	5217	5216	5216	5216	5216	5216
R-Wert	346479	346478	346478	345417	345606	345484	345417	345484
H-Wert	562464	562463	562463	562310	561878	562355	562310	562355
Alter	Oberdevon-Phase			Unterkarbon-Phase 2				
[ppb]								
Pt	2,4	4,9	3,0	6,3	4,2	3,6	2,3	3,8
Pd	3,2	0,7	1,2	7	4,6	3,7	3,9	3,3
Rh	1,0	*0,6	*0,5	1,5	1,0	1,2	0,7	*0,5
Ru	3,6	4,1	1,5	6,6	5,1	6,0	3,5	1,4
Ir	2,8	3,2	2,2	4,4	2,9	3,6	2,8	2,9
Σ PGE	13,0	13,5	8,4	25,8	17,8	18,1	13,2	11,9
Au	*0,8	2,4	*0,3	1,4	1,2	*0,9	1,3	*0,7

* Nachweisgrenzen: Pt 1,2 ppb, Pd 0,5 ppb, Rh 0,7 ppb, Ru 0,9 ppb, Ir 0,8 ppb, Au 1,0 ppb. Analytik: B. Skerstrupp, Univ. Frankfurt a.M.

6. Diskussion und Folgerungen

Die mittel- und oberdevonischen sowie die unterkarbonischen Metavulkanite des Rhenoharzynikums sind in den letzten 25 Jahren mehrfach unter magmengenetischen und geotektonischen Gesichtspunkten diskutiert und interpretiert worden. Eine erste Übersichtsarbeit unter diesen Aspekten erfolgte von MEYER (1981) und darauf fußend von WEDEPOHL et al. (1983), die über 80 Proben paläozoischer Metavulkanite aus dem Lahn–Dill-Gebiet, dem Sauerland und dem Harz analysierten. Die stratigraphische Zuordnung eines größeren Teils dieser Gesteinsproben ist jedoch fraglich. So wurden Metavulkanite des Unterkarbons vielfach ins Mittel- oder Oberdevon gestellt, z.T. auch umgekehrt. Die jeweils für das Lahn–Dill-Gebiet, das Sauerland und den Harz errechneten Durchschnittszusammensetzungen der Vulkanite sind darüber hinaus nicht aussagekräftig, da die Elementgehalte der devonischen Meta-Alkalibasalte mit den bis über 30 Mio. Jahre jüngeren tholeiitischen Metabasalten des Unterkarbons aufsummiert wurden. In der Lahnmulde wurden zusätzlich noch die MOR-Basalte an der Basis der Gießen-Decke eingerechnet. Da aus dem Lahn–Dill-Gebiet überwiegend tholeiitische Metabasalte des Unterkarbons sowie drei MOR-Basalte von der Basis der Gießen-Decke beprobt wurden und nur zwei Meta-Alkalibasalte des Devons, ergaben sich bei der Durchschnittszusammensetzung der Metavulkanite aus diesem Raum die geringen Gehalte an inkompatiblen Elementen. Die von WEDEPOHL et al.

(1983) gefolgerten Unterschiede der Magmenentwicklung im Lahn–Dill-Gebiet im Vergleich zum Sauerland und Harz resultierten somit aus der selektiven Probennahme und sind daher nicht genetisch begründet.

FLOYD (1982) ging von einer Zunahme der inkompatiblen Elemente und der Leichten Seltenen Erden Elemente (LSEE) vom Devon zum Unterkarbon aus. Die Analyseergebnisse aus den jetzt untersuchten Vulkanitproben der beiden vulkanischen Zyklen zeigen jedoch den gegenteiligen Trend (Kap. 5, Abb. 16a–c, 17a, b und 18). Geotektonisch interpretierte FLOYD (1982) das Rhenoharzynikum als eine Reihe ensialischer Back Arc Basins, die von einer flach nach Norden abtauchenden Subduktionszone unterfahren wurden. Gegen diese Deutung spricht die Zusammensetzung der Chromspinelle in den Olivin-Einsprenglingen der Metabasalte des Devons und Unterkarbons. Sie sind durch ein niedriges Cr/Cr+Al-Verhältnis gekennzeichnet (Abb. 12). Solche hohen Al-Gehalte der Chromspinelle sind nicht mit einem Inselbogen bzw. Back Arc-Bereich vereinbar, da dort der Erdmantel sehr stark verarmt ist und daher entsprechend wenig Aluminium enthält (DICK & BULLEN 1984, BARNES & ROEDER 2001).

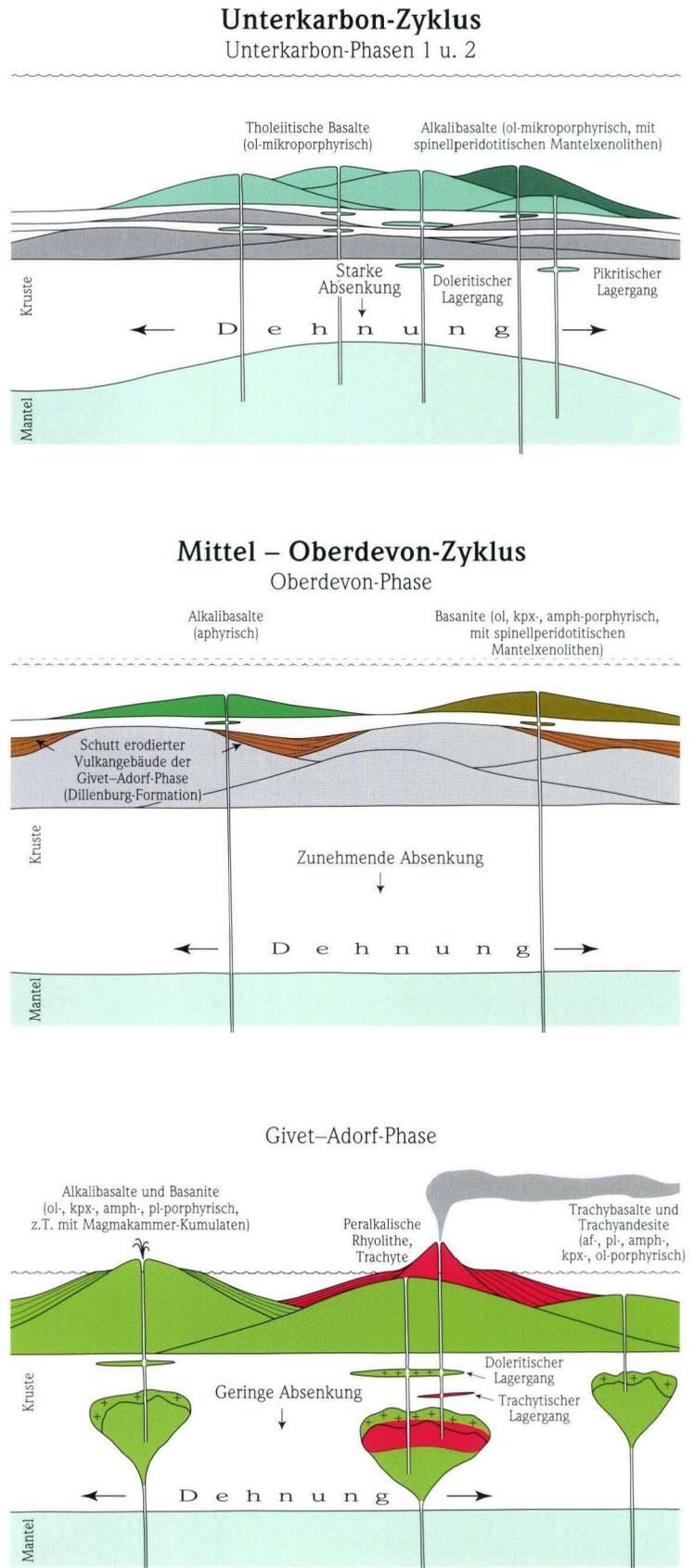
SCHMINCKE & SUNKEL (1987) und SCHMINCKE (1988) führten Untersuchungen in mitteldevonischen Vulkanitvorkommen östlich Dillenburg und in der unterkarbonischen Vulkanitabfolge im Steinbruch Herbornseelbach in der Dillmulde

durch. Die bei Dillenburg im Mitteldevon geförderten Magmen werden von einem angereicherten Mantel hergeleitet, wie er für heutige Intraplatten-Ozeaninseln typisch ist. Bei den unterkarbonischen Schmelzen wird von einer stärker verarmten heterogenen Mantelquelle ausgegangen, wie bei heutigen Ozeanrücken-Bereichen, die nahe großer Schmelzanomalien liegen (z.B. Island, Azoren). Betrachtet man jedoch den geologischen Zusammenhang, in dem die autochthonen paläozoischen Metavulkanite des Rheinischen Schiefergebirges stehen, erscheint eine Zuordnung dieser Gesteinsabfolgen zu einem ozeanischen Krustenmilieu fraglich. So zeigt sich bei geologischen Profilaufnahmen und in den zahlreichen, z.T. über 1000 m tiefen Lagerstättenbohrungen, dass die vulkanischen Gesteine in eine mächtige Sedimentgesteinsabfolge konkordant eingeschaltet sind bzw. von mehrere tausend Meter mächtigen klastischen Sedimentgesteinen unterlagert werden.

Ein Vergleich der Metabasalte des Rhenohertzynikums mit denen von SW England wurde von FLOYD (1995) vorgenommen, wobei besonders die allochthonen, mit Basalten Mittelozeanischer Rücken (MORB) vergleichbaren Gesteine im Vordergrund standen. Von den autochthonen Intraplatten-Basalten untersuchte er die Metabasalte des Oberdevons und Unterkarbons. Dabei stellte er fest, dass kein systematischer Wechsel in der Basaltzusammensetzung bei den Proben aus den Laven des Oberdevons (einige Proben aus dem Mitteldevon eingeschlossen) im Vergleich zu denen aus dem Unterkarbon zu beobachten sei. Lediglich eine Zunahme der Bedeutung von Alkalibasalten relativ zu den tholeiitischen Basalten wäre zu verzeichnen. In den hier vorliegenden Untersuchungen wurde das Gegenteil festgestellt. So treten im Oberdevon ausschließlich Meta-Alkalibasalte, z.T. sogar primitive Meta-Basanite mit Mantelxenolithen auf. Im Unterkarbon dagegen dominieren tholeiitische Metabasalte (Abb. 16–18).

Der paläozoische Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge, der mit längeren Unterbrechungen über einen Zeitraum von über 30 Mio. Jahren tätig war, lässt sich anhand seiner Magmenentwicklung in einen Mittel–Oberdevon-Zyklus und in einen Unterkarbon-Zyklus untergliedern (Abb. 21). Die vulkanischen Aktivitäten fanden auf dem passiven

Abb. 21. Modell zur Magmenentwicklung und zum Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge während des Mittel- und Oberdevons sowie des Unterkarbons.



südlichen Kontinentalrand des Old Red-Kontinents statt. Mehrere tausend Meter mächtige klastische Sedimentgesteinsabfolgen bilden das Unterlager der vulkanischen Gesteine. Die von einem flachen Schelfmeer bedeckte kontinentale Kruste war von einer zunehmenden Dehnungstektonik betroffen, verbunden mit einer Absenkung.

Der Mittel–Oberdevon-Zyklus setzte – wahrscheinlich nach einer vom höchsten Unterdevon bis ins unterere Mitteldevon reichenden Vorläuferphase aus vermutlich anatektischen Schmelzen trachytischer und rhyolithischer Zusammensetzung – mit der Givet–Adorf-Phase in der unteren Givet-Stufe ein. Diese reichte mit mehreren Unterbrechungen bis ins tiefe Oberdevon. Alkalibasaltische bis basanitische Magmen stiegen während dieses Zeitraumes nicht unmittelbar aus dem Erdmantel auf, sondern wurden durch unterschiedlich langes Verweilen in Magmakammern infolge von Kristallfraktionierung mehr oder weniger stark verändert. Dabei entstand eine vollständige Differenzierungsreihe, die von schwach ankaramitischen, d.h. mit mafischen Einsprenglingen angereicherten Magmen, über trachybasaltische und trachyandesitische bis hin zu hoch differenzierten trachytischen Schmelzen reichte. Die ebenfalls geförderten rhyolithischen Magmen waren z.T. extrem alkalisch und generell von einer starken Feldspatfraktionierung betroffen, erkennbar an der sehr ausgeprägten negativen Eu-Anomalie (Abb. 18b). Sie sind durch fortgeschrittene Kristallfraktionierung, verbunden mit einer mehr oder weniger starken Assimilation von Krustengesteinen, entstanden (REAGEN et al. 2003).

Zu Beginn des Oberdevons klang der bimodale Vulkanismus ab und Erosion herrschte vor, von der besonders die meist trachytischen und rhyolithischen Vulkaninseln betroffen waren. Ihr Abtragungsschutt ist in den Abfolgen der Dillenburg-Formation dokumentiert.

Nach einer längeren Ruhephase, während der eine zunehmende Absenkung des Schelfs stattfand, setzte sich der Mittel–Oberdevon-Zyklus posterosiv mit der Förderung ausschließlich alkalibasaltischer und basanitischer Schmelzen im höheren Oberdevon fort (Oberdevon-Phase). Die Magmen waren im Unterschied zu denen der Givet–Adorf-Phase z.T. primitiv, d.h. die betreffenden Schmelzen stiegen unmittelbar aus dem Erdmantel zur Erdoberfläche auf. Dieses ist durch die mitunter zahlreichen aus dem Erdmantel mitgebrachten spinellperidotitischen, z.T. auch pyroxenitischen Mantelxenolithe belegt.

Der Mittel–Oberdevon-Zyklus zeigt in seiner Magmenentwicklung und in der zeitlichen Abfolge der vulkanischen Aktivitäten weitreichende Übereinstimmungen mit vielen jungen Intraplattenvulkanen auf der Erde. So ist z.B. der Vulkanismus in der Rhön (EHRENBERG et al. 1992) oder auf den Kanarischen Inseln (SCHMINCKE 1994) ebenfalls durch eine Hauptphase mit einer ausgeprägten Kristallfraktionierung gekennzeichnet, gefolgt von einer tief greifenden Erosionsphase. Nach einer län-

geren Unterbrechung wurden auch dort posterosiv in geringen Mengen primitive basanitische bis olivin-nephelinitische Schmelzen gefördert.

Im Unterkarbon begann ein neuer vulkanischer Zyklus (Unterkarbon-Zyklus, Abb. 21), der durch die Förderung meist tholeiitischer Schmelzen gekennzeichnet war (Unterkarbon-Phase 1). Das deutet während dieses Zeitraumes auf eine höhere partielle Aufschmelzung des Mantels hin, bedingt durch einen erhöhten Wärmefluss. Weiterhin setzte eine starke Subsidenz der zunehmend ausgedünnten kontinentalen Kruste ein, verbunden mit einem ausgeprägten Wechsel in der Sedimentation. Die Chromspinelle in den Olivin-Mikroeingrenglingen der tholeiitischen Metabasalte zeigen gleichzeitig eine Tendenz zu höheren Al-Gehalten (Abb. 12), obwohl höhere partielle Aufschmelzraten, die für die Bildung tholeiitischer Schmelzen erforderlich sind, das Gegenteil bewirken müssten (ROEDER & REYNOLDS 1991). Diese Entwicklung ist ein Indiz dafür, dass zunehmend weniger verarmtes, d.h. frischeres Mantelmaterial bei der Bildung der Schmelzen involviert war (DICK & BULLEN 1984, BARNES & ROEDER 2001). Dass es sich dabei um großräumige Prozesse handelte, die auf eine Änderung der geotektonischen Verhältnisse schließen lassen, zeigt die weitgehende petrographische und geochemische Homogenität der tholeiitischen Metabasalte des Unterkarbons über das gesamte Rhenohertzynikum.

Gegen Ende des Unterkarbon-Zyklus, an der Grenze Unterkarbon 2/3, stiegen nochmals primitive alkalibasaltische Magmen unmittelbar aus dem Erdmantel auf, die zahlreiche und z.T. sehr große spinellperidotitische Mantelxenolithe führten (Unterkarbon-Phase 2). Da diese unterkieselten Schmelzen nun aus tieferen Mantelbereichen mit geringen partiellen Aufschmelzraten stammten, weisen folglich die Chromspinelle in den Olivin-Mikroeingrenglingen der betreffenden alkalibasaltischen Pillowfragmentbrekzien – in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von ROEDER & REYNOLDS (1991) – nochmals höhere Al-Gehalte auf (Abb. 12). Wenig später setzte die Grauwackenschüttung ein, die den Beginn der Variszischen Orogenese anzeigt.

Danksagung: Ein Teil der Untersuchungen wurde durch das DFG-Projekt Ho 1200/1-1 gefördert. Die Herren Dr. Rosenberg und Dipl.-Chem. Susic führten die Röntgenfluoreszenz-Analysen, die Herren Dipl.-Ing. (FH) Wenzel und Bickelmaier (alle HLOG Wiesbaden) die ICP-MS-Analysen durch. Herr Dipl.-Min. Strecker (HLOG Wiesbaden) erstellte die Diagramme und Tabellen aus dem Datenbestand der petrographischen Belegsammlung des HLOG mittels der Software des ehemaligen HLFB. Herr Dr. Skerstrupp (Univ. Frankfurt a.M.) analysierte die Elemente der Platingruppe in den Mantelxenolithen. Das Manuskript wurde von Herrn Prof. Dr. Flick (Univ. Heidelberg) kritisch durchgesehen und diskutiert. Allen Genannten sei auch an dieser Stelle gedankt.

7. Schriftenverzeichnis

- Ahlburg, J. (1918): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbar. B.-St., Bl. 5515 Weilburg, Lfg. 208: 153 S., 30 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J.C. & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphenen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 229–247, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- AMEROM VAN, H.W.J., HEGGEMANN, H., HERBIG, H.-G., HORN, M., KORN, D., NESBOR, H.-D. & SCHRADER, S. (2002): Das Grauwacken-Profil (Ober-Viséum) des Steinbruchs Dainrode im Kellerwald (NW Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **129**: 5–25, 9 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- BARNES, S.-J., BOYD, R., KORNELIJSSEN, A., NILSSON, L.-P., OFTEN, M., PEDERSEN, R.-B. & ROBINS, B. (1988): The use of mantle normalisation and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel, and copper: Examples from Norway. – In: PRICHARD, H.M. (Hrsg.): *Geo-platinum* **87**: 113–143; Amsterdam (Elsevier).
- BARNES, S.J. & ROEDER, P.L. (2001): The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. – *J. Petrol.* **42**, **12**: 2279–2302, 21 Abb., 1 Tab.; Oxford.
- BEHNISCH, R. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenohertzynikums. Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite im Schalstein-Hauptsattel (mittlere Lahn-Mulde). – Geol. Abh. Hessen, **98**: 89–149, 29 Abb.; Wiesbaden.
- BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 412 S., 41 Abb., 28 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- BOYNTON, W.V. (1984): Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. – In: HENDERSON, P. (Hrsg.): *Rare Earth Element Geochemistry*: 63–114, 9 Abb., 3 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
- BRAUNS, R. (1906): Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalstein und Eisenerz. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **21**: 302–324, 7 Taf.; Stuttgart.
- BREITKREUZ, C. & FLICK, H. (1997): Sedimentation am trachytisch/alkalirhyolithischen Inselvulkan von Katzenelnbogen-Steinkopf (Devon/Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **125**: 5–16, 7 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- BUGGISCH, W., RABIEN, A. & HÜHNER, G. (1981): Zum Alter des unterkarbonischen Deckdiabases (Effusiv-Diabas) bei Oberscheld (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **109**: 37–55, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E. (1992): Mittel- bis oberdevonische Karbonate auf Bl. 5515 Weilburg (Rheinisches Schiefergebirge) und in Randgebieten: Initialstadien der Rifftwicklung auf Vulkanschwellen. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 77–97, 6 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- DEHMER J., HENTSCHEL, G., HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., RIEKEN, R., WOLF, M. & ZIMMERLE, W. (1989): Die vulkanisch-kieselige Gesteinssoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieseliefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. *Geologie – Petrographie – Geochemie. – Geol. Jb. Hessen*, **117**: 79–138, 20 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- DICK, H.J.B. & BULLEN, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**: 54–76, 10 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- EHRENBERG, K.-H., ROSENBERG, F., STRECKER, G., SUŠIĆ, M. & WENZEL, G. (1992): Neue Ergebnisse zum tertiären Vulkanismus der Rhön (Wasserkuppenrhön und Kuppenrhön). – Beih. Eur. J. Mineral., Vol. **4**, **2**: 47–102, 7 Abb., 13 Tab.; Stuttgart.
- FLICK, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Clausthaler Geol. Abh.*, **26**: 1–231, 78 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- FLICK, H. (1978): Der Keratophyr vom Rupbachtal (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **7**: 77–94, 14 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- FLICK, H. (1979): Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. Petrographische Charakteristik und geologische Verbreitung. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 27–43, 14 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- FLICK, H. & WEISSENBACH, N. (1978): Magmatische Würfelquarze in Rhyolithen (Quarzkeratophyren) des Rheinischen Schiefergebirges. – *TMPM Tschermaks Mineral. Petr. Mitt.*, **25**: 117–129, 6 Abb.; Wien.
- FLICK, H. & SCHMIDT, J. (1987): Eine Vulkaninsel mit Saumriff im Devon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *Facies*, **17**: 67–71, 4 Abb.; Erlangen.
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (1988): Der Vulkanismus in der Lahnmulde – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **70**: 411–475, 26 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (1990): Paläozoischer Vulkanismus. – In: REQUADT, H.: Erl. geol. Kt. Rheinl.-Pfalz 1:25 000, Bl. 5613 Schaumburg, 2. Aufl.: 34–43, 61–65, 72–84, Abb. 6–10, 16 u. 23–32; Mainz.
- FLICK, H., NESBOR, H.-D. & BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gänseberg (Weilburg). – *Geol. Rdschau.*, **79**, **2**: 401–415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FLICK, H., HORN, M., NESBOR, H.-D. & WENGERT, N. (1991): Eine subvulkanische Magmenkammer des devonischen Vulkanismus (Givet/Adorf-Phase) am Nordwestrand der Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge. – *Geol. Jb. Hessen*, **119**: 45–76, 18 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- FLICK, H., LIPPERT, H.-J., NESBOR, H.-D. & REQUADT, H. (1998): Lahn- und Dillmulde. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): *Geologie und hydrothermale Mineralisation im rechtsrheinischen Schiefergebirge*. – *Jb. Nass. Ver. Naturkd., So.-Bd. 1*: 33–62, 10 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- FLOYD, P.A. (1982): Chemical variation in Hercynian basalts relative to plate tectonics. – *J. geol. Soc. London*, **139**: 505–520, 7 Abb., 2 Tab.; London.
- FLOYD, P.A. (1995): III.B.3 Igneous Activity. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*: 59–81, 13 Abb., 3 Tab.; Berlin (Springer).
- FRANKE, W., DALLMEYER, R.D. & WEBER, K. (1995): XI Geodynamic Evolution. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*: 579–593, 6 Abb., Berlin (Springer).
- FRERICHS, E. (1925): Untersuchungen über Kalkbomben aus dem oberdevonischen Schalstein von Oberscheld. – *Cbl. Mineral., Geol., Paläont.*, **1925**: 161–168, 9 Tab.; Stuttgart.
- HEGGEMANN, H. & KULICK, J. (1997): Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4718 Goddelsheim; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1951): Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. – *N. Jb. mineral., Abh.* **82**: 199–230, 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. (1956): Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **84**: 252–284, 5 Abb., 2 Taf., 5 Tab.; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1970): Vulkanische Gesteine. – In: LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H. & RABIEN, A.: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 314–374, 10 Tab.; Wiesbaden.
- HERRMANN, A.G. & WEDEPOHL, K.H. (1970): Untersuchungen an splititischen Gesteinen der variskischen Geosynklinalen in Nordwestdeutschland. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **29**: 255–274, 4 Abb., 6 Tab.; Berlin.
- HUCKRIEDE, H. (1992): Das Barytlager von Günterod in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland): eine allochthone Scholle in givetischen Debris-Flow-Sedimenten. – *Geol. Jb. Hessen*, **120**: 117–144, 8 Abb.; Wiesbaden.
- INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES (2000): *International Stratigraphic Chart*. – *Int. Union Geol. Sci., UNESCO Division of Earth Sci.*; Paris.
- KEGEL, W. (1922): Abriss der Geologie der Lahnmulde. Erläuterungen zu einer von Johannes Ahlburg hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. – *Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F.* **86**: 81 S., 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- KEGEL, W. (1934): Geologie der Dillmulde. – *Abh. preuß. L.-Anst., N.F.* **160**: 48 S., 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.

- KREBS, W. (1960): 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.
- LEMAITRE, R.W. (Hrsg.) (2002): *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms.* – 236 S., 18 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Cambridge (Univ. Press).
- LEHMANN, E. (1949): Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. – *Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr.*, **2**: 247–270, 20 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- LIPPERT, H.-J. & FLICK, H. (1998): Vulkano-sedimentäre Roteisenerze vom Lahn-Dill-Typ. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): *Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge.* – *Jb. Nass. Ver. Naturkd., So.-Bd.* **1**: 121–128, 2 Abb., 2 Tab., Taf. 2 u. 3; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H. & RABIE, A. (1970): *Erl. geol. Kt. Hessen* 1:25000, Bl. 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.
- MEISL, S., LIPPERT, H.-J. & STRECKER, G. (1982): *Geosynklinalvulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet.* – *Fortschr. Mineral.*, **60**, **2**: 3–15, 1 Abb.; Stuttgart.
- MERTZ, D.F. (1986): *Isotopische Datierung des Pikrits von Sechshelden nach der K/Ar-Methode – ein Beitrag zur Altersstellung des variszischen Magmatismus im Rheinisches Schiefergebirge.* – *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 201–207, 2 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- MESCHÉDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – *Chem. Geol.*, **56**: 207–218, 4 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- MEYER, K. (1981): *Geochemische Untersuchungen an Spiliten, Pikriten, Quarzkeratophyren und Keratophyren des Rhenohercyniums.* – *Diss. Univ. Göttingen*: 121 S., 13 Abb., 28 Tab.; Göttingen.
- MOE, A. (2000): *Structural development of a volcanic sequence of the Lahn area during the Variscan orogeny in the Rhenohercynian belt (Germany).* – *Diss. Univ. Heidelberg*: 170 S., zahlr. Abb. u. Tab., 17 Taf., Anhang A, B u. C.; Heidelberg.
- NALDRETT, A.J. (1989): *Magmatic sulphide deposits.* – *Monogr. Geol. Geophys.*, **14**: 186 S.; Oxford (Univ. Press).
- NESBOR, H.-D. (1988): *Petrographie, Geochemie und geotektonische Stellung der doleritischen Spillite der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge).* – *Heidelberger geowiss. Abh.*, **20**: 137–197, 12 Abb.; Heidelberg.
- NESBOR, H.-D. (1997): *Petrographie der vulkanischen Gesteine.* – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D.: *Erl. geol. Kt. Hessen* 1:25000, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 159–207, Abb. 8–14, Tab. 16–18; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. & FLICK, H. (1988a): *Alkalibasaltische Intrusionen im Devon der Lahnmulde (südliches Rheinisches Schiefergebirge).* – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **17**: 31–52, 21 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- NESBOR, H.-D. & FLICK, H. (1988b): *Das Schalesteinprofil vom Gänsberg bei Weilburg. Aufbau und fazielle Entwicklung einer submarinen pyroklastischen Abfolge im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge).* – *Geol. Jb. Hessen*, **116**: 189–205, 9 Abb.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D., BUGGISCHE, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): *Vulkanismus im Devon des Rhenohercyniums. Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes.* – *Geol. Abh. Hessen*, **98**: 3–87, 37 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- PLATEN, K.-M. (1991): *Geochemische Untersuchungen an Metabasalten aus dem Rhenohercynium.* – *Dipl.-Arb. Univ. Gießen*: 134 S., 36 Abb., 25 Tab.; Gießen.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H. (1951): *Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma.* – *J. Geol.*, **59**: 472–489, 7 Abb.; Oxford.
- RABIE, A. (1956): *Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde.* – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- REAGEN, M.K., SIMS, K.W.W., ERICH, J., THOMAS, R.B., CHENG, H., EDWARDS, R.L., LAYNE, G. & BALL, L. (2003): *Time-scales of Differentiation from Mafic Parents to Rhyolite in North American Continental Arcs.* – *J. Petrol.*, **44**, **9**: 1703–1726, 12 Abb., 3 Tab.; Oxford.
- REQUADT, H. (1990): *Erl. Geol. Kt. Rheinld.-Pfalz* 1:25000, Bl. 5613 Schaumburg, 2. Aufl.: 212 S., 53 Abb., 17 Tab., 1 Beil.; Mainz.
- REQUADT, H. & WEDDIGE, K. (1978): *Lithostratigraphie und Conodontenfaunen der Wissenbacher Fazies und ihrer Äquivalente in der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge).* – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **7**: 183–237, 14 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- REQUADT, H., FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (1993): *Das Profil des Fachinger Grundstollens in der südwestlichen Lahnmulde – eine geologisch-lagerstättenkundliche Neuinterpretation.* – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **22**: 57–74, 4 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- RICCI, C.A. & SABATINI, G. (1978): *Petrographic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence.* – *N. Jb. Mineral. Mh.*, **1978**: 23–38, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- RIETSCHEL, S. (1961): *Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Bemerkungen zum oberdevonischen und unterkarbonischen Vulkanismus in der Weilburger Mulde.* – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **89**: 170–177, 2 Abb.; Wiesbaden.
- RIETSCHEL, S. (1966): *Die Geologie des mittleren Lahntroges. Stratigraphie und Fazies des Mitteldevons, Oberdevons und Unterkarbons bei Weilburg und Usingen (Lahnmulde und Taunus, Rheinisches Schiefergebirge).* – *Abh. senckenb. naturf. Ges.*, **509**: 1–58, 10 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a.M.
- ROEDER, P.L. & REYNOLDS, I. (1991): *Crystallisation of Chromite and Chromium Solubility in Basaltic Melts.* – *J. Petrol.*, **32**, **5**: 909–934, 12 Abb., 3 Tab.; Oxford.
- SALAMON, M. (2003): *Grobklastische Beckensedimente (Olisthostrome) des Oberen Mitteldevons im Lahn-Dill-Gebiet – Zeugen einer aktiven Rift-Tektonik.* – *Geol. Abh. Hessen*, **111**: 209 S., 61 Abb., 10 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- SCHERF, A. (1958): *Der Hauptgrünsteinzug im Sauerland zwischen Oberberge und Wehrstapel.* – *Geol. Jb.*, **73**: 613–638, 15 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- SCHMINCKE, H.-U. (1988): *Devonischer und karbonischer Vulkanismus bei Dillenburg und Herbornseelbach (Exkursion F am 8. April 1988).* – *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F. **70**: 99–140, 31 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- SCHMINCKE, H.-U. (1994): *Geological field guide of Gran Canaria.* – 7. Aufl.: 126 S., 74 Abb., 1 Tab.; Witten (Pluto Press).
- SCHMINCKE, H.-U. (2000): *Vulkanismus.* – 2. Aufl.: 264 S., 307 Abb.; Darmstadt (Wiss. Buchgesellschaft).
- SCHMINCKE, H.-U. & SUNKEL, G. (1987): *Carboniferous submarine volcanism at Herbornseelbach (Lahn-Dill area, Germany).* – *Geol. Rdschau*, **76**, **3**: 709–734, 22 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.
- SPEETZER, E., STREBIN, M. & BISCHOFF, L. (1992): *Der Neosten-Quarzit, ein turbiditische Beckensediment im oberen Mitteldevon des Ostsauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge).* – *Geol. Jb. Hessen*, **110**: 37–65, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- TAIT, J.A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H.C. (1997): *Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints.* – *Geol. Rundsch.*, **86**: 585–598, 7 Abb.; Berlin.
- THOMPSON, G. (1983): *Basalt-seawater interaction.* – In: RONA, P., BOSTRÖM, K. & LAUBIER, L. (Hrsg.): *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*, Nato Conference Ser. 4, Marine Sci., **12**: 225–278; Utrecht.
- VENZLAFF, H. (1956): *Das geologische Bild des Hauptgrünsteinvulkanismus im nordöstlichen Sauerland.* – *Geol. Jb.*, **72**: 241–293, 9 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- WALLISER, O.H. (1960): *Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dillmulde.* – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3**, **1**: 229–242, 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- 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. (Hrsg.): *Intracontinental Fold Belts: 231–256*, 7 Abb., 8 Tab.; Berlin (Springer).
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.* – *Chem. Geol.*, **20**: 325–343, 10 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.

8. Anhang

- 8.1 Mikrosondenanalysen verschiedener Mineralphasen aus Metabasalten und spinellperidotitischen Mantelxenolithen (Meta-Lherzoliten) der Lahn- und Dillmulde
- 8.2 Chemische Zusammensetzung paläozoischer Metavulkanite und -vulkaniklastite im Lahn-Dill-Gebiet und in der Waldecker Mulde
- 8.3 Chemische Zusammensetzung spinellperidotitischer Mantelxenolithe (Meta-Lherzolithe) der Lahn- und Dillmulde

Tab. 8.1. Mikrosondenanalysen verschiedener Mineralphasen aus Metabasalten und spinellperidotitischen Mantelxenolithen (Meta-Lherzoliten) der Lahn- und Dillmulde.

Plagioklase									Klinopyroxene				
Probe	10009A	10009A	4318	4318	9992	9992	7448	7448	Probe	28387	28387	4317	4317
Blatt	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	Blatt	5515	5515	5216	5216
R-Wert	345534	345534	345540	345540	345734	345734	345601	345601	R-Wert	344686	344686	345540	345540
H-Wert	562678	562678	562928	562928	562530	562530	562040	562040	H-Wert	558757	558757	562928	562928
Gestein	aB, dv-a	aB, dv-a	aDo, dv-a	aDo, dv-a	TiDo, cd1-3	TiDo, cd1-3	Pk, cd1-2	Pk, cd1-2	Gestein	aB, dv-a	aB, dv-a	aDo, dv-a	aDo, dv-a
Korn	1A	1B	1F1	1F2	2A	2B	1A	1B	Korn	1 Zentr.	1 Rand	1A	1C
Analysen	3	3	5	7	3	3	3	3	Analysen	1	1	8	2
Gew.-%									Gew.-%				
SiO ₂	54,86	54,02	55,39	55,95	58,38	52,83	52,02	51,97	SiO ₂	48,85	43,55	49,14	45,47
TiO ₂	0,08	0,06	0,11	0,1	0,07	0,07	0,05	0,07	TiO ₂	1,06	3,63	1,22	3,44
Al ₂ O ₃	28,13	28,92	27,31	27	25,5	28,81	30,05	30,01	Al ₂ O ₃	4,93	8,66	5,03	7,28
Fe ₂ O ₃	0,92	0,35	0,3	0,25	0,53	0,78	0,48	0,65	Cr ₂ O ₃	0,84	0,01	0,23	0,02
MnO	0,04	0,02	0	0,01	0,01	0	0,01	0,01	FeO	5,56	8,17	5,09	8,53
MgO	0,33	0,02	0,03	0,02	0,03	0,09	0,14	0,12	MnO	0,11	0,18	0,1	0,21
BaO	0,04	0,06			0	0,02	0	0,03	MgO	15,98	12,37	16,09	12,55
CaO	11,26	12,09	10,13	9,22	8,51	12,73	13,77	13,68	CaO	21,38	21,48	22,42	22,16
Na ₂ O	4,41	4,36	5,66	5,99	6,06	3,85	3,45	3,46	Na ₂ O	0,47	0,55	0,41	0,6
K ₂ O	0,43	0,36	0,52	0,65	0,24	0,12	0,12	0,14	K ₂ O	0	0	0	0
Summe	100,5	100,26	99,45	99,19	99,33	99,3	100,09	100,14	Summe	99,18	98,6	99,73	100,26
O = 8									O = 6				
Si	2,469	2,4396	2,5133	2,5394	2,6272	2,4126	2,3619	2,3604	Si	1,8211	1,6659	1,8195	1,7122
Ti	0,0026	0,0019	0,0036	0,0033	0,0025	0,0022	0,0017	0,0024	Ti	0,0298	0,1044	0,0341	0,0974
Al	1,4921	1,5394	1,4605	1,444	1,3527	1,5507	1,6083	1,6063	Al	0,2164	0,3904	0,2195	0,3229
Fe ³⁺	0,0312	0,0119	0,0103	0,0086	0,0178	0,0269	0,0165	0,0221	Cr	0,0247	0,0004	0,0066	0,0005
Mn	0,0015	0,0007	0,0002	0,0004	0,0002	0,0002	0,0003	0,0003	Fe ²⁺	0,1734	0,2615	0,1575	0,2686
Mg	0,0218	0,0013	0,0021	0,0013	0,0023	0,0063	0,0094	0,0083	Mn	0,0036	0,0057	0,0032	0,0066
Ba	0,0007	0,0011			0	0,0004	0	0,0005	Mg	0,8879	0,705	0,8881	0,7044
Ca	0,5428	0,5851	0,4926	0,4483	0,4106	0,6226	0,6698	0,6657	Ca	0,8542	0,8803	0,8895	0,8939
Na	0,3845	0,3819	0,498	0,5275	0,5285	0,3407	0,304	0,305	Na	0,0339	0,0404	0,0298	0,0441
K	0,0247	0,0208	0,0302	0,0374	0,0139	0,0068	0,0072	0,008	K	0	0	0	0
Summe	4,9709	4,9837	5,0108	5,0102	4,9557	4,9694	4,9791	4,979	Summe	4,045	4,054	4,0478	4,0506
Ab	40,36	38,62	48,79	52,07	55,46	35,1	30,99	31,14	Wo	44,51	47,52	45,89	47,71
Or	2,59	2,1	2,96	3,69	1,46	0,7	0,73	0,81	En	46,27	38,06	45,82	37,6
An	56,98	59,16	48,26	44,25	43,08	64,15	68,28	67,99	Fs	9,22	14,42	8,29	14,69
Cs	0,07	0,11			0,01	0,05	0	0,05					

Gesteine in Tab. 8.1–8.3

aBVK,cd2-3	Alkalibasaltische Metavulkaniklastite mit Mantelxenolithen	Unterkarbon-Phase 2	Unterkarbon-Zyklus
Pd,cd2-3	Spinellperidotitische Mantelxenolithe	Unterkarbon-Phase 1	
Pk,cd1-2	Metapikrite		
TiDo,cd1-3	Tholeiitische Metadolerite	Oberdevon-Phase	Mittel-Oberdevon-Zyklus
Ti,cd1-3	Tholeiitische Metabasalte		
aB,dn-w	Meta-Alkalibasalte	Ems-Eifel- / Givet-Adorf-Phase	
BsVK,dh-w	Basanitische Metavulkaniklastite mit Mantelxenolithen		
Bs,dh-w	Meta-Basanite mit Mantelxenolithen		
Pd,dh-w	Spinellperidotitische Mantelxenolithe	Givet-Adorf-Phase	
R,de/dv-a	Peralkalische Metarhyolithe		
Tr,de/dv-a	Metatrachyte		
TrAn,dv-a	Meta-Trachyandesite		
TrB,dv-a	Meta-Trachybasalte		
aDo,dv-a	Alkalibasaltische Metadolerite		
aB,dv-a	Meta-Alkalibasalte u. -Basanite		

Fortsetzung Tab. 8.1.

Klinopyroxene													
Probe	4318	29118/1	29118/1	29118/1	29118/3	8940	8940	8926	8939	7448	7448	28723/4	28723/4
Blatt	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216
R-Wert	345540	346465	346465	346465	346465	345331	345331	345657	345918	345601	345601	345609	345609
H-Wert	562928	562647	562647	562647	562647	561905	561905	562045	562123	562040	562040	561876	561876
Gestein	aDo, dv-a	BsVK, dh-w	BsVK, dh-w	Pd, dh-w	Pd, dh-w	Ti, cd1-3	Ti, cd1-3	TiDo, cd1-3	TiDo, cd1-3	Pk, cd1-2	Pk, cd1-2	Pd, cd2-3	Pd, cd2-3
Korn	1A	1	5	3B	1A	1A	1B	1B	4A	2A	2B	1C	1G
Analysen	4	6	6	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Gew.-%													
SiO ₂	47,91	53,39	48,83	51,24	51,63	41,45	40,67	48,38	46,18	50,47	47,95	51,48	52,31
TiO ₂	2,13	0,13	1,26	0,25	0,19	4,27	4,59	1,2	2,76	0,91	2,42	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	4,35	2,51	8,47	5,47	4,46	8,07	7,78	2,03	5,79	2,54	4,2	4,36	3,15
Cr ₂ O ₃	0	0,22	0,02	1,02	0,91	0,07	0,04	0	0,02	0,55	0,19	1,2	0,83
FeO	10,38	7,05	7,81	2,59	2,96	17,06	18,3	16,83	10,34	5,85	6,89	2,22	2,25
MnO	0,35	0,32	0,16	0,08	0,07	0,5	0,5	0,65	0,22	0,18	0,22	0,07	0,09
MgO	11,61	15,5	14,35	16,3	16,86	8,97	8,33	8,46	11,08	17,2	15,55	16,32	17,44
CaO	22,17	19,51	18,19	22,77	22,21	18,2	18,28	21,2	21,9	21,23	21,49	23,89	23,5
Na ₂ O	0,63	1,65	1,37	0,7	0,83	0,54	0,54	0,56	0,82	0,3	0,54	0,63	0,43
K ₂ O	0,01	0	0,01	0	0,01	0,15	0,08	0,01	0	0	0	0,01	0,01
Summe	99,54	100,28	100,47	100,42	100,13	99,28	99,11	99,32	99,11	99,23	99,45	100,3	100,13
O=6													
Si	1,8267	1,9596	1,7923	1,8593	1,8798	1,6377	1,6229	1,9012	1,7717	1,8788	1,7993	1,875	1,9031
Ti	0,061	0,0037	0,0346	0,0068	0,0052	0,1269	0,1377	0,0356	0,0797	0,0255	0,0682	0,0034	0,0032
Al	0,1954	0,1086	0,3666	0,2337	0,1915	0,3756	0,3659	0,0941	0,2618	0,1114	0,186	0,1873	0,1351
Cr	0,0001	0,0065	0,0007	0,0293	0,0261	0,0021	0,0013	0	0,0006	0,0163	0,0057	0,0345	0,024
Fe ²⁺	0,331	0,2165	0,2399	0,0786	0,0901	0,5638	0,6106	0,5531	0,3318	0,182	0,2162	0,0675	0,0683
Mn	0,0114	0,0099	0,0051	0,0026	0,0021	0,0166	0,017	0,0217	0,007	0,0057	0,0071	0,002	0,0029
Mg	0,6596	0,8478	0,7852	0,8817	0,9148	0,5284	0,4953	0,4957	0,6336	0,9541	0,8701	0,886	0,9459
Ca	0,9054	0,7673	0,7154	0,8853	0,8664	0,7705	0,7816	0,8927	0,9003	0,8468	0,8641	0,9323	0,9159
Na	0,0463	0,1178	0,0976	0,0493	0,0584	0,0414	0,0421	0,0429	0,0611	0,0217	0,0391	0,0443	0,0304
K	0,0006	0,0002	0,0006	0,0001	0,0007	0,0076	0,0041	0,0004	0,0001	0,0001	0,0002	0,0002	0,0003
Summe	4,0375	4,0379	4,038	4,0267	4,0351	4,0706	4,0785	4,0374	4,0477	4,0424	4,056	4,0325	4,0291
Wo	47,47	41,67	40,99	47,9	46,24	41	41,04	45,47	48,08	42,58	44,14	49,38	47,38
En	34,58	46,04	44,98	47,71	48,83	28,12	26,01	25,25	33,83	47,98	44,45	46,93	48,93
Fs	17,95	12,3	14,03	4,39	4,93	30,88	32,95	29,28	18,09	9,44	11,4	3,68	3,68

Fortsetzung Tab. 8.1.

Probe	Orthopyroxene		Amphibole				Biotite				Olivine		
	28723/4	28723/4	25896/B	25896/B	8987	8987	29118/1	29118/2	6010	Ra66	Ra66	7448	7448
Blatt	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216
R-Wert	345609	345609	345526	345526	345497	345497	346465	346465	345870	345539	345539	345601	345601
H-Wert	561876	561876	562676	562676	562840	562840	562647	562647	562793	562925	562925	562040	562040
Gestein	Pd, cd2-3	Pd, cd2-3	aB, dv-a	aB, dv-a	aDo, dv-a	aDo, dv-a	BsVK, dh-w	BsVK, dh-w	Pk, cd1-2	aDo, dv-a	aDo, dv-a	Pk, cd1-2	Pk, cd1-2
Korn	1CD2	1FG1	1A	1B	2	4B	4	3A	2B	3A	3B	4A	5A
Analysen	1	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Gew.-%													
SiO ₂	54,05	54,49	37,45	36,55	48,01	47,89	38,99	39,74	40,25	34,46	34,15	38,74	38,11
TiO ₂	0,01	0,02	7,29	7,61	2,74	1,86	4,48	4,07	6,13	6,51	6,71	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	3,52	3,63	13,64	13,9	0,53	0,46	13,65	13,75	11,4	13,88	14,05	0,05	0,05
Cr ₂ O ₃	0,62	0,65	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0	0,15	0,02	0,01	0,03	0,05
FeO	6,16	7,64	11,62	13,61	33,35	36,35	13,45	12,5	9,48	24,13	21,65	15,17	16,79
MnO	0,16	0,17	0,15	0,17	0,86	1,03	0,13	0,12	0,12	0,58	0,46	0,31	0,37
MgO	32,25	30,96	12,93	11,08	1,86	0,29	12,69	13,11	14,93	8,25	10,08	45,86	44,45
CaO	1,6	2,35	11,69	11,83	3,37	1,44	10,61	10,58	11,89	0,02	0,04	0,23	0,28
Na ₂ O	0,05	0,08	2,7	2,56	6,63	7,12	2,66	2,67	3,29	0,71	0,79	0,03	0,02
K ₂ O	0,01	0	0,93	1,01	1,35	0,96	1,68	2,01	0,77	9,13	8,69	0,01	0,01
H ₂ O			2,02	1,99	1,87	1,83	2,01	2,02	2,04	1,86	1,87		
Summe	98,43	99,99	100,43	100,32	100,59	99,25	100,4	100,57	100,45	99,55	98,5	100,44	100,15
O = 6			O = 23, H₂O = 1				O = 23, H₂O = 1				O = 4		
Si	1,9054	1,9066	5,5622	5,4952	7,7008	7,8572	5,8146	5,8882	5,9049	5,5503	5,4888	0,9733	0,9688
Ti	0,0002	0,0005	0,814	0,8609	0,3303	0,2289	0,5028	0,454	0,6762	0,7881	0,8103	0,0003	0,0004
Al	0,1461	0,1496	2,3878	2,4636	0,0998	0,0894	2,4002	2,401	1,9718	2,6358	2,6603	0,0015	0,0014
Cr	0,0174	0,018	0,0008	0,0008	0,0026	0,0023	0,0057	0,0005	0,0179	0,0027	0,0019	0,0005	0,001
Fe ²⁺	0,1815	0,2235	1,4438	1,7107	4,4737	4,9879	1,6781	1,5488	1,1627	3,2511	2,9096	0,3188	0,357
Mn	0,0048	0,0051	0,0188	0,0213	0,1166	0,1436	0,0162	0,0151	0,0144	0,0789	0,0624	0,0065	0,008
Mg	1,6944	1,6147	2,8632	2,4821	0,4443	0,0698	2,8215	2,895	3,2649	1,9812	2,4143	1,7173	1,6845
Ca	0,0606	0,0882	1,8596	1,906	0,5792	0,2536	1,6952	1,68	1,8697	0,0042	0,0071	0,0062	0,0077
Na	0,0037	0,0053	0,7787	0,7456	2,0608	2,2659	0,7689	0,7666	0,9363	0,2208	0,2465	0,0013	0,0008
K	0,0004	0	0,1768	0,1937	0,2771	0,2019	0,3187	0,3797	0,1441	1,8764	1,7808	0,0003	0,0005
H			2	2	2	2	2	2	2	2	2		
Summe	4,0145	4,0115	17,9057	17,8799	18,0852	18,1005	18,0219	18,0289	17,9629	18,3895	18,382	3,026	3,0301
En	90,09	87,59											
OFs	9,91	12,41											
Fo												84,07	82,19
Fa												15,93	17,81

Fortsetzung Tab. 8.1.

Cr-Spinelle

Probe	10009A	25896/7	29118/2	29118/5	8940	10048	29076	7448	7448	10091 C	10091 C	10091 C	28723/4	29034 A
Blatt	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216
R-Wert	345534	345526	346465	346465	345331	345719	345725	345601	345601	345606	345606	345606	345609	345417
H-Wert	562678	562676	562647	562647	561905	562552	562553	562040	562040	561878	561878	561878	561876	562310
Gestein	aB, dv-a	aB, dv-a	Pd, dh-w	Pd, dh-w	Ti, cd1-3	Ti, cd1-3	Ti, cd1-3	Pk, cd1-2	Pk, cd1-2	aBVK, cd2-3	aBVK, cd2-3	Pd, cd2-3	Pd, cd2-3	Pd, cd2-3
Korn	10/1	5/5	2A	2B	2/5	2/3	3/2	5/3	5/5	3A	4	2	4D	3A
Analysen	3	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Gew.-%														
TiO ₂	2,15	2,06	0,08	0,17	1,34	0,79	0,76	1,27	2,16	1,2	1,5	0,07	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	29,6	27,12	50,19	52,39	29,88	37,27	36,7	25,43	22,11	41,29	37,06	53,24	43,7	53,23
Cr ₂ O ₃	26,27	29,11	15,08	13,18	28,55	21,22	20,68	26,4	25,66	14,8	15,58	12,99	22,63	12,94
Fe ₂ O ₃	13,14	13,55	5,53	5,03	11,23	12,16	12,58	15,75	20,17	13,22	16,62	4,65	4,1	4,79
FeO	16,36	14,54	7,89	8,35	15,46	12,5	13,21	18,37	16,36	12,65	15,38	6,93	11,22	7,31
MnO	0,21	0,15	0,06	0,07	0,19	0,18	0,15	0,3	0,22	0,2	0,16	0,09	0,1	0,06
MgO	13,24	14,14	20,8	20,79	13,78	16,52	15,87	10,88	11,88	15,98	13,88	21,74	17,96	21,56
Summe	100,97	100,67	99,63	99,98	100,43	100,64	99,95	98,4	98,56	99,34	100,18	99,71	99,73	99,94

O = 4

Ti	0,0478	0,0462	0,0015	0,0034	0,0299	0,0169	0,0163	0,0299	0,0511	0,0253	0,0323	0,0015	0,0005	0,001
Al	1,0326	0,9524	1,5709	1,6225	1,0433	1,2443	1,2396	0,9382	0,8201	1,3622	1,2494	1,6385	1,4206	1,6375
Cr	0,6148	0,6858	0,3166	0,2737	0,6689	0,4753	0,4686	0,6534	0,6384	0,3276	0,3523	0,2682	0,4935	0,2672
Fe ³⁺	0,2927	0,3038	0,1105	0,0994	0,2503	0,2592	0,2713	0,3709	0,4776	0,2784	0,3578	0,0914	0,0852	0,094
Fe ²⁺	0,4049	0,3622	0,1752	0,1835	0,3829	0,296	0,3165	0,4808	0,4305	0,2961	0,3679	0,1513	0,2589	0,1596
Mn	0,0052	0,0038	0,0014	0,0017	0,0049	0,0043	0,0036	0,008	0,0057	0,0047	0,004	0,002	0,0024	0,0014
Mg	0,5839	0,6282	0,8232	0,8144	0,6084	0,6975	0,6778	0,5074	0,5574	0,6669	0,5918	0,8462	0,7385	0,8389
Summe	2,9819	2,9824	2,9993	2,9986	2,9886	2,9935	2,9937	2,9886	2,9808	2,9612	2,9555	2,9991	2,9996	2,9996
Cr/(Cr+Al)	0,37	0,42	0,17	0,14	0,39	0,28	0,27	0,41	0,44	0,19	0,22	0,14	0,26	0,14
Mg/ (Mg+Fe ²⁺)	0,59	0,63	0,82	0,82	0,61	0,70	0,68	0,51	0,56	0,69	0,62	0,85	0,74	0,84

Tab. 8.2. Chemische Zusammensetzung paläozoischer Metavulkanite und -vulkaniklastite im Lahn-Dill-Gebiet und in der Waldecker Mulde. Lage der Vorkommen in Abb. 3 und 4.

Lahnmulde													
Probe	28687	30602	25912	25914	28394	25907	28383	28676	31705	30613	30616	31665	31662
Blatt	5515	5714	5515	5515	5515	5515	5515	5515	5714	5515	5515	5515	5613
R-Wert	344727	343305	345035	344902	344688	345243	344669	344445	343316	344679	344817	344741	342679
H-Wert	558654	557118	559148	559250	558907	559079	558738	558557	557348	559187	559322	559428	557881
Gestein	aB,dv-a	aB,dv-a	TrB,dv-a	TrB,dv-a	TrB,dv-a	TrAn,dv-a	TrAn,dv-a	TrAn,dv-a	TrAn,dv-a	Tr,de/dv-a	Tr,de/dv-a	Tr,de/dv-a	Tr,de/dv-a
Gew.-%													
SiO ₂	44,19	43,26	47,83	45,6	46,478	49,03	52,63	53,95	44,63	61,36	62,79	59,61	62,00
TiO ₂	2,53	4,21	2,68	2,88	2,532	1,81	1,37	1,03	1,76	0,39	0,25	0,64	0,7
Al ₂ O ₃	15,93	15,42	18,00	16,44	18,125	17,31	18,69	18,56	17,1	17,93	16,81	16,66	13,82
Fe ₂ O ₃	13,54	1,31	12,26	2,8	12,856	12,01	3,84	5,03	2,28	3,36	3,6	4,33	8,51
FeO	–	12,05	–	8,78	–	–	7,43	4,25	10,86	2,12	1,57	3,66	0,22
MnO	0,1	0,14	0,17	0,11	0,229	0,07	0,18	0,12	0,22	0,08	0,2	0,1	0,04
MgO	6,22	8,63	4,59	3,54	3,942	4,15	2,22	2,26	2,58	1,33	0,34	0,85	0,4
CaO	3,8	4,37	3,64	6,3	4,457	1,76	2,67	1,28	3,74	0,64	0,28	1,16	2,81
Na ₂ O	2,06	2,6	5,65	4,42	3,752	3,26	7,39	5,02	0,53	6,42	5,49	4,54	6,08
K ₂ O	3,43	0,57	0,53	1,03	2,841	4,73	0,34	4,17	7,91	3,73	5,34	6,08	3,05
H ₂ O ⁺	–	6,14	–	0,23	4,17	–	2,5	3,57	3	1,68	1,09	1,72	0,47
H ₂ O ⁻	–	0,33	–	3,76	–	–	0,14	0,53	0,26	0,19	0,19	0,18	0,2
P ₂ O ₅	0,86	0,47	0,93	0,76	0,881	1,0	0,6	0,44	1,25	0,13	0,04	0,09	0,05
CO ₂	–	0,91	–	4,07	–	–	0,07	0,11	4,81	0,44	1,31	0,85	2,14
Cl ₂	0	0	0	–	–	0	0	0	0	0	0	0	0
SO ₃	0	0,11	0	–	–	0	0	0	0,03	0	0	0	0
S ₂	–	–	–	0,005	–	–	–	–	–	–	–	–	–
GlV	7,9	–	4,19	–	–	5,16	–	–	–	–	–	–	–
Summe	100,56	100,52	100,47	100,73	100,26	100,29	100,07	100,32	100,96	99,8	99,3	100,47	100,49
[ppm]													
Ba	–	645	–	–	–	–	145	1326	611	507	996	1196	27
Cr	72	154	12	21	13	10	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Cu	–	62	–	–	–	–	14	14	20	10	3	4	2
Ga	–	23	–	–	–	–	32	33	31	28	35	36	57
Nb	66	40	116	101	125	115	105	108	89	122	131	114	200
Ni	51	134	9	16	11	7	4	5	14	12	18	14	30
Pb	–	5	–	–	–	–	5	2	8	11	8	7	24
Rb	28	16	8	22	68	38	5	61	75	60	109	85	46
Sr	62	707	918	186	869	174	982	725	77	111	45	30	50
Th	8	3	12	10	14	10	10	14	6	16	19	10	27
U	<2	<2	4	3	3	5	<2	2	2	6	2	2	2
V	143	319	128	168	125	18	6	2	20	5	2	<1	3
Y	34	33	40	34	39	51	47	49	51	43	68	54	142
Zn	–	105	–	–	–	–	172	148	163	107	140	121	90
Zr	342	212	498	427	518	510	649	679	452	762	682	536	980
La	49,6	25,6	79,1	70,2	86,6	73,8	86,6	69,4	59,2	77,9	95,4	56,4	139
Ce	99,5	60,6	148	136,5	169	139	161	137	129	151	210	134	285
Pr	12,6	8,05	19,0	–	21,0	20,1	19,4	16,8	16,8	17,0	24,9	16,1	33,5
Nd	50,5	36,2	71,3	62,4	79,5	79,9	72,7	62,4	68,4	58,2	92,3	62,2	128
Sm	9,95	8,7	12,7	14,6	13,9	15,0	13,1	11,6	13,7	9,99	16,7	12,4	25,3
Eu	3,19	3,15	4,12	4,07	4,31	4,63	4,21	3,67	4,15	1,77	3,82	3,7	4,07
Gd	8,47	8,92	10,92	9,2	10,2	12,95	9,78	8,8	10,2	8,27	12,9	11,6	24,2
Tb	1,34	1,3	1,59	–	1,68	1,92	1,69	1,51	1,64	1,31	2,09	1,75	3,84
Dy	6,82	6,89	7,6	7,39	8,42	9,8	8,91	7,81	9,08	7,02	10,5	9,28	22,0
Ho	1,2	1,23	1,31	–	1,47	1,76	1,59	1,46	1,63	1,35	1,93	1,76	4,4
Er	3,3	3,06	3,61	3,12	4,24	4,92	4,55	4,24	4,41	3,97	5,39	5,0	12,5
Yb	2,53	2,23	2,76	3,1	3,39	3,86	3,78	3,66	3,62	3,61	4,41	4,59	10,2
Hf	7,81	4,57	9,12	–	11,3	10,3	13,2	13,0	6,18	5,3	9,3	10,5	15,9
Zr/Y	10,1	6,4	12,4	12,6	13,3	10,0	13,8	13,9	8,9	17,7	10,0	9,9	6,9
Zr/Nb	5,2	5,3	4,3	4,2	4,1	4,4	6,2	6,3	5,1	6,2	5,2	4,7	4,9
Zr/Ce	3,4	3,5	3,4	3,1	3,1	3,7	4,0	5,0	3,5	5,0	3,2	4,0	3,4
TiO ₂ /Zr•100	0,7	2,0	0,5	0,7	0,5	0,4	0,2	0,2	0,4	0,1	<0,1	0,1	0,1
Nb/Y	1,9	1,2	2,9	3,0	3,2	2,3	2,2	2,2	1,7	2,8	1,9	2,1	1,4
La/Yb	19,6	11,5	28,7	22,6	25,5	19,1	22,9	19,0	16,4	21,6	21,6	12,3	13,6

	Lahnmulde							Dillmulde						
Probe	31651	31647	31661	30521	31642	31694b	30467	31692	25896	29044	28747	29008	29010b	
Blatt	5713	5515	5613	5614	5614	5515	5515	5515	5216	5216	5216	5216	5216	
R-Wert	342695	344572	342542	343383	343524	344278	344599	344112	345526	345344	345327	345346	345538	
H-Wert	557056	559048	557676	557739	557804	558936	559232	558879	562676	562444	562742	562849	562928	
Gestein	Tr,de/dv-a	R,de/dv-a	R,de/dv-a	R,de/dv-a	R,de/dv-a	Bs,dh-w	aB,dn-w	Ti,cd1-3	aB,dv-a	aB,dv-a	aDo,dv-a	aDo,dv-a	aDo,dv-a	
Gew.-%														
SiO ₂	65,38	71,26	72,74	72,63	74,9	40,38	44,86	45,49	43,22	39,59	40,22	46,55	47,33	
TiO ₂	0,26	0,52	0,42	0,19	0,14	2,06	2,02	1,45	3,32	3,34	3,01	2,71	1,63	
Al ₂ O ₃	19,01	12,25	12,09	13,75	11,35	11,45	13,61	13,74	15,43	14,18	15,87	15,96	14,77	
Fe ₂ O ₃	2,14	5,08	2,45	1,33	1	8,03	12,61	4,19	12,62	11,79	11,92	13,16	9,05	
FeO	0,11	-	1,28	0,46	1,74	2,63	-	4,26	-	-	-	-	-	
MnO	0,01	0,09	0,04	0,01	0,07	0,23	0,19	0,12	0,16	0,15	0,21	0,25	0,14	
MgO	0,73	0,21	0,18	0,14	0,17	9,41	10,03	3,79	7,74	5,35	5,19	4,01	6,85	
CaO	0	0,06	0,02	0,01	0,49	15,53	5,63	13,48	9,36	10,78	8,39	6,21	5,76	
Na ₂ O	5,21	3,56	2,3	2,81	3,69	1,96	2,43	4,54	2,06	2,74	3,69	4,28	3,52	
K ₂ O	5,36	5,44	7,87	6,58	4,55	0,85	0,93	0,16	1,57	0,83	1,41	2	3,18	
H ₂ O ⁺	1,58	0,53	0,29	0,72	0,21	2,41	-	2,03	-	-	-	-	-	
H ₂ O ⁻	0,19	0,13	0,08	0,23	0,09	0,61	-	0,34	-	-	-	-	-	
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,01	0,01	0	0,7	0,66	0,23	0,75	0,9	0,65	1,38	0,52	
CO ₂	0,07	1,19	0,07	0,15	1,29	4,66	-	5,66	-	-	-	-	-	
Cl ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
SO ₃	0	0,5	0	0	0	0	0,04	0,01	0,05	0,12	0,08	0,06	0,15	
S ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Glv	-	-	-	-	-	-	8,06	-	4,32	10,43	9,59	3,35	6,57	
Summe	100,06	100,85	99,84	99,02	99,69	100,91	101,07	99,49	100,6	100,2	100,23	99,92	99,47	
[ppm]														
Ba	169	41	<10	93	10	242	117	20	609	355	347	982	1335	
Cr	<3	<3	<3	<3	<3	612	296	409	161	112	123	9	75	
Cu	<1	3	<1	1	<1	79	50	36	53	32	25	29	23	
Ga	52	36	40	59	47	23	24	22	23	22	19	27	16	
Nb	110	125	145	277	366	79	58	14	73	75	61	79	97	
Ni	21	19	31	35	43	344	209	398	94	53	89	16	40	
Pb	5	16	14	27	12	3	9	4	6	3	6	5	55	
Rb	85	126	340	250	297	24	29	4	30	12	29	30	38	
Sr	23	5	8	15	9	431	131	178	718	396	601	696	373	
Th	34	20	42	49	54	8	7	5	6	8	4	9	9	
U	<2	4	<2	6	11	4	<2	<2	2	3	<2	<2	4	
V	<1	1	2	4	3	218	157	167	240	219	244	89	48	
Y	99	84	102	148	193	29	31	20	35	36	31	53	35	
Zn	111	242	104	26	138	98	129	108	108	123	105	149	177	
Zr	793	660	936	1431	2222	202	263	129	342	360	312	381	329	
La	96,9	106	123	69,6	152	49,5	45,6	12,2	49,56	47,5	41,16	50,36	53,76	
Ce	215	212	218	110	324	95,4	84,1	26,1	101	102	88,5	118	100	
Pr	22,2	25,2	27,5	13,9	37,4	11,6	10,4	3,42	13,4	13,6	11,2	16,2	12,8	
Nd	78,3	95,6	99	49,3	137	44,8	41,2	14,4	54,6	55	44,5	68	49,1	
Sm	15,3	19,4	19,5	12,4	32,3	8,66	7,06	3,5	10,5	10,9	8,53	14,1	9,15	
Eu	1,17	2,22	1,49	0,978	0,728	2,72	3,08	1,24	3,45	3,53	2,7	4,66	3,29	
Gd	15,1	18,1	19,3	16,3	31,0	6,42	7,53	3,44	8,45	10,23	8,38	15,21	10,17	
Tb	3,08	2,82	3,26	3,52	5,85	1,08	1,22	0,626	1,3	1,37	1,12	1,95	1,28	
Dy	18,2	14,9	18,0	23,4	34,3	5,87	6,58	3,45	6,54	6,45	5,35	9,12	6,11	
Ho	3,54	2,91	3,44	4,85	6,76	1,01	1,06	0,596	1,15	1,16	0,99	1,61	1,14	
Er	9,74	8,28	9,65	14,00	18,80	2,78	2,99	1,69	3,09	3,12	2,76	4,43	3,35	
Yb	8,36	7,47	8,78	12,00	16,00	2,24	2,15	1,47	2,33	2,36	2,22	3,14	2,70	
Hf	22,4	12,5	21,4	30,7	54,0	2,41	3,32	2,68	6,62	6,68	5,62	7,48	6,44	
Zr/Y	8	7,9	9,2	9,7	11,5	7,0	8,5	6,4	9,8	10	10,1	7,2	9,4	
Zr/Nb	7,2	5,3	6,5	5,2	6,1	2,6	4,5	9,2	4,7	4,8	5,1	4,8	3,4	
Zr/Ce	3,7	3,1	4,3	13,0	6,9	2,1	3,1	4,9	3,4	3,5	3,5	3,2	3,3	
TiO ₂ /Zr•100	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,0	0,8	1,1	1,0	0,9	1,0	0,7	0,5	
Nb/Y	1,1	1,5	1,4	1,9	1,9	2,7	1,9	0,7	2,1	2,1	2	1,5	2,8	
La/Yb	11,6	14,2	14,0	5,8	9,5	22,1	21,2	8,3	21,3	20,1	18,5	16,0	19,9	

Dillmulde

Probe	29012	29029	30559	30539	30555	30557	30579	31583	31608	8940	29035	30536	30543	29061
Blatt	5216	5216	5316	5217	5216	5216	5217	5217	5217	5216	5216	5216	5217	5216
R-Wert	345538	345532	345484	346550	346467	346469	346531	346696	346612	345331	345414	346092	346692	345905
H-Wert	562928	562678	561573	562461	562433	562431	562739	562936	562833	561905	562408	562169	562610	562550
Gestein	aDo,dv-a	TrB,dv-a	R,de/dv-a	Bs,dh-w	Bs,dh-w	Bs,dh-w	aB,dn-w	aB,dn-w	aB,dn-w	Ti,cd1-3	Ti,cd1-3	Ti,cd1-3	Ti,cd1-3	TiDo,cd1-3
Gew.-%														
SiO ₂	45,99	44,86	77,05	30,6	40,15	41,03	37	49,05	45,07	46,44	43,07	47,02	46,28	42,86
TiO ₂	2,49	3,24	0,12	2,2	2,16	2,62	2,02	2,4	1,92	1,26	1,31	1,45	1,54	1,64
Al ₂ O ₃	16,24	18,14	12,83	11,9	11,57	12,91	12,76	16,86	14,22	12,04	15,96	13,52	15,45	14,56
Fe ₂ O ₃	11,23	12,26	0,85	15,63	13,88	14,74	10,25	11,4	12,23	11,13	12,84	11,78	10,2	11,59
FeO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MnO	0,22	0,08	0	0,13	0,21	0,14	0,29	0,17	0,16	0,13	0,17	0,13	0,13	0,21
MgO	5,85	5,2	0,11	6,24	11,96	7,43	3,3	4,07	8,54	4,83	7,75	7,83	7,4	6,39
CaO	7,36	5,08	0,02	14,99	6,34	6,75	15,27	2,75	5,78	11,87	9,76	7,69	8,51	7,32
Na ₂ O	3,71	2,56	2,51	0	0	0,88	3,84	6,33	2,35	3,95	2,87	3,24	2,76	3,91
K ₂ O	2,67	2,3	6,44	1,53	1,76	2,26	1,33	0,17	1,19	0,49	0,42	0,93	1,25	0,29
H ₂ O ⁺	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O ⁻	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
P ₂ O ₅	0,65	0,99	0,01	0,96	0,94	0,89	0,56	0,66	0,5	0,15	0,14	0,15	0,18	0,19
CO ₂	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl ₂	0	0	0	0	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0
SO ₃	0,12	0,15	0	0,03	0,36	0,03	0,04	0	0,06	0,07	0,07	0,09	0,09	0,07
S ₂	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
GlV	3,49	5,36	0,83	16,17	11,35	11,09	14,02	5	7,04	8,25	6,12	6,24	6,61	9,8
Summe	100,02	100,22	100,77	100,38	100,68	100,77	100,68	98,89	99,06	100,61	100,48	100,07	100,4	98,83

[ppm]

Ba	1134	643	260	287	1098	1336	237	64	262	42	99	189	516	24
Cr	103	9	<3	438	490	127	203	349	292	431	396	419	261	182
Cu	51	26	2	25	52	11	40	18	51	41	79	75	42	30
Ga	21	25	27	20	21	22	22	31	25	17	22	18	22	22
Nb	86	107	79	98	97	103	34	40	30	9	8	7	9	10
Ni	56	20	17	296	385	125	121	245	207	216	234	243	113	55
Pb	4	7	16	8	122	5	7	80	5	7	4	3	8	<2
Rb	84	51	153	58	70	58	20	6	29	13	5	13	26	8
Sr	686	752	39	353	465	517	232	241	341	377	321	284	305	194
Th	4	11	18	9	9	12	4	5	4	4	<2	2	3	3
U	<2	<2	4	2	2	2	<2	<2	2	<2	<2	2	<2	2
V	136	187	<1	175	176	199	152	198	180	173	207	196	249	253
Y	35	38	70	29	33	29	27	30	25	15	18	18	23	21
Zn	103	117	41	140	162	98	122	93	114	84	130	96	95	99
Zr	298	484	298	246	253	289	226	247	218	90	80	94	104	106
La	47,01	67,5	129	69,6	72,7	53,6	30,4	31,6	27,4	10,4	7,43	6,5	10,2	11,7
Ce	106	145	189	125	133	105	59,7	62,5	56,2	21,9	17,2	17,4	23,4	25,3
Pr	13,4	18,6	31,3	14,8	15,8	12,8	7,7	7,98	7,07	2,91	2,43	2,73	3,24	3,53
Nd	52,3	72,1	121	54,8	61,1	49,5	32	33	29,1	12,5	11,1	12,4	14,2	15,7
Sm	9,84	12,3	24,2	14,3	11,6	9,17	7,04	7,33	6,75	3,63	3,00	4,61	3,67	3,98
Eu	3,47	3,88	2,62	3,35	3,56	3,06	2,33	2,32	2,22	1,14	1,19	1,20	1,39	1,53
Gd	11,24	9,94	18,7	7,98	8,4	6,54	6,04	6,85	5,86	3,26	3,27	3,66	4,02	4,06
Tb	1,38	1,42	3,02	1,32	1,5	1,16	1,01	1,12	0,99	0,57	0,58	0,59	0,66	0,67
Dy	6,41	6,73	15,10	6,58	7,51	5,72	4,94	5,97	5,10	3,20	3,22	3,51	4,04	3,87
Ho	1,18	1,19	2,71	1,17	1,31	0,99	0,8	1,01	0,84	0,67	0,64	0,77	0,79	0,74
Er	3,39	3,29	7,52	2,97	3,35	2,58	2,13	2,7	2,34	1,62	1,72	1,82	2,23	1,98
Yb	2,59	2,58	6,44	2,01	2,25	1,65	1,43	1,89	1,65	1,35	1,4	1,45	1,86	1,56
Hf	5,77	7,74	8,96	4,55	5,99	3,70	3,84	6,20	4,48	2,67	1,51	2,45	2,87	2,44
Zr/Y	8,5	12,7	4,3	8,5	7,7	10,0	8,4	8,2	8,7	6,0	4,4	5,2	4,5	5,0
Zr/Nb	3,5	4,5	3,8	2,5	2,6	2,8	6,6	6,2	7,3	10,0	10,0	13,4	11,6	10,6
Zr/Ce	2,8	3,3	1,6	2,0	1,9	2,8	3,8	4,0	3,9	4,1	4,7	5,4	4,4	4,2
TiO ₂ /Zr•100	0,8	0,7	<0,1	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	1,4	1,6	1,5	1,5	1,5
Nb/Y	2,5	2,8	1,1	3,4	2,9	3,6	1,3	1,3	1,2	0,6	0,4	0,4	0,4	0,5
La/Yb	18,2	26,2	20,0	34,6	32,3	32,5	21,3	16,7	16,6	7,7	5,3	4,5	5,5	7,5

Dillmulde

Waldecker Mulde

Probe	29072	29092	29709	29087	29705	29032	29081a	30623	36775	31720	32473	34285	34631	34654/1
Blatt	5216	5216	5217	5216	5217	5216	5216	4618	4618	4618	4718	4718	4718	4718
R-Wert	345490	345357	346563	345359	346662	345417	345606	348556	348214	348176	348123	348826	348773	347981
H-Wert	562575	562128	562795	562145	562862	562310	561878	569558	569426	568987	568220	568003	567950	568320
Gestein	TiDo, cd1-3	TiDo cd1-3	TiDo cd1-3	Pk, cd1-2	Pk, cd1-2	aBVK, cd2-3	aBVK, cd2-3	aB, dv-a	aDo,dv dv-a	Bs, dh-w	aBVK, cd2-3	aBVK, cd2-3	aBVK, cd2-3	aBVK, cd2-3
Gew.-%														
SiO ₂	43,06	48,00	46,52	37,49	38,90	23,03	41,87	40,53	47,46	46,86	30,58	31,32	23,24	24,05
TiO ₂	1,29	1,55	1,25	0,63	0,56	1,35	1,73	2,56	2,00	2,51	2,32	4,54	3,49	2,3
Al ₂ O ₃	14,50	15,49	14,89	4,28	5,53	7,16	12,41	16,51	16,07	16,49	7,83	14,72	11,72	7,53
Fe ₂ O ₃	9,71	11,06	12,36	16,61	15,79	7,93	10,04	1,13	1,07	0,58	8,96	6,07	9,75	9,55
FeO	-	-	-	-	-	-	-	9,68	7,77	6,87	-	-	-	-
MnO	0,24	0,16	0,18	0,21	0,20	0,19	0,07	0,16	0,13	0,10	0,48	0,90	0,42	0,12
MgO	4,91	5,72	7,9	28,04	28,69	4,83	4,99	4,06	4,08	7,03	4,84	2,69	3,93	3,15
CaO	12,32	9,07	7,16	2,62	3,91	27,64	13,25	8,92	7,18	6,52	22,07	16,70	22,95	26,8
Na ₂ O	2,92	4,17	4,46	0,08	0,33	0,73	3,44	2,47	5,04	2,37	0,18	0,49	0,00	0
K ₂ O	0,8	0,90	1,17	0,15	0,31	0,12	0,19	1,90	0,56	1,42	1,79	3,82	2,65	2,16
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	4,31	3,67	4,51	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	0,52	0,21	0,24	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,11	0,18	0,11	0,08	0,08	0,52	0,43	0,76	0,57	0,67	1,29	1,34	1,21	0,72
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	6,71	4,73	4,12	-	-	-	-
Cl ₂	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0
SO ₃	0,07	0,09	0,05	0,08	0,16	0,15	0,20	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,33	0
S ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Glv	9,58	3,65	4,81	9,53	6,58	26,29	12,27	-	-	-	19,43	16,59	20,18	23,26
Summe	99,51	100,04	100,92	99,80	101,05	99,94	100,89	100,28	100,54	100,32	99,77	99,18	99,88	99,64

[ppm]

Ba	145	132	107	13	39	186	396	426	826	469	1141	2145	362	836
Cr	221	67	257	1434	1365	193	360	74	115	146	225	317	281	253
Cu	69	75	11	87	129	13	49	31	38	32	10	167	13	7
Ga	20	22	23	8	7	11	20	20	26	25	12	27	20	15
Nb	5	9	5	5	4	15	24	57	49	59	53	86	66	61
Ni	80	37	126	1172	1200	181	294	72	89	132	184	104	124	155
Pb	<2	<2	5	<2	4	6	3	47	32	25	15	32	18	13
Rb	19	13	22	9	11	4	1	42	53	37	32	202	143	58
Sr	358	415	221	37	91	156	458	248	666	909	353	1304	130	378
Th	<2	2	<2	<2	<2	4	4	5	5	8	5	10	5	4
U	<2	2	2	<2	<2	2	2	2	<2	2	2	10	5	2
V	214	224	209	91	85	125	145	167	151	195	216	421	344	144
Y	17	21	18	9	7	12	17	32	29	30	20	44	35	19
Zn	83	80	95	105	106	108	106	130	112	128	193	81	56	96
Zr	71	92	75	38	36	114	198	312	327	247	183	281	198	204
La	6,69	11	9,87	5,61	4,84	14	28	41,4	-	41,9	34,8	53,9	59,4	39,5
Ce	15,3	22,6	14,9	11,6	9,23	30,1	55,9	84	-	83,2	59,9	124	133	80,6
Pr	2,15	3,02	2,03	1,44	1,17	3,84	6,97	10,2	-	10,2	7,81	17,4	18,3	10,2
Nd	10,1	13,4	9,58	6,31	5,01	15,6	27,9	39,8	-	39,2	32,2	75,7	79,4	41,9
Sm	2,74	3,47	1,71	1,59	1,28	3,37	6,88	7,6	-	7,5	6,94	15,5	15,8	8,47
Eu	1,09	1,38	1,18	0,56	0,54	1,21	2,05	2,4	-	2,33	2,39	5,03	4,82	2,78
Gd	3,11	3,92	3,28	1,79	1,34	2,85	4,97	7,06	-	5,57	6,02	13,2	13,1	7,07
Tb	0,49	0,68	0,55	0,26	0,22	0,45	0,8	0,995	-	0,928	0,943	1,91	1,74	0,859
Dy	3,09	3,75	3,39	1,69	1,28	2,05	3,97	5,12	-	5,18	4,02	9,27	7,66	4,48
Ho	0,55	0,7	0,61	0,3	0,26	0,37	0,75	0,956	-	0,928	0,774	1,73	1,38	0,672
Er	1,57	1,88	1,81	0,87	0,67	0,91	1,73	2,59	-	2,68	1,7	4,29	3,21	1,68
Yb	1,26	1,45	1,52	0,66	0,53	0,59	1,29	1,97	-	2,36	1,08	3,03	2,02	0,961
Hf	1,14	2,35	1,81	1,03	1,06	1,64	4,81	1,14	-	2,77	1,31	0,668	0,975	1,22
Zr/Y	4,2	4,4	4,2	4,2	5,1	9,5	11,6	9,8	11,3	8,2	9,1	6,4	5,7	10,7
Zr/Nb	14,2	10,2	15	7,6	9	7,6	8,2	5,5	6,7	4,2	3,5	3,3	3	3,3
Zr/Ce	4,6	4,1	5	3,3	3,9	3,8	3,5	3,7	-	3	3,1	2,3	1,5	2,5
TiO ₂ /Zr•100	1,8	1,7	1,7	1,7	1,6	1,2	0,9	0,8	0,6	1	1,3	1,6	1,8	1,1
Nb/Y	0,3	0,4	0,3	0,6	0,6	1,2	1,4	1,8	1,7	2	2,7	2	1,9	3,2
La/Yb	5,3	7,6	6,5	8,5	9,1	23,7	21,7	21	-	17,8	32,2	17,8	29,4	41,1

Tab. 8.3. Chemische Zusammensetzung spinellperidotitischer Mantelxenolithe (Meta-Lherzolithe) der Lahn- und Dillmulde. Lage der Vorkommen in Abb. 3.

Probe	30575	30578a	30578b	31694e	31694f	29034a	29034b	29081b	29081d	29105b	30550	30551	30553	30554
Blatt	5217	5217	5217	5515	5515	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216	5216
R-Wert	346479	346478	346478	344278	344278	345417	345417	345606	345606	345484	345417	345417	345484	345484
H-Wert	562464	562463	562463	558936	558936	562310	562310	561878	561878	562355	562310	562310	562355	562355
Gestein	Pd,dh-w	Pd,dh-w	Pd,dh-w	Pd,dh-w	Pd,dh-w	Pd,cd2-3								
Gew.-%														
SiO ₂	33,43	16,26	16,73	28,68	43,24	25,36	24,23	29,78	32,68	35,24	35,93	32,14	31,09	17,95
TiO ₂	0,04	0,03	0,04	0,48	0,74	0,04	0,04	0,68	0,06	0,04	0,39	0,06	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	2,35	0,98	2,51	3,91	5,61	2,67	2,74	7,18	3,7	2,32	4,97	2,96	1,96	2,91
Fe ₂ O ₃	3,22	1,91	5,0	8,01	2,58	8,19	6,55	10,72	10,36	8,16	13,29	9,19	10,53	8,13
FeO	–	–	–	1,89	2,98	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MnO	0,19	0,23	0,26	0,29	0,2	0,38	0,47	0,12	0,1	0,13	0,15	0,15	0,25	0,12
MgO	3,33	1,71	3,35	8,35	12,29	4,62	3,85	4,84	4,46	2,67	5,43	3,42	10,77	3,85
CaO	31,23	43,57	38,7	30,69	23,8	31,58	33,52	23,55	25,28	27,49	20,5	27,99	23,43	36,32
Na ₂ O	0	0	0	0,53	0,75	0,02	0	1,05	0,08	0	0	0	0	0
K ₂ O	0,04	0,03	0,11	0,09	0,14	0,01	0,02	0,1	0	0	0	0,01	0	0,01
H ₂ O ⁺	–	–	–	0,71	0,85	–	–	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O ⁻	–	–	–	0,1	0,15	–	–	–	–	–	–	–	–	–
P ₂ O ₅	0	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,17	0,02	0	0,02	0,04	0	0
CO ₂	–	–	–	16,7	6,35	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SO ₃	0,08	0,16	0,19	0	0	0,04	0,06	0,04	0,54	0	0,1	0,05	0,06	0,04
GlV	26,25	34,8	32,1	–	–	27,15	28,27	20,77	22,21	22,98	20,01	23,8	21,83	30,43
Summe	100,16	99,69	99,01	100,46	99,7	100,08	99,76	99	99,49	99,03	100,79	99,81	99,94	99,78
[ppm]														
Ba	20	125	38	34	40	26	13	336	5659	16	175	64	20	66
Cr	2620	1548	2707	2592	4283	2803	2969	1869	3775	4347	825	3148	3042	3605
Cu	14	27	16	50	49	11	20	48	23	10	42	13	28	18
Ga	3	1	6	14	16	4	3	14	9	6	8	8	4	8
Nb	<1	<1	1	1	1	<1	<1	8	<1	<1	<1	<1	<1	1
Ni	1652	485	358	407	395	1835	1940	868	1660	2645	1098	1728	2552	2832
Pb	5	6	4	<2	<2	5	3	2	3	4	8	3	3	4
Rb	3	3	6	4	5	1	2	2	1	1	1	2	<1	2
Sr	195	328	170	158	130	92	98	294	428	86	113	141	88	112
Th	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	3	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2
V	57	29	68	234	236	66	73	122	94	62	159	80	81	82
Y	<2	<2	3	9	12	3	3	7	<2	<2	<2	3	2	<2
Zn	61	26	50	46	58	121	94	129	56	98	147	91	147	127
Zr	7	8	11	29	39	6	7	73	10	6	27	9	7	6
La	4,2	2,48	7,11	24	19,4	16,7	16,5	14,4	7,36	11,1	13,3	10,1	6,84	11
Ce	5,01	3,78	10,1	16,5	18,3	19,0	21,0	27,1	12,4	11,6	18,7	12,8	4,3	12,8
Pr	0,55	0,37	1,07	2,04	2,48	1,8	1,97	3,11	1,42	1,08	1,96	1,28	0,38	1,26
Nd	2,23	1,51	4,08	8,33	10,6	6,59	6,95	12,4	5,56	3,8	7,18	4,52	1,26	4,35
Sm	0,41	0,38	0,71	1,89	2,57	0,95	1,08	2,23	1,02	0,38	1,09	0,59	<0,1	0,4
Eu	0,13	0,12	0,22	0,694	0,925	0,35	0,39	0,68	0,42	<0,1	0,41	0,23	<0,1	0,16
Gd	0,35	0,24	0,63	1,94	2,59	0,78	0,99	1,95	0,36	0,24	0,77	0,39	<0,1	0,17
Tb	<0,1	<0,1	<0,1	0,295	0,4	0,11	0,15	0,27	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Dy	0,31	0,2	0,49	1,7	2,28	0,48	0,58	1,45	0,28	<0,1	0,67	0,34	0,19	0,22
Ho	<0,2	<0,2	<0,2	0,289	0,402	<0,2	<0,2	0,24	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Er	0,22	<0,2	0,23	0,788	1,06	0,23	0,34	0,73	<0,2	<0,2	0,34	0,24	<0,2	0,22
Yb	0,15	<0,1	0,14	0,652	0,847	0,24	0,27	0,53	0,19	<0,1	0,24	0,2	0,15	0,21
Hf	0,22	0,2	0,22	<0,2	1,43	0,26	<0,2	0,99	0,3	0,39	0,74	0,35	<0,2	<0,2

Manuskript eingegangen am 20.10.2003, angenommen am 17.11.2003

HANS-JÜRGEN ANDERLE¹, PETER BENDER² & HEINZ-DIETER NESBOR³

Neuaufnahme des Oberdevon-Profiles von Freindiez (Bl. 5614 Limburg an der Lahn)

Kurzfassung

Das Oberdevon-Profil von Freindiez umfasst Roteisenstein, Hölloch-Kalk und Cypridinschiefer. Mit Conodonten ist ein Alter von der Unteren Nehden- bis zur Wocklum-Stufe belegt.

In die Sedimentgesteine sind Lagergänge aus Metabasalt der Oberdevon-Phase eingelagert. Drei Schuppen als Teil eines Duplex sind aufgeschlossen.

Abstract

The Upper Devonian section at Freindiez comprises Red Iron Ore, Hölloch Limestone and Cypridina Shale. The conodont age is Lower Nehden to Wocklum. Sills of Upper Devoni-

an metabasalt are intercalated. Three thrust slices exposed are part of a duplex.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	183
2. Geologische Verhältnisse am westlichen Aarhang südlich Freindiez	184
3. Beschreibung des Oberdevon-Profiles von Freindiez	184
3.1 Gesteinsfolge und Störungen	184
3.2 Vulkanite	186
3.3 Einstufung mittels Conodonten	187
3.4 Schuppenbau im Spiegel der Conodonten-Datierungen	188
4. Schriftenverzeichnis	189

1. Einleitung

Beim Bau einer Straßenverbindung von der Papiermühle an der B 54 im Aartal nach Birlenbach war 1993 südlich Freindiez ein Profil in Gesteinen des Oberdevons aufgeschlossen. Über dieses Profil hatte bereits KEGLER (1967) im Rahmen sei-

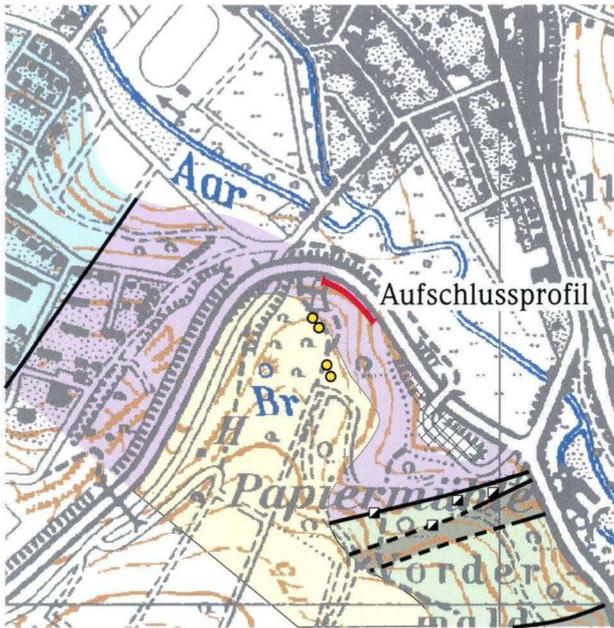
ner Dissertation über Stratigraphie, Fazies und Tektonik in der westlichen Lahnmulde berichtet. In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse aus der Neuaufnahme dieses Aufschlusses vorgestellt.

¹ Dipl.-Geol. H.-J. Anderle (e-mail: anderle.wiesbaden@surfeu.de), Bremthaler Straße 47, D-65207 Wiesbaden

² Dr. P. Bender, Alter Kirchhainer Weg 15, D-35039 Marburg

³ Dr. H.-D. Nesbor (e-mail: d.nesbor@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

2. Geologische Verhältnisse am westlichen Aarhang südlich Freindiez



- | | |
|--------------|--------------------------------------|
| Aufschüttung | Tonschiefer des Oberdevons |
| Lehm | Kalkstein des Mittel- und Oberdevons |
| Kies der Aar | Metabasalt ("Diabas") |
| Schachtpinge | Metavulkaniklastite ("Schalstein") |

Das Profil befindet sich südlich Freindiez westlich der Aar (TK25, Bl. 5614 Limburg an der Lahn, R 3438810, H 5581450). Es begleitet die L 318, welche die B 54 südlich an Freindiez vorbei mit Birlenbach verbindet, auf der SW-Seite. Südöstlich des Profils befindet sich ein Parkplatz auf einer Aufschüttung im Mündungsbereich eines SW-Seitentälchens der Aar.

NW dieses Parkplatzes streicht am Hang auf 75 m Länge eine Folge roter und untergeordnet grüngrauer Tonschiefer mit Kalkknollen, Plattenkalken, Metabasalten sowie Tuffiten aus, die beim Straßenbau angeschnitten worden ist. Sie ist Teil eines Streifens von Oberdevon der südwestlichen Lahnmulde, der von Limburg, südlich an Freindiez und Birlenbach vorbei, nach SW streicht, wo er zwischen den Orten Schaumburg und Steinsberg aushebt (REQUADT 1990). Diese Folge grenzt bei Freindiez im NW an Kalksteine des Mittel- und Oberdevons (Massenkalk) und im SE an alkalibasaltische Metavulkaniklastite („Schalstein“) und Meta-Alkalibasalte des Mitteldevons (KAYSER 1886, KOCH 1886, AHLBURG 1919). Ihre südöstliche Grenze ist hier durch einen Pingenzug des Bergbaus auf Rot-eisenstein markiert. In 140–150 m ü. NN wird sie von einer Aarterrasse, Fließerden und Lösslehm überlagert (Abb. 1).

Abb. 1. Aufschlussprofil vom Westhang des Aarhals südlich Freindiez (nach KOCH 1886, AHLBURG 1919, KEGLER 1967 und eigenen Beobachtungen).

3. Beschreibung des Oberdevon-Profiles von Freindiez

3.1 Gesteinsfolge und Störungen

Die mit 60–70° nach SE einfallende Schichtenfolge (Abb. 2) beginnt im Süden mit einem rund 2 m mächtigen Metabasalt,

der lagerförmig in rote Tonschiefer eingeschaltet ist. Dieser Metabasalt ist durch eine streichende Störung von den roten Tonschiefern in seinem Liegenden getrennt. Die Tonschiefer enthalten auf den ersten 20 m zwei dünne grüngraue Ein-

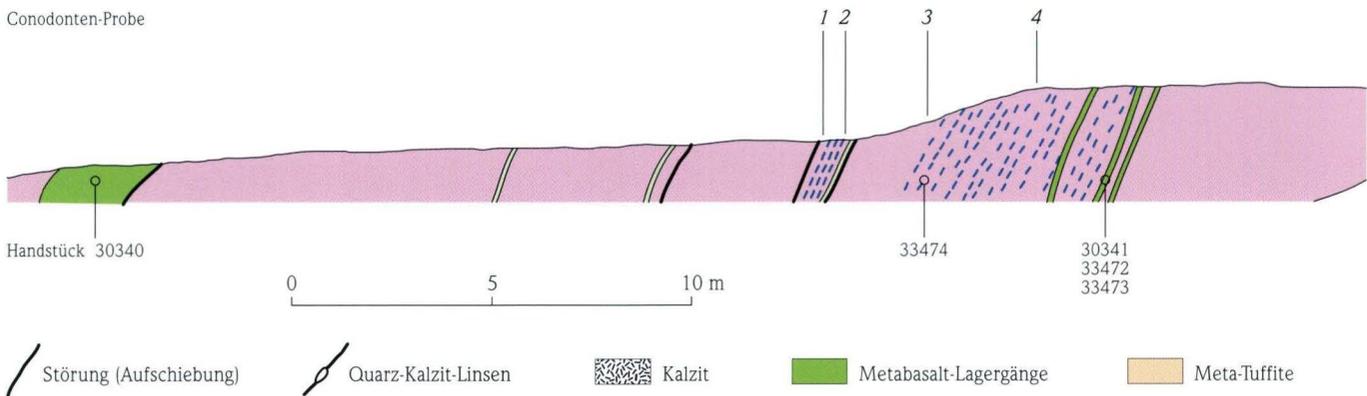


Abb. 2. Aufschlussprofil des Oberdevons südlich Freindiez mit Angabe der Handstück- und Probennummern.

schaltungen. Danach beginnen Einlagerungen von Kalkknollen, die auf etwa 8 m Profillänge anhalten. Die rund 1 m mächtige erste Einschaltung roter Tonschiefer mit Kalkknollen ist in ihrem Liegenden und Hangenden von streichenden Störungen begrenzt. In die rund 5 m mächtige zweite Einschaltung roter Tonschiefer mit Kalkknollen sind drei geringmächtige Lagergänge aus Metabasalt eingeschaltet. Nun folgen auf weiteren 8 m reine rote Tonschiefer bis zu einem zugemauerten Stollenmundloch. Ab hier treten wieder Kalkknollen auf. Die roten Tonschiefer gehen nun in Form einer geringmächtigen Wechsellagerung in einige Dezimeter mächtige rotbraune plattige Kalksteine über, die teilweise von Kalkspat verdrängt sind. Diese Plattenkalke lagern einem kalkigen Roteisenstein auf. Plattenkalke und Roteisenstein werden im

Liegenden von einer Überschiebung begrenzt, die teilweise parallel zum Roteisenstein, teilweise spitzwinklig zu Roteisenstein und Plattenkalke verläuft (Abb. 3).

Im Liegenden dieser Überschiebung besteht die Schichtenfolge auf weiteren 15 m Länge aus rotem Tonschiefer mit Einlagerung einzelner dünner Kalksteinbänke im Süden und Lager von Kalkknollen im Norden. In ihr befinden sich drei Überschiebungen. An einer vierten ist diese Abfolge auf grüngraue Tonschiefer überschoben (Abb. 4). Diese Überschiebung ist parallel zur hangenden und spitzwinklig zur liegenden Schichtenfolge angelegt.

Die rund 10 m mächtigen grüngrauen Tonschiefer führen zwei Lagergänge aus Metabasalt (dazwischen eine Kalksteinlinse) und zwei Einschaltungen roter Tonschiefer, außerdem eine

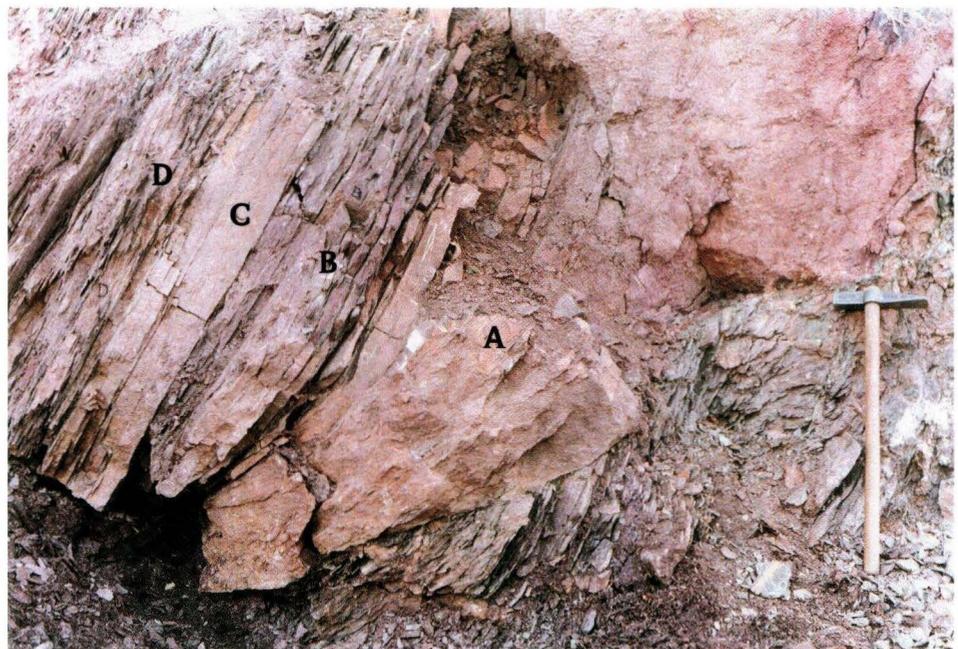


Abb. 3. Der oberdevonische Plattenkalk (A bis D) über dem Roteisenstein (rechts im Bild über dem Hammer). Blick nach SW.

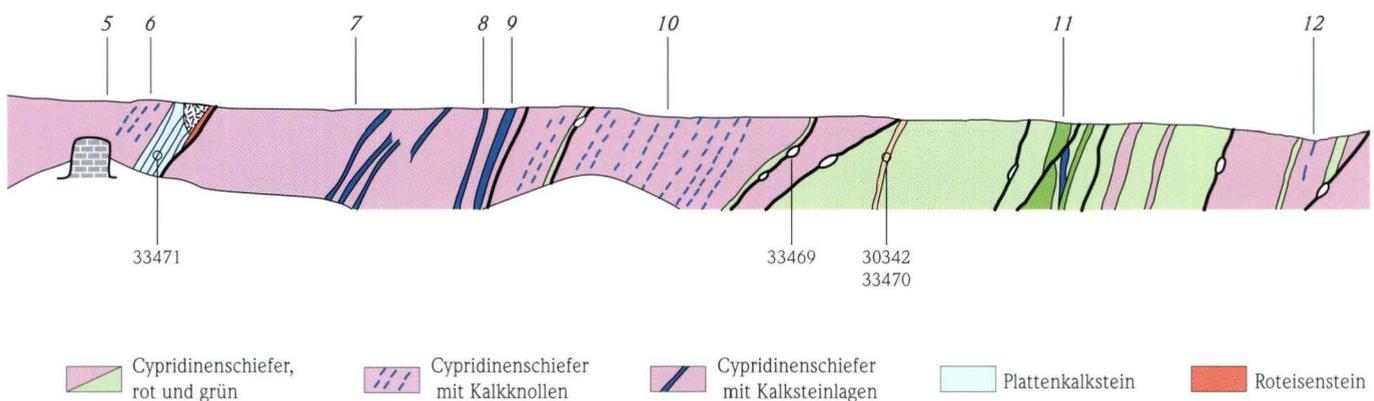




Abb. 4. Zwei Überschiebungen im Cypridinen-Schiefer nördlich des Stollenmundlochs. Auf der linken Überschiebung ist (links oberhalb des Hammerkopfes) eine der Scherlinsen aus Quarz und Kalzit zu erkennen. Blick nach SW.

Meta-Tuffitlage. Diese Abfolge wird im Bereich der Metabasalte durch drei kleinere streichende Störungen unterbrochen. Danach folgen im Liegenden einer weiteren Überschiebung auf den nächsten 15 Profilm Metern rote Tonschiefer mit einer Lage aus Kalkstein-Linsen und zwei grüngrauen Einschaltungen.

Die meisten der Auf- und Überschiebungen in der Nordhälfte des Profils führen Dezimeter große Knollen aus mit Kalkspat verwachsenem Milchquarz. Ein Dünnschliff in der Q-Ebene einer dieser Linsen zeigt Quarz mit zahlreichen Fluid-einschlüssen, undulöser Auslöschung, beginnender Subkornbildung, teilweise suturierten Korngrenzen und stellenweise dynamischer Rekrystallisation. Zahlreiche feine Risse im Quarz quer zur Bewegung auf der Störung sind mit Kalzit gefüllt. Kalzit mit Zwillinglamellen verdrängt den Quarz und wird ebenfalls von Kalzit gefüllten Rissen durchzogen (Abb. 5).

3.2 Vulkanite

Die in das Profil eingeschalteten Metabasalte wurden stark alteriert und z.T. geschiefert. Von den magmatisch entstandenen Mineralen sind nur noch die Plagioklase erhalten geblieben, die jedoch albitisiert und mehr oder weniger stark durch Chlorit und Kalzit verdrängt wurden. Ehemalige Klinopyroxene und eventuell Olivine sind völlig in Chlorit umgewandelt worden. Von dem ehemaligen Titanomagnetit ist nur noch Leukoxen erhalten geblieben. Das Gefüge der in dem Profil aufgeschlossenen Metabasalte war ursprünglich intergranular, Einsprenglinge sind keine zu erkennen (Abb. 6). Das Gestein lässt sich nach seiner Mineralzusammensetzung und dem Gefüge den Meta-Alkalibasalten der Oberdevon-Phase zuordnen (NESBOR 2004, in diesem Bd.).

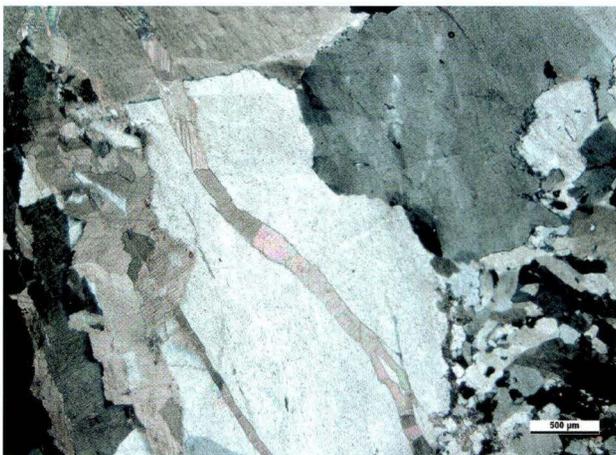


Abb. 5. Dünnschliff aus einer Quarz-Kalzit-Linse (Handstück 33469). Senkrecht zur Störung orientierte Risse im Quarz mit Kalzit gefüllt.



Abb. 6. Dünnschliff aus dem Meta-Alkalibasalt vom Süden des Profils (Handstück 30340).

3.3 Einstufung mittels Conodonten

Bereits KEGLER (1967, 1968) datierte das Oberdevon des Profils bei Freindiez mit Hilfe von Conodonten. Leider konnte von den KEGLERSchen Conodonten lediglich noch eine Probe aufgefunden werden. Deshalb wurden bei der Neuaufnahme des Profils durch das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie Proben für Conodonten-Untersuchungen genommen und aufbereitet. Besonders der stratigraphisch älteste Abschnitt des Profils wurde in geringen Abständen beprobt (Abb.

2 und 3, Proben 6A–6D). Während aus den Kalksteinen dieses Abschnitts relativ reiche und gut erhaltene Conodonten-Faunen stammen, sind die übrigen Proben, die aus Knollen und Linsen in tonigen Gesteinen gewonnen wurden, meist individuenarm und haben oft schlecht erhaltene Conodonten-Elemente (Bruchstücke, verkrustete, kleine Exemplare) geliefert (Tab. 1). Die als Grundlage für die Datierungen benützten Plattform-Elemente überwiegen gegenüber den deshalb nur pauschal aufgeführten ramiformen und coniformen Elementen.

Tab. 1. Conodonten aus dem Profil Freindiez. Reihenfolge der Proben wie im Gelände (vgl. Abb. 2).

Conodonten	Proben-Nr.	1	2	3	4	5	6D	6C	6B	6A	7C	7B	7A	8	9	10	11	12
<i>Palmatolepis triangularis</i>										6								
<i>Palmatolepis delicatula delicatula</i>										53								
<i>Palmatolepis subperlobata</i>										26								
<i>Palmatolepis prororhomboida</i>									3	5								
<i>Palmatolepis minuta minuta</i>		2	2				2	6	35	16								
<i>Palmatolepis spathula</i>										8								
<i>Palmatolepis termini robusta</i>										4								
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i>										14								
<i>Palmatolepis crepida</i>										4								
<i>Palmatolepis glabra prima</i>				6		1	1	4	6									
<i>Palmatolepis glabra pectinata</i>						10	11	27	71		5		7	15	3		2*	
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i>		3	13		1	3	5	4	7			1	2	3		2		1
<i>Palmatolepis</i> n. sp. B SCHÜLKE 1995								2	15									
<i>Palmatolepis rhomboidea</i>							1		14									
<i>Palmatolepis glabra acuta</i>								3										
<i>Palmatolepis quadrantinodosa inflexa</i>							1	6					1					
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>		8	2	2	1		1				2	1		1	1	4	5	7
<i>Palmatolepis marginifera marginifera</i>		5		1	3	15	9	12			2		2	3	4			
<i>Palmatolepis glabra distorta</i>				2	2	6	8						2					
<i>Palmatolepis glabra leptota</i>			20	2	3	14	10	1			1		4	4				
<i>Palmatolepis quadrantinodosa inflexoidea</i>							4	17										
<i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i>		1	22															2
<i>Scaphignathus velifer</i>		1	4															
<i>Polygnathus eoglaber</i>									9									
<i>Polygnathus nodocostatus</i>								1	3			1						
<i>Polygnathus fallax</i>								3					1					
<i>Polygnathus glaber glaber</i>					1	2	1	3	4		1	3	1					
<i>Polygnathus glaber medius</i>								2			1							
<i>Polygnathus communis communis</i>																	20	7
<i>Polygnathus perplexus</i>																		1
<i>Pseudopolygnathus brevipennatus</i>																		2
<i>Bispathodus stabilis</i>																		4
<i>Bispathodus bispathodus</i>																		2
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>																		4
<i>Bispathodus costatus</i>																		2
<i>Icriodus alternatus alternatus</i>									12	5								
<i>Branmehla werneri</i>			2															
<i>Palmatolepis</i> sp. indet.		1	6		7		3	5	2	7		1	6	3				
<i>Polygnathus</i> sp. indet.		1	7	1			1	3	7	3	1		1	1				
coniforme Elemente			1			1			3	1	1							1
ramiforme Elemente		4	15	4	7	15	11	8	17	9	2	3	1	5	1	2	11	12

* vermutlich Verunreinigung oder umgelagert (unterschiedliche Farbe)

Die bei der Neuaufnahme gewonnenen Conodonten-Faunen bestätigen und ergänzen die KEGLER'schen Ergebnisse. Für den stratigraphisch ältesten Abschnitt der auf Conodonten untersuchten Abfolge ergibt sich eine Verfeinerung gegenüber den KEGLER'schen Angaben. Es handelt sich bei diesem Abschnitt um rötliche Kalksteine, die im Hangenden von kalkigem Roteisenstein auftreten. Aus diesem Abschnitt stammt KEGLER'S Probe 16, die er ins toI δ , also nach damaliger Auffassung ins Obere Adorf, datierte. Bei der Neuaufnahme wurden vier Proben (6A–D) in geringem Abstand übereinander genommen. Die unterste Probe (6A) aus dem Bereich unmittelbar über dem Roteisenstein lieferte eine relativ reiche Fauna der Späten *triangularis*-Zone [also to (post) I δ der alten Auffassung, Nehden bzw. Famennium nach WEDDIGE]. KEGLER nennt jedoch auch *Palmatolepis gigas* MILLER & YOUNGQUIST, die für Adorf bzw. Frasnium leitend ist. Möglicherweise handelt es sich bei der von KEGLER genannten Art um *Palmatolepis spathula* SCHÜL-

KE (Abb. 7), die einen ähnlich markanten Außenlobus aufweist, wie *Palmatolepis gigas*. Probe 6B liefert bereits eine Conodonten-Fauna aus dem Übergangsbereich von Unterem zu Oberem Nehden, während die Faunen der Proben 6C–D in das Obere Nehden zu datieren sind. Die Probe 6D stammt aus plattigen Kalksteinen mit Zwischenlagen von Tonschiefer, also aus dem Übergangsbereich von der kalkigen zur tonigen Sedimentation, die im höheren Oberdevon des Profils vorherrscht. Aus diesem Abschnitt stammen die übrigen Proben.

3.4 Schuppenbau im Spiegel der Conodonten-Datierungen

Die biostratigraphische Einstufung der Schiefer mit Conodonten (Tab. 1) lässt erkennen, dass das Profil aus drei Schuppen aufgebaut ist, die die oberdevonische Abfolge (teilweise) wiederholen. Die südliche Schuppe enthält an ihrer Basis die ältesten Gesteine des Profils. Probe 6A aus dem plattigen Kalkstein unmittelbar über dem Roteisenstein ergab Unteres Nehden. Die darauf folgenden Kalksteine und Kalkknollen in den ersten 17 Profilm Metern nach Süden (Proben 6 B–D und 5–1) ergaben Oberes Nehden und Unteres Hemberg. Weiter nach Süden fehlen kalkige Einlagerungen in den überwiegend roten Tonschiefern des höheren (jüngeren) Abschnitts dieser südlichen Schuppe, weshalb hier eine Datierung mit Conodonten nicht möglich war. Die nördliche Schuppe führt die jüngsten Anteile des Profils. Die Proben 11 und 12 enthielten Conodonten des Dasberg bis Wocklum. Die Kalksteinlagen und -knollen der mittleren Schuppe lieferten Conodonten des Oberen Nehden bis z.T. Hemberg. Hier wiederholt sich folglich ein Teil der südlichen Schuppe. Bei dem Roteisenstein dürfte es sich um das „Grenzlager“ handeln, das über dem Schalstein abgeschert ist. Das beschriebene Profil zeigt vermutlich Teile eines Schuppenstapels (Duplex), der innerhalb des tonig ausgebildeten Oberdevons südlich Freindiez ausgebildet ist. Dies weist darauf hin, dass die Ausstrichbreiten größere Mächtigkeiten als tatsächlich vorhanden vortäuschen.

REQUADT (1990: 46) sieht den Kalkstein des Profils Freindiez als Hölloch-Kalk an. Am locus typicus auf dem westlich benachbarten Bl. 5613 Schaumburg wird der Hölloch-Kalk in die (alte) *Ancyrognathus triangularis*-Zone (doI?) eingestuft (entspricht heute der Späten *hassi*- und *jamiae*-Zone; vgl. WEDDIGE 1996: 282). Er ist dort also älter als bei Freindiez, wo sich eine Einstufung in die Späte *triangularis*-Zone ergab.

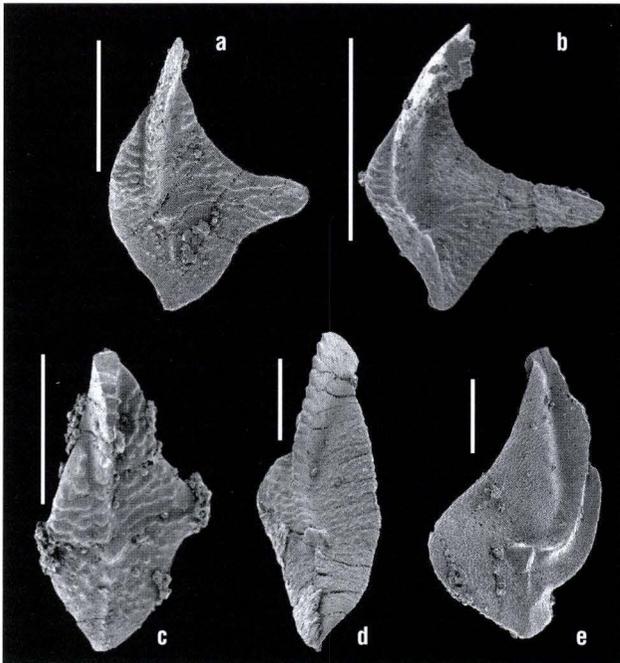


Abb. 7. Conodonten aus den Proben 6A und 6D des Plattenkalks. **a:** *Palmatolepis spathula* SCHÜLKE, 1996; Probe 6A. **b:** *Palmatolepis spathula* SCHÜLKE, 1995; Probe 6A. **c:** *Palmatolepis termini robusta* SCHÜLKE, 1996; Probe 6A. **d:** *Palmatolepis crepida* SANNEMANN, 1955; Probe 6A. **e:** *Palmatolepis marginifera marginifera* HELMS, 1959; Probe 6D. Länge des Maßstabs 0,5 mm.

4. Schriftenverzeichnis

- [AHLBURG, J. (1919)]: Geologische Karte der Umgebung von Limburg a.d. Lahn, 1:50 000; Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt).
- KAYSER, E. (1886): Erl. Geol. Spec.-Kt. Preussen u. Thüring. Staaten, Bl. [5614] Limburg, Lfg. 31: 52 S.; Berlin.
- KEGLER, J. (1967): Stratigraphie, Fazies und Tektonik in der westlichen Lahnmulde (Bl. Limburg und Hadamar) unter besonderer Berücksichtigung des Oberdevons und der Gaudernbacher Schichten. – Diss. Univ. Gießen: 96 S., 28 Abb.; Gießen.
- KEGLER, J. (1968): Das Ober-Devon in der Umgebung von Limburg (westliche Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1968: 345–363, 10 Abb., 4 Faunenlisten; Stuttgart.
- KOCH, C. (1886): Geol. Spec.-Kt. Preussen u. Thüring. Staaten, Bl. [5614] Limburg, Lfg. 31; Berlin.
- NESBOR, H.-D. (2004): Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf. – Geol. Jb. Hessen **131**: 145–182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- REQUADT, H. (1990): Geol. Kt. Rheinland-Pfalz 1:25 000, Bl. 5613 Schaumburg, mit Erl., 2. Aufl.: 212 S., 53 Abb., 17 Tab., 1 Beil.; Mainz.
- SCHÜLKE, I. (1995): Evolutive Prozesse bei *Palmatolepis* in der frühen Famenne-Stufe (Conodonta, Ober-Devon). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **67**: 108 S., 33 Abb., 10 Tab., 14 Taf.; Göttingen.
- WEDDIGE, K. [Hrsg.] (1996): Devon-Korrelations-tabelle. – Senckenb. Iethaea, **76**: 267–286, 7 Abb., 43 Tab.-Spalten; Frankfurt a.M.

Manuskript eingegangen am 21.10.2003, angenommen am 23.10.2003

PETER BENDER¹ & HORST BLUMENSTENGEL²

Ostracoden aus der Weitershausen-Formation (Oberdevon, Hörre, Rheinisches Schiefergebirge)

Kurzfassung

Aus turbiditischen Kalken der Weitershausen-Formation der Hörre (Lahn–Dill-Mulde, Obere Hemberg- bis Wocklum-Stufe) wird erstmalig eine aus über dreißig Arten bzw. Formgruppen bestehende Ostracoden-Fauna beschrieben. Die Ostracoden-Reste sind silifiziert und wurden aus Lösungsrückständen der Conodonten-Aufbereitung ausgelesen. Es wird ein erster Überblick über die Fauna gegeben, ihre eingehende taxonomische Bearbeitung steht noch aus. Die Fauna kennzeichnet ei-

nen noch wenig bekannten Ökotyp, der für die Fazies der Flinzkalken charakteristisch ist. Ihr Vorkommen ist an turbiditische Trübestrome des Schelfrandbereichs gebunden. Es überwiegen faziesübergreifende Formengruppen, kennzeichnend ist ein relativ hoher Anteil an bythocytheriden Formen sowie an Formen, die dem Thüringer Ökotyp nahe stehen. Als neue Art wird *Corniferacia horni* n. sp. beschrieben.

Abstract

Representatives of more than 30 ostracoda species resp. form groups have been described for the first time from turbiditic limestones of the Famennian Weitershausen Formation (Lahn Dill Syncline, Hörre Belt, upper Hembergian to Dasbergian) – dated as Early Postera to Early Praesulcata Zone by conodonts. The silicified ostracodes were sorted from acetic acid residues of samples collected for conodonts from the type section of the Weitershausen Formation and an additional sec-

tion. The present description of the ostracodes is thought only as a general view while a comprehensive taxonomic study still has to come. The fauna represents a hitherto little known Flinzkalk-ecotype. The occurrence is restricted to turbiditic sediments, probably from a slope position. Predominating are forms that are facies-overlapping and forms closely related to the Thuringian ecotype. As a new species *Corniferacia horni* n. sp. is described.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	192
2. Zum Ostracoden-Fundpunkt der Weitershausen-Formation	192
2.1 Übersicht	192
2.2 Typus-Profil der Weitershausen-Formation	194
3. Beschreibung der Ostracoden-Fauna	194
3.1 Erhaltung	194
3.2 Zusammensetzung der Fauna	195
4. Fazies und Ökologie der Fauna	195
4.1 Beziehungen zu altersgleichen oberdevonischen Flachwasserfaunen	196
5. Taxonomie	198
6. Zusammenfassung	200
7. Schriftenverzeichnis	201

¹ Dr. P. Bender, Alter Kirchhainer Weg 15, D-35039 Marburg

² Dr. H. Blumenstengel, Am Gänseberg 13, D-07749 Jena

1. Einleitung

Im Rahmen von Kartierungs- und Forschungsarbeiten in der Hörre und den benachbarten Bereichen der Lahn- und der Dill-Mulde wurden seit 1957 zahlreiche Proben mikropaläontologisch untersucht. Bei der Aufbereitung der karbonatischen Sedimente stand stets die Gewinnung von Conodonten im Vordergrund, weil diese zunächst fast ausschließlich für eine biostratigraphische Einstufung der untersuchten Profile wichtig waren.

Da bis 1990 die Gewinnung der Conodonten bzw. ihre Anreicherung mittels Schwereretzung erfolgte, beschränkte sich die Bearbeitung der nicht phosphatischen Reste der Begleitfauna auf stichprobenartige Prüfungen. Dabei stieß man auf teilweise recht umfangreiche verkieselte (silifizierte) Fossilreste, unter anderem auch auf Ostracoden. Nach 1990 wurden die gesamten Probenrückstände ausgelesen. Dies und das ge-

zielte Auslesen der älteren Rückstände, die für weitere Untersuchungen aufgehoben worden waren, führte zu recht interessanten Ostracoden-Funden. Aus unterkarbonischem Material der Hörre wurde von BLUMENSTENGEL et al. (1997) eine erste solche Fauna aus der Gladenbach-Formation beschrieben. In der vorliegenden Arbeit soll nun auf eine weitere interessante Fauna aufmerksam gemacht werden. Sie entstammt karbonatischen Sedimenten der Weitershausen-Formation. Eine allumfassende taxonomische Bearbeitung konnte allerdings bis jetzt noch nicht erfolgen, daher soll zunächst nur ein Überblick über das vorhandene Material und dessen Interpretation bezüglich Fazies und Biostratigraphie gegeben werden.

Das Originalmaterial wird in den Sammlungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Marburg unter Mbg.-Nummern 4932–4971 hinterlegt.

2. Zum Ostracoden-Fundpunkt der Weitershausen-Formation

2.1 Übersicht

Der höhere Teil des Oberdevons der Hörre im Marburger Hinterland wurde von BENDER & HOMRIGHAUSEN (1979) als Weitershausen-Schichten und von BENDER (1989) als Weitershausen-Formation bezeichnet.

Es handelt sich bei der Weitershausen-Formation um eine maximal 50 m mächtige Folge vorwiegend dunkelgrauer, seltener hell- bis mittelgrauer, gebankter Kalksteine vom Flnz-Typ, die mit tonigen, mergeligen und kieseligen Sedimenten wechsellagern. Durch Conodonten lässt sich die Weitershausen-Formation in die Frühe *postera*- bis Frühe *praesulcata*-Zone datieren. Die Weitershausen-Formation überlagert die vorwiegend aus Grauwacken und Tonschiefern bestehende Ulmbach-Formation und wird von quarzitischen Sandsteinen und Tonschiefern der Endbach-Formation überlagert.

Wegen des Mangels an größeren Fossilien in den überwiegend feinkörnigen Gesteinen war das Alter der Weitershausen-Formation zunächst unsicher (KAYSER & HOLZAPFEL 1894: „Gladenbacher Kalke“, Mitteldevon (teilweise); KAYSER 1899: Silur; KEGEL 1933, 1934 und CORRENS 1934: Adorf). KUMMEROW (1953) erwähnt Ostracoden von Weitershausen aus Gladenbacher Kalk, den er in das Oberdevon (to1) datiert. Erst mit Hilfe von Conodonten konnten BISCHOFF & ZIEGLER (1956) in der von ihnen noch als „Urfer Schichten“ bezeichneten Folge Conodonten-Faunen des Dasbergs nachweisen. BRINCKMANN (1963), der eine erste Übersicht über die Entwicklung der Hörre-Fazies im Gebiet von Weitershausen gab, bezeichnete die jüngeren Kalksteine der Weitershausen-Formation als „toV-Kalke“. BENDER et al. (1993) beschrieben das Typus-Profil der Weitershausen-Formation, die sie in drei Untereinheiten gliederten.

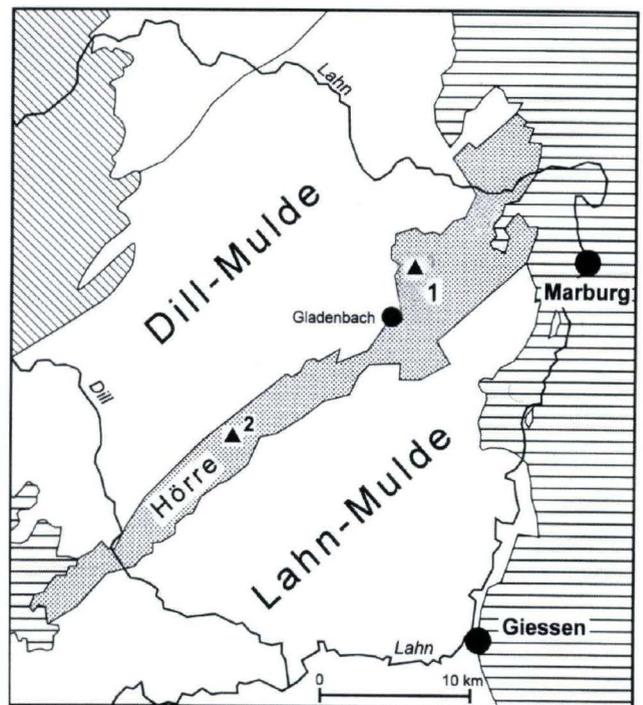


Abb. 1. Lageskizze der Ostracoden-Fundpunkte im Lahn-Dill-Synklinorium; diagonal schraffiert: Siegerländer Antiklinorium, horizontal schraffiert: postvariszische Gesteine der Hessischen Senke und des Westerwaldes, punktiert: Hörre-Zug; 1: Fundpunkt Weitershausen, 2: Fundpunkt Bischoffen.

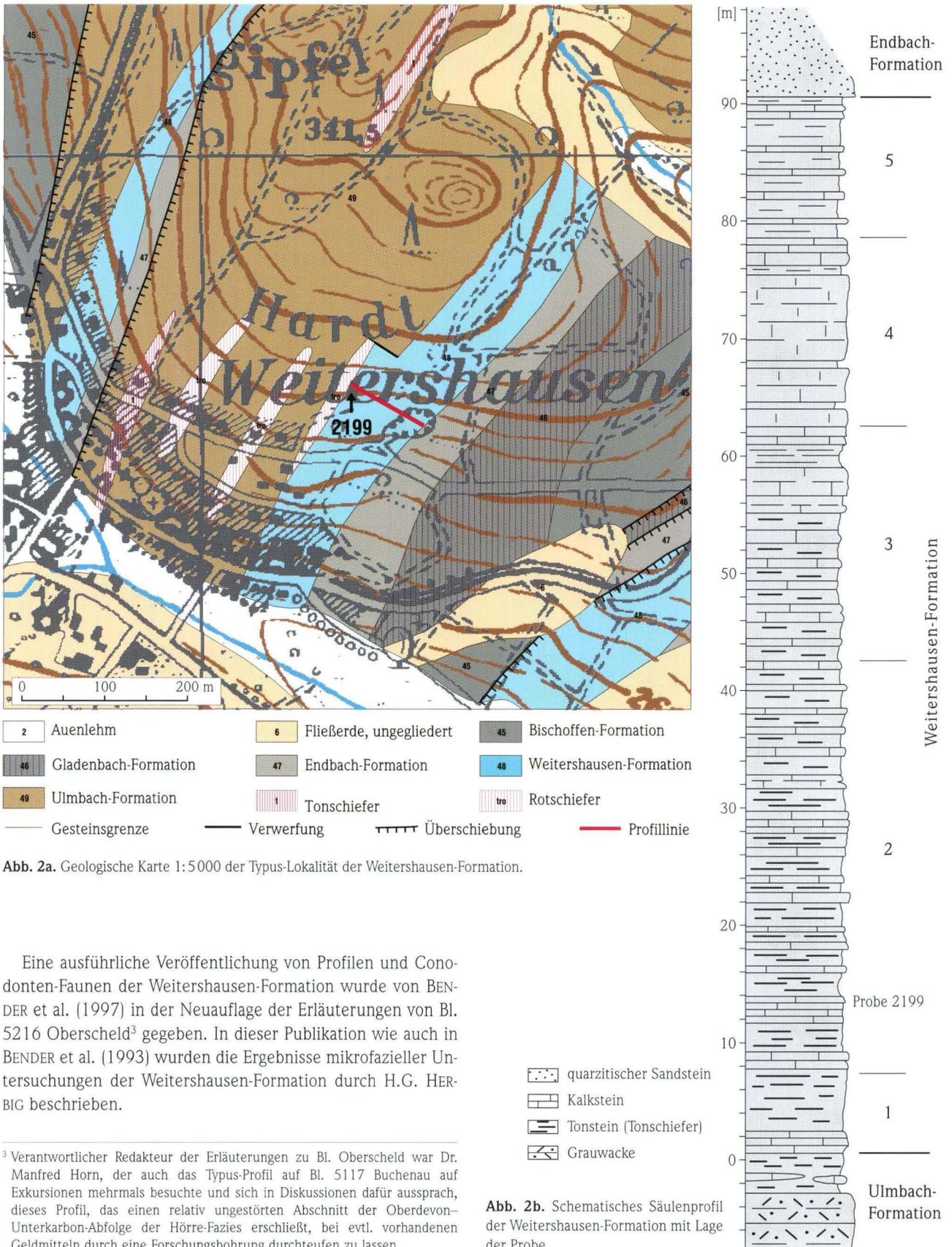


Abb. 2a. Geologische Karte 1:5000 der Typus-Lokalität der Weitershäusen-Formation.

Eine ausführliche Veröffentlichung von Profilen und Conodonten-Faunen der Weitershäusen-Formation wurde von BENDER et al. (1997) in der Neuauflage der Erläuterungen von Bl. 5216 Oberscheld³ gegeben. In dieser Publikation wie auch in BENDER et al. (1993) wurden die Ergebnisse mikrofazieller Untersuchungen der Weitershäusen-Formation durch H.G. HERBIG beschrieben.

³ Verantwortlicher Redakteur der Erläuterungen zu Bl. Oberscheld war Dr. Manfred Horn, der auch das Typus-Profil auf Bl. 5117 Buchenau auf Exkursionen mehrmals besuchte und sich in Diskussionen dafür aussprach, dieses Profil, das einen relativ ungestörten Abschnitt der Oberdevon-Unterkarbon-Abfolge der Hörre-Fazies erschließt, bei evtl. vorhandenen Geldmitteln durch eine Forschungsbohrung durchteufen zu lassen.

Abb. 2b. Schematisches Säulenprofil der Weitershäusen-Formation mit Lage der Probe.

2.2 Typus-Profil der Weitershausen-Formation

Das Typus-Profil der Weitershausen-Formation liegt auf Bl. 5117 Buchenau NE des Ortes Weitershausen am Südosthang der Hardt (Abb. 1 und 2). Es erstreckt sich von dem kleinen Waldweg oberhalb des Ortes (R 347414, H 563070) bis zum Südostrand des alten Kalkbruches (R 347427, H563070).

Die Weitershausen-Formation setzt über Rotschiefern mit dünnen Kalkstein-Lagen der Ulmbach-Formation ein. Genau wie in den Profilen von Bischoffen (BENDER et al. 1997: 120) lassen sich auch hier fünf Untereinheiten (? Sub-Formationen) trennen – statt drei, wie bei BENDER et al. (1993) –, die sich durch ihre Mikrofaunen und ihre Gesteinsausbildung unterscheiden. Die jüngsten Kalkstein-Bänke der Weitershausen-Formation werden von quarzitischen Sandsteinen der Endbach-Formation überlagert.

Während die drei tieferen Einheiten nur lückenhaft aufgeschlossen sind, waren die beiden höheren Einheiten bis in die

jüngste Zeit in dem großen alten Kalksteinbruch vorzüglich aufgeschlossen. Aus den dickbankigen Kalksteinen der zweitobersten Einheit, die in dem Steinbruch abgebaut wurden, stammen die reichen Conodontenfaunen der Späten *expansio*-Zone. Lagenweise treten in den Kalken Ostracoden, kleine Brachiopoden und Pflanzenreste auf. Auch in den Lösungsrückständen der Conodontenproben kommen Brachiopoden, Ostracoden, Bryozoen, Tentaculiten, Styliolinen und andere kleine Fossilien vor, die größtenteils aus älteren Schichten aufgearbeitet worden sind.

Durch Verfüllen mit Müll trotz eines bestehenden Antrags auf Ausweisung als flächenhaftes Naturdenkmal und durch natürlichen Verfall dürfte dieser schöne Aufschluss ohne pfliegerische Maßnahmen (Geotopschutz?) nur noch wenige Jahre bestehen. Ein ähnlicher, etwas kleinerer Steinbruch, ca. 300 m SE, wurde bereits in den 60er Jahren mit teils schadstoffhaltigem Müll verfüllt und so eingeebnet, dass seine Lage im Gelände nicht mehr zu erkennen ist.

3. Beschreibung der Ostracoden-Fauna

3.1 Erhaltung

Vereinzelte verkieselte Ostracoden liegen aus verschiedenen untersuchten Proben vor, größere Faunen enthielten die Proben 2199 und 429. Beide Ostracoden-Faunen stammen aus der zweituntersten Einheit der Weitershausen-Formation. Es handelt sich um hellgrauen, feinkörnigen Kalkstein, aus dem nur individuenarme Conodontenfaunen aus überwiegend kleinen Elementen gewonnen werden konnten. Nach HERBIG handelt es sich bei Probe 429 um Radiolarien- und karbonat-siltführenden Mudstone der autochthonen Beckensedimentation, bei Probe 2199 auch um mikrosparitisch rekristallisierten, Radiolarien-führenden Mud-/Wackestone.

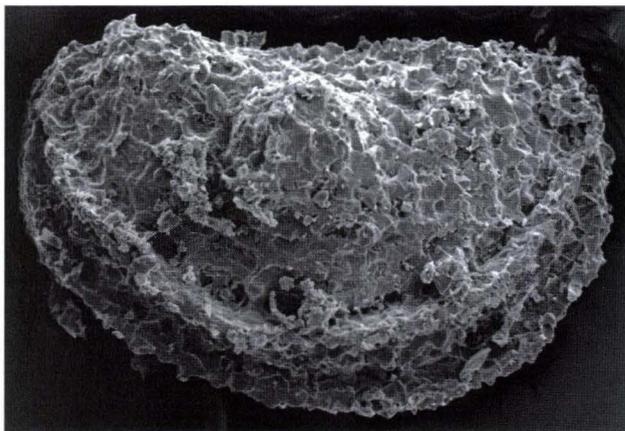


Abb. 3. *Amphissites* sp., Larve, Rechte Klappe von außen, Vergrößerung ca. 200-fach.

Probe 2199 stammt aus dem Typusprofil der Weitershausen-Formation aus Kalksteinen, die nahe der Basis des Profils an der Böschung des kleinen Waldwegs anstehen, Probe 429 aus dem Profil Bischoffen (TK 25, Bl. 5216 Oberscheld) aus der Fundschicht 18 des Profilabschnittes C–C'.

Probe 2199 enthielt ca. 330 Ostracoden-Reste (Klappen und Gehäuse), Probe 429 über 600. Die Ostracoden-Schalenreste sind silifiziert, ihre ursprünglich kalzitische Schale wurde durch Silikatmineralien substituiert. Die Ursache der Silifizierung kann entweder diagenetisch bedingt sein oder aber mit der Regionalmetamorphose, also einer anchimetamorphen Überprägung in Zusammenhang gebracht werden. Die Farbe der hier angetroffenen Schalen ist ausschließlich weiß, in anderen Gebieten kann sie auch grau (Pyriteinlagerungen), grün (Chloritgehalt) oder rötlich (Eisenoxid) sein. Die Silifizierung der Schalen ist relativ grob, so dass sehr feine Schalenmerkmale wie Schlosselemente oder Muskelabdrücke leider verloren gegangen sind (Abb. 3). Diese Erhaltung setzt der taxonomischen Bearbeitung gewisse Grenzen, da nur die Schalenmorphologie und grobe Skulpturelemente zur systematischen Differenzierung der einzelnen Formen herangezogen werden kann. Aus diesem Grunde fällt ein Vergleich mit ähnlich verkieselten Faunen, beispielsweise aus Thüringen oder aus dem Harz, leichter als mit besser erhaltenem Material anderer Gebiete, wie z.B. der russischen Tafel.

Die Schalen sind relativ klein, vorwiegend weisen sie eine Länge von unter 0,5 mm auf. Ähnliche Faunen aus Flinzkalken und turbiditischen Sedimenten sind beispielsweise aus dem Mitteldevon des Harzes (BLUMENSTENGEL 1974) bekannt, die

dort vorkommenden Ostracoden-Reste weisen gleichfalls so geringe Schalenmaße auf. Wie aus unserem Material zu erkennen ist, liegen larvale und adulte Formen vor. Eine sedimentologisch bedingte Sortierung oder Klassierung ist nicht auszuschließen, ebenso können Umlagerungen erwartet werden. Da wir aber über die biostratigraphischen Reichweiten der meisten Arten noch zu wenig wissen, sind Umlagerungen nicht sicher belegbar.

3.2 Zusammensetzung der Fauna

Nach einer ersten Revision des Materials konnten zunächst 32 Formen bzw. Formengruppen ermittelt werden. Die Zusammensetzung der Fauna aus der Probe 2199 ist aus Tab. 1 und Abb. 4 zu ersehen, die wichtigsten Formen sind auf den Taf. 1 und 2 abgebildet. Die aus ca. 330 Einzelklappen bzw. Gehäusen bestehende Fauna umfasst Formen der folgenden Hauptgruppen von Ostracoden: Palaeocopina (Drepanellacea, Primitiopsacea, Kirkbyacea), Platycopina, Metacopina und Podocopina. Es fehlen ausgesprochen dickschalige Formen, wie z.B. Beyrichiacea, Hollinacea oder healdiide und quasillitide Formen, aber auch entomozoide Vertreter der Myodocopida (ein fraglicher Rest). Die in der Tabelle benannten Formen stellen eine erste Zusammenstellung der Fauna dar, bei weiteren Untersuchungen kann sich die Zahl der vorkommenden Arten noch wesentlich erhöhen, wenn es gelingt, die kleinen, vorwiegend glattschaligen Formen noch genauer zu bestimmen, was allerdings

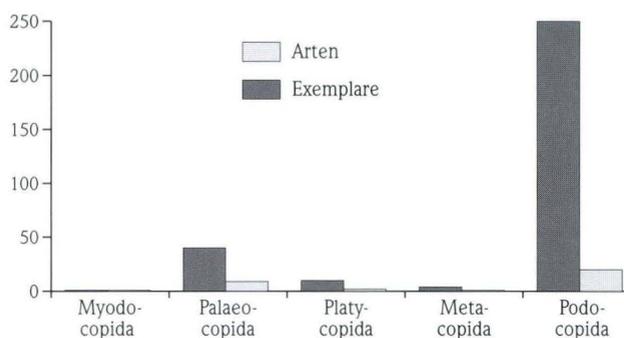


Abb. 4. Häufigkeit der einzelnen Ostracoden-Ordnungen nach Anzahl der Exemplare und Arten.

4. Fazies und Ökologie der Fauna

Aus der Übersicht von Tab. 1 ist zu ersehen, in welchem Faziesbereich, gesondert nach den bekannten Ökotypen (Eifeler: hochenergetisch, Thüringer: niedrigerenergetisch) im Sinne von BECKER (1975, in: BANDEL & BECKER 1975), die hier angetroffenen Faunenelemente nachgewiesen sind. Dabei ist erkennbar, dass die meisten Gruppen sowohl im Eifeler als auch im Thüringer Ökotyp vorkommen. Zu den wenig faziesabhängigen For-

angesichts der mäßigen Erhaltung auf Grund der recht groben Silikatisierung schwierig sein dürfte. Am häufigsten sind Arten der Podocopina, sie nehmen über zwei Drittel der auszählbaren Klappen und Gehäuse ein (Tab. 1 und Abb. 4).

Tab. 1. Faunentabelle von Probe 2199.

Art/Formengruppe	Exemplare	Flinz-Typ (Herzyn-)	Eifeler Ökotyp	Thüringer Ökotyp
<i>Absina</i> sp.	5	+		+
<i>Acanthoscapha</i> sp.	4	+	+	+
<i>Acratia</i> sp. (diverse Arten)	59	+	+	+
<i>Amphissites</i> sp.	2	+	+	+
<i>Bairdia</i> sp. (diverse Formen)	60	+	+	+
<i>Beecherella</i> sp. indet	10	+	+	+
<i>Beecherella</i> sp. (ventrale carina)	2	+	+	+
<i>Bohemina paragracilis</i> BLUMENSTENGEL 1965	2	+	+	+
bythocytheride Formen indet	2 (+?)	+	?	+
<i>Ceratacratia</i> sp.	4	+	+	+
<i>Clinacratia</i> sp.	1	+		+
<i>Corniferacia horni</i> n. sp.	10	+		
<i>Costobythere</i> n. sp.	2	+		
Entomozoide Form ?	1	?		+
<i>Kirkbya</i> ? sp.	2	+	+	
<i>Kirkbyellina</i> sp.	2	+	+	+
<i>Knoxites</i> ? sp.	6	+	+	+
<i>Marginia</i> sp.	4	+	+	
<i>Marginohealdia</i> ? sp.	4	?		+
<i>Microcheilinella</i> sp.	5	+	+	+
<i>Microcheilinella</i> ? sp. (bestachelt)	1	+		
<i>Monoceratina</i> sp. (diverse Formen)	39	+	+	+
palaeocopide Form indet (Drepanellacea)	17	+		
<i>Paraberounella</i> aff. <i>cuneata</i> (GRÜNDEL)	1 +?	+		+
paraparchitide Formen (<i>Shishaella</i> / <i>Shivaella</i>)	10	+	+	
<i>Processobairdia</i> ? n. sp.	1	?	?	+
<i>Rectobairdia</i> sp.	2	+	+	+
<i>Selebratina angustocristata</i> BLUMENSTENGEL 1965	2	+	+	+
<i>Selebratina</i> sp.	1	+	+	+
<i>Tricornina communis</i> BLUMENSTENGEL 1965	2	+	+	+
<i>Villozona</i> sp. (vel kirkbyide indet ?)	2	+	+	+
glattschalig, indet, diverse Formen	ca. 60	+	+	+
Zusammen: 32	332	28	21	25

mengruppen gehören vor allem *Acratia*, *Bairdia*, *Amphissites*, *Selebratina*, *Tricornina* und andere. Die hier aus der Flinzkalk-Fazies vorliegende Assoziation ist vor allen gekennzeichnet durch:

- das häufige Vorkommen bythocytherider Formen (ein Fünftel der Arten, ein Sechstel der Individuen),
- das Fehlen dickschaliger neritischer Formen des Eifeler Ökotyps (BANDEL & BECKER 1975),

- das Fehlen quasillitider und healdiider Formen,
- einige Formen des Thüringer Ökotyps wie *Absina*, *Bohemina*, *Ceratacratia*, *Clinacratia* und *Tricornina* (BECKER 1988), die aber größtenteils auch in Übergangsfauen zu niedrig-energetischem Flachwassermilieu vorkommen,
- das Fehlen wichtiger Formengruppen des Thüringer Ökotyps wie *Rectonaria*, *Rectoplacera*, *Triplacera*, *Hollininella*, *Healdia*, *Neochilina*, *Processobairdia*, *Gerodia* und anderer (BLUMENSTENGEL 1965, 1999, BECKER 1982).

Nach den ersten Untersuchungen (Tab. 1) handelt es sich bei dieser neuen Fauna weder um eine Fauna des Thüringer Ökotyps (Tiefwasser, pelagisch, niedrigerenergetisch) noch des Eifeler Ökotyps (Flachwasser, neritisch, hochenergetisch). Es ist auch kein Mischtyp zwischen dem Eifeler und Thüringer Ökotyp, wie er auch vorkommen kann (BECKER & BLUMENSTENGEL 1995). Für eine Mischfauna im Sinne eines „stratigraphic admixture“ gibt es keine sicheren Belege. Es handelt sich doch wohl um einen neuen, noch nicht eingehender beschriebenen Ökotyp (GROOS-UFFENORDE et al. 2000). Dieser Typ ist noch wenig bekannt und kaum untersucht. Ein ähnlicher Faunentyp wurde aus dem Unterkarbon der Gladenbach-Formation von BLUMENSTENGEL et al. (1997) beschrieben. Devonische Flinzkalkfaunen sind z.B. die „Herzyn“-Ostracoden nach BECKER (1988) aus Nordafrika (Givetium, Marokko) oder die

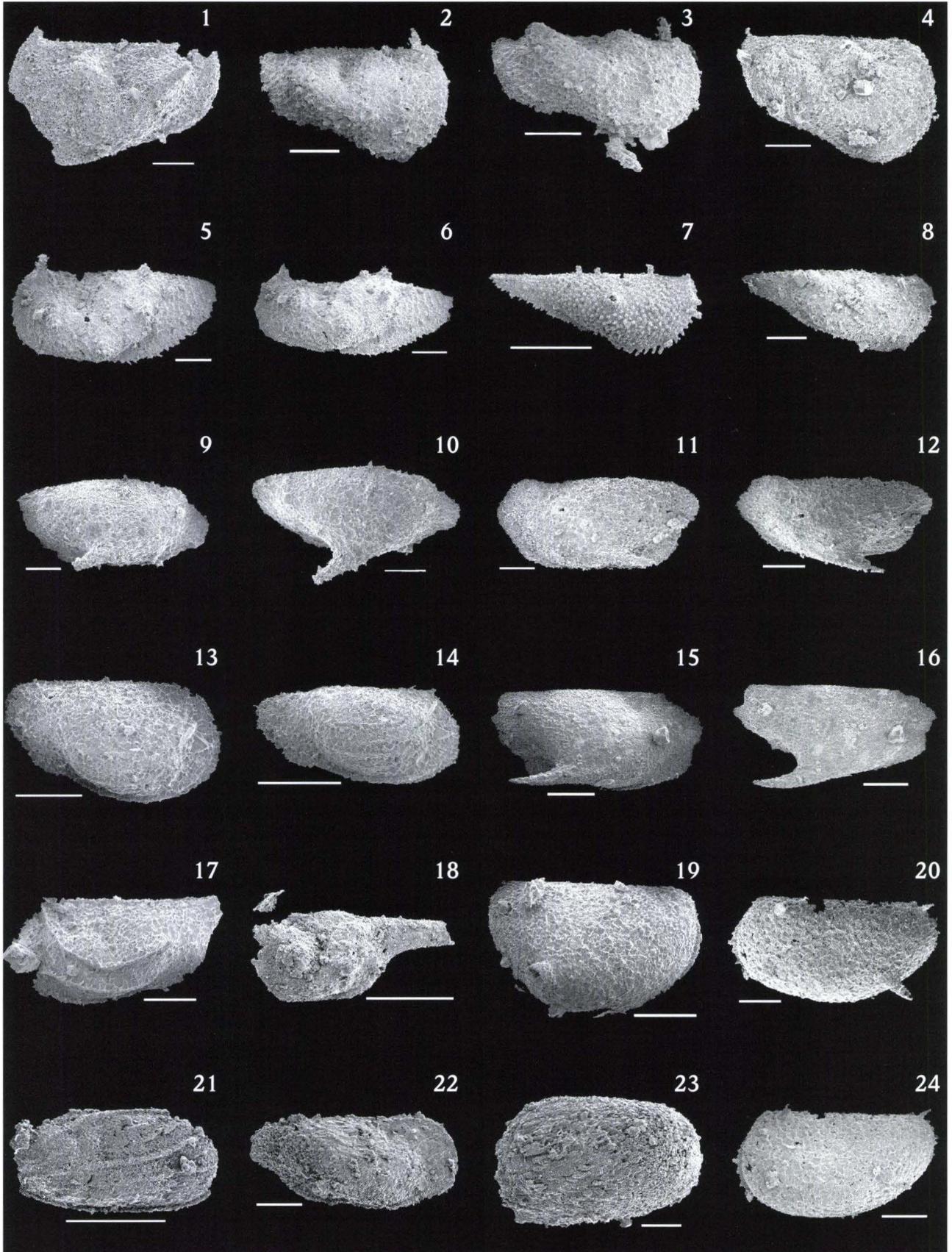
Flinzkalk-Typ-Faunen, die von BLUMENSTENGEL (1974) aus dem Mitteldevon (*kockelianus*-Zone) der Blankenburger Zone und der Umrandung des Elbingeröder Komplexes im Harz (SCHWAB 1999) beschrieben wurden. Solche Faunen sind durch das überaus häufige Vorkommen vieler bythocytherider Formen (GRÜNDEL 1973, GRÜNDEL & KOZUR 1971, SHORNIKOV 1981, 1990 und SHORNIKOV & MICHAILOVA 1990) gekennzeichnet.

4.1 Beziehungen zu altersgleichen oberdevonischen Flachwasserfaunen

Abgesehen von einer eingehenden taxonomischen Bearbeitung ist über die Biostratigraphie solcher Faunen kaum etwas bekannt. Für regionale Vergleiche fehlen noch übersichtliche Darstellungen. Es wäre wünschenswert, in dieser Richtung zunächst einmal die Wissensbasis zu erweitern. Hier sollte vor allem das möglicherweise noch vorhandene Rückstandsmaterial aus vergangenen Untersuchungsetappen geprüft werden, das sicherlich in den verschiedenen Instituten bzw. Einrichtungen archiviert wurde. So z.B. in Halle (Untersuchungen Reichstein 1959–1970), Greifswald (Untersuchungen Ruchholz und Schüler), Berlin (Helms u.a.), Marburg (Ziegler, Bender u.a.), Braunschweig (Wachendorf u.a.) und an verschiedenen anderen Orten, wo biostratigraphisch und taxonomisch

Tafel 1. Ostracoden aus der Weitershausen-Formation. Maßstab 0,1 mm.

- Fig. 1–4. Palaeocopide Form indet (Drepanellacea ULRICH & BASSLER, 1923 ?).
Fig. 1: Linke Klappe von außen, adult. Fig. 2: Rechte Klappe von außen, juvenil. Fig. 3: Rechte Klappe von außen und nach ventral (30° gekippt). Fig. 4: Rechte Klappe von außen, adult.
- Fig. 5–6. *Bythoceratina* sp.
Fig. 5: Linke Klappe von außen, adult ? Fig. 6: Linke Klappe von außen 30° nach ventral gekippt.
- Fig. 7. *Bohemina paragracilis* – Gruppe BLUMENSTENGEL 1965.
Rechte Klappe von außen.
- Fig. 8. *Paraberounella cuneata* (GRÜNDEL 1962) ?, Rechte Klappe von außen.
- Fig. 9–12. *Monoceratina* sp.
Fig. 9: Rechte Klappe von außen. Fig. 10: Rechte Klappe von außen, 30° nach dorsal gekippt. Fig. 11: Linke Klappe von außen.
Fig. 12: Linke Klappe von außen, 30° nach dorsal gekippt.
- Fig. 13–14. *Costobythere* n. sp., Rechte Klappe von außen.
Fig. 13: Rechte Klappe von außen. Fig. 14: Exemplar wie 13, 30° nach dorsal gekippt.
- Fig. 15–16. *Monoceratina* sp., Rechte Klappe von außen, Fig. 16: 30° nach ventral gekippt.
- Fig. 17. *Corniferacia horni* n. sp., Linke Klappe (Holotypus) von außen.
- Fig. 18. *Kirkbyellina* sp., Linke Klappe von außen, hinterer Fortsatz abgebrochen.
- Fig. 19, 24. *Selebratina angustocristata* BLUMENSTENGEL 1965, Linke Klappe von außen.
Fig. 19: Rechte Klappe von außen. Fig. 24: wie Fig. 19, Linke Klappe von außen.
- Fig. 20. *Selebratina* sp., Linke Klappe von außen, 30° nach dorsal gekippt.
- Fig. 21. *Marginia* ? sp., Linke Klappe von außen, juvenil ?
- Fig. 22. *Paraberounella* sp., Rechte Klappe von außen.
- Fig. 23. glattschalige Form indet, Linke Klappe von außen.



mit Conodonten gearbeitet worden ist. Dieses Material hat vor allem den Vorteil, dass es biostratigraphisch gut eingestuft ist, wenn Conodonten vorhanden waren.

Über die Biostratigraphie solcher Faunen kann zurzeit angesichts der noch wenig untersuchten Vergesellschaftungen kaum etwas ausgesagt werden, zumal auch noch Umlagerungen erwartet werden können. Die Erforschung dieser Faunen steht noch ganz am Anfang. Im Gegensatz zur Hörre sind aus dem Oberdevon der Dill-Mulde aus dem Steinbruch Beuer-

bach nördlich Oberscheld Ostracoden des Thüringer Ökotyps beschrieben worden (BECKER 1991). Er erwähnt von dieser Lokalität eine kleine Fauna aus dem Niveau der Dasberg- bis Wocklum-Stufe, die etwa altersgleich mit der in vorliegender Arbeit beschriebenen Fauna sein könnte. Sie enthält im Gegensatz zu der hier untersuchten Fauna aus der Hörre typische Formen des Thüringer Ökotyps wie: *Rectonaria*, *Rabienoscapha*, *Hollinella* und *Neochilina* (BLUMENSTENGEL 1965, 1995).

5. Taxonomie

Die taxonomische Bearbeitung der neuen Fauna ist noch nicht abgeschlossen, in der vorliegenden Arbeit soll zunächst ein Überblick über die vorkommenden Formengruppen gegeben werden. Zahlreiche Formen wurden noch mit offener Nomenklatur versehen oder es wurde nur die Gruppe bzw. Gattung angegeben. Für einige der kleineren Formen müssen noch weitere REM-Aufnahmen angefertigt werden, um wichtige Details erkennen zu können. Besonders die bythocytheriden Formen bedürfen einer eingehenderen systematischen monographischen Bearbeitung, denn sie sind mit einem Anteil von etwa 20 % am Artenbestand und etwa 15 % bei der Individuenhäufigkeit ein sehr wichtiger Bestandteil der Fauna dieses Ökotyps.

Neubeschreibung/Systematik

Ordnung Podocopida SARS 1866

Überfamilie Cytheracea BAIRD 1850

Familie Bythocytheridae SARS 1926

Unterfamilie Berounellinae SOHN & BERDAN 1960

Gattung *Corniferacia* SCHORNIKOV & MICHAILOVA 1990

Derivatio nominis: Benannt zu Ehren von Dr. Manfred Horn vom ehem. Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden.

Holotypus: Eine Linke Klappe, abgebildet in Abb. 5 und auf Taf. 1, Fig. 17.

Locus typicus: Steinbruch NE des Ortes Weitershausen. GK 25, Bl. 5117 Buchenau, R 347414, H 563070.

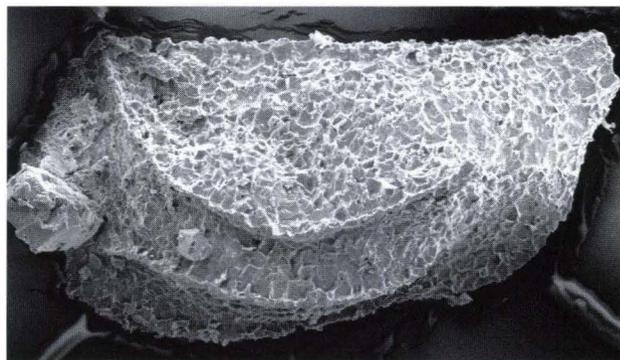


Abb. 5. *Corniferacia horni* n. sp., Linke Klappe von außen, Vergr. ca. 210-fach.

Tafel 2. Ostracoden aus der Weitershausen-Formation. Maßstab 0,1 mm

Fig. 1–2. *Absina* sp.

Fig. 1: Rechte Klappe von außen. Fig. 2: Rechte Klappe von außen, Vergr. 90x.

Fig. 3–5. *Beecherella* sp.

Fig. 3: Rechte Klappe von innen. Fig. 4: Linke Klappe von innen. Fig. 5: Rechte Klappe von außen.

Fig. 6–9: *Acratia* sp.

Fig. 6: Linke Klappe von innen. Fig. 7: Linke Klappe von innen. Fig. 8: Linke Klappe von außen, 30° nach ventral gekippt. Fig. 9: Linke Klappe von außen, Larve.

Fig. 10–11: *Ceratacratia* sp.

Fig. 10: Rechte Klappe von außen, juvenil. Fig. 11: Linke Klappe von außen, adult ?

Fig. 12–15: *Bairdia* sp.

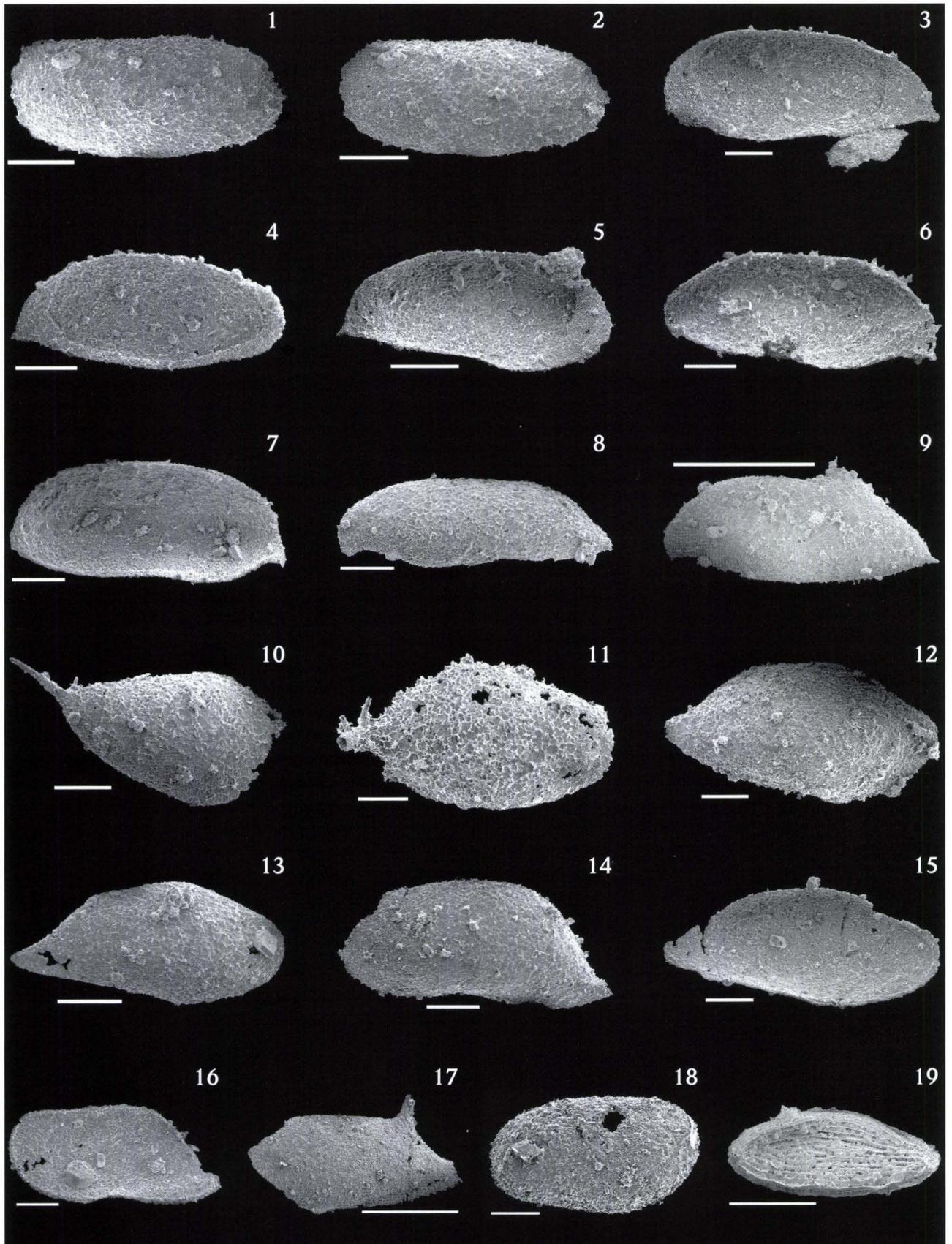
Fig. 12: Rechte Klappe von außen. Fig. 13: Rechte Klappe von außen. Fig. 14: Linke Klappe von außen. Fig. 15: Linke Klappe von innen.

Fig. 16: *Rectobairdia* sp., Rechte Klappe von innen.

Fig. 17: *Processobairdia* ? n. sp., Linke Klappe von außen.

Fig. 18: glattschalige Form indet.

Fig. 19: entomozoide Form ?, Innenseite einer Klappe.



Stratum typicum: Weitershausen-Formation. Typusprofil.

Paratypoid: Zum Material der Erstbeschreibung gehören fünf linke und fünf rechte Klappen aus der Probe 2199 sowie eine linke Klappe aus der Probe 429.

Diagnose: Eine wahrscheinlich zur Gattung *Corniferacia* gehörige Art mit zwei schmalen lateralen Rippen im vorderen Gehäuseteil, die zur Spitze des lateroventralen Dorns hin konvergieren. Oberfläche feinretikuliert.

Beschreibung: Kleines gedrungenes Gehäuse mit langem geradem Dorsalrand, breit gerundetem Vorderrand und zugespitztem Hinterende. Ventralrand im mittleren Teil konkav eingezogen. Maximale Höhe im vorderen Drittel. S2 kräftig ausgeprägt, maximale Dicke im hinteren unteren Drittel. L2 als kräftiger Dorn im ventralen Teil entwickelt. Zur Spitze des Dorns hin konvergieren zwei schmale laterale Rippen, von denen die untere am mittleren Vorderende beginnt, die obere an der anterodorsalen Ecke. Die Rippen verlaufen breit bogenförmig von vorn nach ventral hinten. Antero- und posteroventral sind die Klappen zum Rand hin abgeflacht. Es scheint eine sehr schmale Randrippe vorn, ventral und dorsal entwickelt zu sein. Die Oberfläche lässt ein sehr feines Retikulum mit einer Maschenweite von ca. 0,0101–0,02 mm erkennen. Am Vorderrand innen ist mehr oder weniger deutlich eine breite Schalenduplikatur zu erkennen, ebenso am Hinterende.

Klappe	Länge [mm]	Höhe [mm]
Linke Klappe (Holotyp)	0,45	0,25
Linke Klappe adult	0,45	0,23
Rechte Klappe (instar)	0,37	0,22
Rechte Klappe adult?	0,42	0,22
Linke Klappe (instar)	0,40	0,18
Linke Klappe adult	0,44	0,21
Linke Klappe (instar)	0,30	0,15

6. Zusammenfassung

Bei der Durchsicht von Lösungsrückständen, die bei der Aufbereitung devonischer Kalke zum Zwecke der Conodonten-Gewinnung im Rahmen von Kartierungsarbeiten im Bereich der Hörre gewonnen worden sind, konnten in einigen Proben auch verkieselte Ostracoden-Reste nachgewiesen werden. Erstmals wurden solche verkieselten Reste aus der Gladenbach-Formation von BLUMENSTENGEL et al. (1997) beschrieben. Nun kommen neue Funde aus der Weitershausen-Formation (Obere Hemberg- bis Wocklum-Stufe) dazu. Es liegen zwei relativ reiche Faunen aus den Proben 2199 und 429 vor. Genauer bearbeitet wurde die Fauna der Probe 2199. Sie besteht aus 32 Arten bzw. Formengruppen, wobei ein Teil der merkmalsarmen glattschaligen Formen noch unbearbeitet geblieben ist. Die Fauna ist relativ artenreich, doch die grobe Erhaltung der sekundär silifizierten Ostracoden-Schalen setzt einer eingehenderen taxonomischen Bearbeitung Grenzen. Sili-

Variationsbreite: Anhand des wenigen vorliegenden Materials und der relativ groben Verkieselung der recht kleinen Gehäuse kann wenig über die Variationsbreite ausgesagt werden. Das Hauptmerkmal dieser Art, die zur Dornspitze hin verlaufende Doppelrippe ist sowohl bei adulten als auch bei juvenilen Formen deutlich ausgeprägt und gut zu erkennen. Das schwankende L/H-Verhältnis kann erhaltungsbedingt sein, manche Klappen sind etwas verdrückt.

Beziehungen: Die neue Art wird mit etwas Vorbehalt zur Gattung *Coniferacia* SCHORNIKOV & MICHAILOVA 1990 aus dem Oberem Zentralasiens gestellt. *C. cornifera*, die Typusart besitzt in ähnlicher Art wie bei *C. horni* n. sp. nicht zwei stärkere, sondern drei bis fünf schwächere anteroventrale Rippen, von denen nur eine bis zur Spitze des lateralen Dorns reicht. Ein Dorn an der anterodorsalen Ecke der linken Klappe konnte an unserem Material nicht beobachtet werden. Die neue Form weist auch ein sehr feines Retikulum auf. Eine morphologisch nahestehende Form scheint *Monoceratina* sp. aff. *tricrostata* GREEN 1963 aus dem Mitteldevon des Harzes (BLUMENSTENGEL 1974: 28, Taf. 1, Fig 13–14) zu sein. Eine ähnliche Form ist auch *Monoceratina maideriana* G. BECKER 1988 aus dem Givetium von Marokko, die zusammen mit noch einigen anderen bythoceratiden Arten zum gleichen Ökotyp wie die hier beschriebene Fauna gestellt werden kann. Diese von BECKER (1988) als „Hercyn“-Ostracoden bezeichnete Vergesellschaftung wird als Thüringer Ökotyp beschrieben, der von bythocytheriden Arten dominiert wird.

Vorkommen: Die neue Art ist bis jetzt nur aus den Proben 2199 und 429 bekannt geworden, die nach Conodonten dem höheren Famenne (etwa doV) zugeordnet werden können. In Probe 2199 erreicht sie eine Häufigkeit von etwa 3 %.

fizierte Schalen, z.T. mehr oder weniger bestachelt, weisen zunächst auf eine Fauna des Thüringer Ökotyps (niedrigenergetisch, pelagisch, benthisch) hin. Doch die hier angetroffenen Arten sind größtenteils auch in Flachwasserfaunen bzw. in Übergangsfaunen dazu angetroffen worden. Auffällig an der neuen Fauna ist, dass neben den häufigen Ubiquisten (*Bairdia*, *Acratia*, *Amphissites*), die auch im Flachwasser der Schelfbereiche vorkommen, relativ häufig bythocytheride Formen auftreten. Einige davon sind neu, so auch die erstmalig hier beschriebene *Corniferacia horni*, die möglicherweise als eine Leitform für den Zeitabschnitt der Weitershausen-Formation angesehen werden kann. Die Fauna kennzeichnet einen noch wenig bekannten und kaum untersuchten Ökotyp, der für Flinzkalke mit Sedimenten turbiditischer Trübestrome an Schelfhängen wahrscheinlich charakteristisch ist.

Leider sind aus diesem Faziesbereich noch zu wenige Fau-

nen bekannt, so dass für regionale Vergleiche zurzeit noch zu wenige Faunen herangezogen werden können. Es ist empfehlenswert, weiteres Material aus diesem Faziesbereich zu untersuchen. Hierbei sollte auf archiviertes Rückstandsmaterial aus früheren Zeiten intensiverer Conodonten-Bearbeitung zurückgegriffen werden.

Danksagung: Die Anfertigung der rasterelektronischen

Aufnahmen übernahm freundlicherweise Herr Dipl.-Geol. Manfred Gereke vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Marburg, ihm ist dafür besonders zu danken. Für die Bildbearbeitung und die Zusammenstellung der beiden Bildtafeln möchten sich die Autoren bei Herrn Dr. Thomas Heuse von der Landesanstalt für Umwelt und Geologie in Jena, Arbeitsstelle Weimar, bedanken.

7. Schriftenverzeichnis

- BANDEL, K. & BECKER, G. (1975): Ostracoden aus paläozoischen Kalken der Karnischen Alpen (Silurium bis Unterkarbon). – *Senckenbergiana lethaea*, **56**: 1–83; Frankfurt a.M.
- BECKER, G. (1982): Ostracoda aus Cephalopoden-führendem Oberdevon im Kantabrischen Gebirge (N-Spanien). – *Palaeontographica*, Abt. A, **178** (4-6): 109–182; Stuttgart.
- BECKER, G. (1988): Tricorninidae (Ostracoda) aus der Wocklum-Stufe (hohes Oberdevon; Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **116**: 5–18, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- Becker, G. (1988): „Hercyn“-Ostracoden aus N-Afrika (Givetium; Marokko). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **177** (1): 71–92; Stuttgart.
- BECKER, G. (1991): Thüringer Ostracoden im Steinbruch Beuerbach (*costatus*-Zone; Dillmulde; Rechtsrheinisches Schiefergebirge, Bl. 5216 Oberscheld). – *Geol. Abh. Hessen*, **93**: 5–22, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BECKER, G. & BLUMENSTENGEL, H. (1995): Ostracoden vom Thüringer Ökotyp aus der „Postriffkappe“ des Rübäländer Riffs (Elbingeröder Komplex, Harz; Obere *crepida*-Zone, Oberdevon. – *Abh. u. Ber. Naturkde.*, **18**: 63–101; Magdeburg.
- BENDER, P. (1989): Die Hörre und ihre Stellung im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **71**: 347–356, 4 Abb.; Stuttgart.
- BENDER, P. & HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Die Hörre-Zone, eine Neudefinition auf lithostratigraphischer Grundlage. – *Geologica et Palaeontologica*, **13**: 257–260, 1 Abb., 1 Tab.; Marburg.
- BENDER, P., HERBIG, H.-G., GURSKY, H.-J. & AMLER, M. (1993): SEDIMENT 93 – Exkursionen A2 und B2 – Beckensedimente im Oberdevon und Unterkarbon des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, Fazies, Paläogeographie und Meeresspiegelschwankungen. – *Geologica et Palaeontologica*, **27**: 332–355, 12 Abb.; Marburg.
- BENDER, P.; LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): *Geol. Kt. Hessen* 1: 25 000, Bl. 5216 Oberscheld, mit Erl., 2. Aufl.: 421 S., 41 Abb., 28 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W. (1956): Das Alter der „Urfer Schichten“ im Marburger Hinterland nach Conodonten. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **84**: 138–169, 1 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- BLUMENSTENGEL, H. (1965): Zur Taxionomie und Biostratigraphie verkieselter Ostracoden aus dem Thüringer Oberdevon. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C183**: 127 S.; Berlin.
- BLUMENSTENGEL, H. (1974): Ostracoden aus dem Mitteldevon des Harzes (Blankenburger Zone). – *Freiberger Forsch.-H.*, **C298**: 19–43, 22 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- BLUMENSTENGEL, H. (1995): Zur Ostracodenfauna der Oberen Clymenien-Schichten von Saalfeld (höchstes Famennium, Thüringer Schiefergebirge). – *Beitr. Geol. Thüringen*, N.F. **2**: 3–27; Jena.
- BLUMENSTENGEL, H. (1999): Ostracodenfaunen des Famennes (Oberdevon) der Inseln Rügen und Hiddensee (Vorpommern, Deutschland). – *Greifswalder Geowiss. Beitr.*, **6**: 73–83, 1 Tab., 2 Taf.; Greifswald.
- BLUMENSTENGEL, H., BENDER, P. & HERBIG, H.-G. (1997): Ostracoden aus der Gladenbach-Formation (Unterkarbon, Lahn-Dill-Mulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, **114** (Festschrift Eugen K. Kempf): 91–121; Köln.
- BLESS, M.J.M. (1983): Late Devonian and Carboniferous ostracode assemblages and their relationship to the depositional environment. – *Bull. Soc. belge Géol.*, **92**: 31–53; Bruxelles.
- BRINCKMANN, J. (1963): Der Nordostteil der Hörre-Ackerzone bei Marburg/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge) – *Diss. Univ. Marburg*: 148 S., 19 Abb., 5 Tab.; Marburg.
- CORRENS, C.W. (1934): *Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St.*, Lfg. **272**, Bl. 5117 Buchenau. – 47 S., 2 Tab.; Berlin.
- GROOS-UFFENORDE, H., LETHIERS, F. & BLUMENSTENGEL, H. (2000): Ostracodes and Devonian Stratigraphy. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **220**: 99–111, 5 figs., 1 tab.; Frankfurt/Main.
- GRÜNDEL, J. (1961): Zur Biostratigraphie der Gattendorfia-Stufe in Mitteldeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C111** (1961): 53–173; Leipzig.
- GRÜNDEL, J. (1973): Bythocytheridae (Ostracoda) aus dem Oberdevon/Dinant des Thüringer Schiefergebirges. – *Z. geol. Wiss.*, **1** (1973): 329–340, 12 Abb.; Berlin.
- GRÜNDEL, J. & KOZUR, H. (1971): Zur Taxonomie der Bythocytheridae und Tricorninidae (Podocopida, Ostracoda). – *Monatsber. Dt. Akad. Wiss.*, Bd. 13, H. 10–12: 907–937; Berlin.
- KAYSER, E. (1899): Berichte über die Exkursionen. – *Ber. oberrhein. geol. Verein*, **32**: 7–11; Stuttgart.
- KAYSER, E. & HOLZAPFEL, E. (1894): Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F₃G₃H BARRANDES'S zum rheinischen Devon. – *Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad.* 1893, **14**: 236–284, 5 Abb.; Berlin.
- KEGEL, W. (1933): *Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St.*, Bl. 5217 Gladenbach, Lfg. 317: 28 S.; Berlin.
- KEGEL, W. (1934): *Geologie der Dillmulde*. – *Abh. preuß. L.-Anst.*, N.F. **160**: 48 S., 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KUMMEROW, E. (1953): Über oberkarbonische und devonische Ostracoden in Deutschland und in der Volksrepublik Polen. – *Geologie*, Beiheft **7**: 1–75, 1 Tab., 7 Taf.; Berlin.
- SCHWAB, M. (1999): *Geologie des Ostharzes*. – *Aufschluß, Sonderbd. VFMG-Sommertag*. 1999 Halle: 1–38, 21 Abb.; Heidelberg.
- SHORNIKOV, E.I. (1981): Ostrakody Bythocytheridae dal'nevostocnych morjei. – *Akademija Nauk SSSR dal'nevostocnyi institut nauczny centr. Institut Biologii morja. Izdat.*; „Nauka“ Moskva.
- SHORNIKOV, E.I. (1990): Evolution and classification of Bythocytheridae. – *Cour. Forsch.-Inst. Senck.*, **123**: 291–302, 2 Abb.; Frankfurt/Main.
- SHORNIKOV, E.I. & MICHAILOVA, E.D. (1990): Ostrakody Bythocytheridae rannego etapa razvitija. – *Akademija nauk SSSR, dalnjevo-stocnoje otdelenije Institut Biologii morja; „Nauka“ Moskva.*

DIETER WEYER¹

Neue Rugosa-Funde aus dem Unter-Famenne von Deutschland (Anthozoa, Oberdevon)

Kurzfassung

Seltene Korallen werden aus der *Cheiloceras*-„Stufe“ (Mittlere *Palmatolepis crepida*-Zone bis Untere *Palmatolepis marginifera*-Zone) und aus der untersten *Platyclymenia*-„Stufe“ (Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone) beschrieben, einem Zeitintervall, in dem weltweit nur wenige Rugosa-Faunen in Polen, Deutschland, Marokko und Nord-China bekannt wurden. Aus dem Rheinischen Schiefergebirge stammen *Thecaxon horni* nov. sp. und *Kozłowskinia phyllis* RÓZKOWSKA 1969; aus dem

Thüringischen Schiefergebirge kommen *Cheilaxonia hofmanni* nov. sp. und *Laccophyllum thuringicum* nov. sp. Das neue Genus *Cheilaxonia* (mit markanter Axialstruktur aus Pali-artig everten axialen Großseptenenden) wird zur im Mittel-Ordoviz einsetzenden Familia Protozaphrentidae IVANOVSKIY 1959 gestellt und dort von *Muenstraia* WEYER 2001 (Ludlow – Prag) abgeleitet.

Abstract

Rare corals are described from the *Cheiloceras* “stage” (Middle *Palmatolepis crepida* zone to Lower *Palmatolepis marginifera* zone) and from the basal *Platyclymenia* “stage” (Upper *Palmatolepis marginifera* zone), a time interval with worldwide only very few hitherto collected and studied Rugosa faunas in Poland, Germany, Morocco, and northern China. *Thecaxon horni* sp. nov. and *Kozłowskinia phyllis* RÓZKOWSKA, 1969 are found in the Rhenish Mountains; *Cheilaxonia hofmanni* sp.

nov. and *Laccophyllum thuringicum* sp. nov. are found in the Thuringian Mountains. The new genus *Cheilaxonia* is characterized by a remarkable axial structure built of the pali-like evert axial ends of major septa; the taxon descends from *Muenstraia* WEYER, 2001 (Ludlowian – Pragian) within the ancient family Protozaphrentidae IVANOVSKIY, 1959 (now Middle Ordovician – Lower Famennian).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	204
2. Fundorte und Stratigraphie	204
2.1. Thüringisches Schiefergebirge (NW-Flanke des Berga-Antiklinoriums)	205
Vogelsberg-Steinbruch bei Göschitz (TK 25, Bl. 5337 Zeulenroda)	205
Kahlleite-Steinbruch bei Rödersdorf (TK 25, Bl. 5337 Zeulenroda)	205
2.2. Rheinisches Schiefergebirge (Ost-Sauerland, Messinghausen-Antiklinale)	205
Beringhäuser Tunnel westlich Beringhausen (TK 25, Bl. 4518 Madfeld)	205
Enkenberg bei Beringhausen (TK 25, Bl. 4518 Madfeld)	205
3. Paläontologie	206
<i>Cheilaxonia</i> nov. gen.	206
<i>Cheilaxonia hofmanni</i> nov. sp.	207
<i>Laccophyllum thuringicum</i> nov. sp.	211
<i>Thecaxon horni</i> nov. sp.	213
<i>Kozłowskinia phyllis</i> RÓZKOWSKA 1969	215
<i>Kozłowskinia</i> sp. ind. aff. <i>phyllis</i> RÓZKOWSKA 1969	219
4. Schriftenverzeichnis	221

¹ Dr. D. Weyer (e-mail: dieter.weyer@t-online.de), Löwestr. 15, D-10249 Berlin

1. Einleitung

Die Famenne-Stufe galt lange Zeit als eine an Korallen extrem arme Periode nach dem globalen Aussterben „aller“ Riff-Anthozoa am Ende des Frasnes (Oberer Kellwasser-Event) und vor dem neuen Einsetzen solcher Flachwasser-Faunen mit nunmehr „karbonischem Gepräge“ im Etröungt, das erst spät konsequent dem höchsten Oberdevon zugerechnet wurde. Diese traditionellen Vorstellungen haben sich seit RÓŻKOWSKA (1969) beträchtlich gewandelt, wobei deutlich zwischen den Rugosa/Tabulata-Assoziationen des Flachscheifs (hermatypisch) und der Psychrosphäre (ahermatypisch, ohne symbiontische Zooxanthellae) zu unterscheiden ist (SORAUF & PEDDER 1986).

Bei den Flachwasser-Korallen konnte zum einen ein früheres Auftreten im oberen Famenne (noch deutlich vor dem Etröungt sensu stricto als ungefährem Äquivalent der *Wocklumeria*-„Stufe“) belegt und zum anderen ein Überleben der Phillipsastraecidae bis in das Ober-Famenne nachgewiesen werden (SORAUF 1992, BERKOWSKI 2002). Auch die *Pseudoendophyllum*-Fauna von Novaya Zemlya und dem Ural (GORSKIY 1938, GORSKIY et al. 1975) dürfte älter als das echte Etröungt sein und könnte in die *Clymenia*-„Stufe“ gehören, ebenso wie der *Pseudoendophyllum*-Fund im Kohlenkalk-Gebiet von Aachen (WULFF 1923); dazu passen eine weitere *Pseudoendophyllum*-Kolonie aus der oberen *Platyclymenia*-„Stufe“ von Marokko und das Conodonten-Alter (Uppermost *marginifera* – Late *expansa*) an der Fundstelle bei Dubie NW Kraków (BERKOWSKI 2002: 11). Praktisch alle angeblichen Nachweise typischer Riff-Korallen des Frasnes im Unter-Famenne (unter anderem FLÜGEL 1984, FRIAKOVA et al. 1985, GALLE 1987) sind dagegen mit stratigraphischen Zweifeln behaftet und haben sich meist als Irrtum erwiesen (etwa als Fehldatierungen nach Conodonten aus neptunischen Gängen).

Für die Tiefwasser-Korallen (*Cyathaxonia*-Fazies sensu HILL 1938) des Famenne hat sich unerwartet eine weite, manchmal nahezu kosmopolitische Verbreitung einiger, aber nicht aller Taxa herausgestellt (von Nordwest-Afrika über Europa bis nach Nord-China, doch leider bisher kein weiterer Fund aus Nord-Amerika außer WILLIAMS 1943). Die moderne Analyse dieser Anthozoa der Cephalopoden-Fazies begann in Polen (RÓŻKOWSKA 1969, STASINSKA 1973, WRZOŁEK 1981, 1993, SUTHERLAND & FORBES 1981, FEDOROWSKI 1991, CHWIEDUK 2001, BERKOWSKI

2002). In Deutschland sind nach den Pionierarbeiten (MÜNSTER 1839, RICHTER 1848, LUDWIG 1865, WEISSERMEL 1939) ähnliche Studien erfolgt (WEYER 1978–2001). Die Bearbeitung reicherer Faunen in China hat danach begonnen (LIAO & CAI 1987, WU & LIAO 1988, GUO 1990, LIAO 1997, SOTO & LIN 1997, 2000, SOTO & LIAO 2002); auch in Marokko steht sie erst am Anfang (TERMIER & TERMIER 1950, WEYER 1995a, 1997a, 2002). Aus anderen Regionen sind meist nur einzelne Famenne-Korallen bekannt geworden: Tschechien (GALLE 1976), Österreich (FLÜGEL 1980), Kazachstan (GORSKIY 1932, SOSHKINA 1960, ULITINA 1975, CHUDINOVA 2001), Australien (HILL 1954, HILL & JELL 1971); solche liegen dem Autor außerdem aus Frankreich, Russland und Iran vor.

Die eigenartige, im everten Kelchbau Scleractinia-artige Rugosa-Gruppe der Kielcephyllidae/Thecaxonidae (Cyathaxoniina) fand sich nach der überraschenden Entdeckung im polnischen Heiligkreuz-Gebirge inzwischen in Deutschland und China (WEYER 1995b) und jetzt auch in Marokko (*Kielcephyllum* sp., obere *Cheiloceras*-„Stufe“, Erfoud im Tafilalt). Ähnlich hat sich die Verbreitung der problematischen Tabulata *Actinotheca tenuicostata* (MÜNSTER 1839) des Ober-Famenne (W-Kazachstan und S-Ural bis Rheinisches Schiefergebirge, WEYER 1997b) durch marokkanische Funde 1995–2000 im Tafilalt erweitert. Merkwürdigerweise fehlen die im gesamten Famenne von Marokko bis Polen lokal durchaus reichen Heterocorallia-Assoziationen (*Oligophylloides* RÓŻKOWSKA 1969, *Mariaephyllia* FEDOROWSKI 1991) derzeit noch in China.

Morphologie, Taxonomie und Phylogenie der Famenne-Korallen bleiben aber trotz des erheblichen Kenntniszuwachses immer noch vielfach problematisch, hauptsächlich wohl wegen oft unvollständiger Analyse von Bauplan und Ontogenese, so dass manche Taxa schon bei ihrer Aufstellung sofort wieder revisionsbedürftig sind. Darüber hinaus verschleiern Homöomorphien echte Entwicklungslinien; einige Taxa (etwa *Guerichiphyllum* RÓŻKOWSKA 1969) sind polyphyletische Sammelgruppen. „Caninioide“ Arten lassen sich ohne intensive Serienschliffstudien keineswegs leicht und eindeutig entweder als Cyathaxoniina oder als Caniniina ansprechen – der reale Stammbaum der zweiten Subordo (und ebenfalls der Aulophyllina) mit Wurzeln tief im Famenne ließ sich bisher auch nicht annähernd rekonstruieren.

2. Fundorte und Stratigraphie

Alle behandelten Rugosa-Funde müssen als außerordentliche Raritäten, beinahe Unikate gelten, die in den reinen mikritischen Kalken (und in den Flaser- und Knollenkalken) der Cephalopoda-Fazies nur höchst selten zu beobachten sind. Die wenigen bisher bekannt gewordenen deutschen Anthozoa-Lokalitäten (*Cyathaxonia*-Fazies) des Unter-Famenne sind fast immer extrem arm an Korallen und nicht vergleichbar mit

dem einst relativ fossilreichen Fundort Kadzielnia in Kielce (Heiligkreuz-Gebirge, Polen) – nur das Bohlen-Profil bei Saalfeld, der Vogelsberg-Steinbruch bei Göschitz NNE Schleiz und das Profil Röppischer Bucht an der Bleichloch-Talsperre NW Saalburg haben in Thüringen nach intensiver vieljähriger Sammelstätigkeit reichere Rugosa-Kollektionen von je >100 Polytypen geliefert.

2.1 Thüringisches Schiefergebirge (NW-Flanke des Berga-Antiklinoriums)

Vogelsberg-Steinbruch bei Göschitz (TK 25, Bl. 5337 Zeulenroda)

Der frühere Marmor-, seit 1973 Schotter-Steinbruch am Vogelsberg mit seinem fast kompletten Frasnes-/Famenne-Profil ist öfters (meist in Exkursionsführern) erwähnt: REICHSTEIN et al. 1968: 27, LANGBEIN & SCHIRRMESTER 1987, LANGBEIN et al. 1992: 52, BARTZSCH et al. 1993: 17, 2001: 111, 2002: 311, Abb. 4.

Eine unveröffentlichte Profilaufnahme und horizontierte Fossilauflammlungen von Bartzsch und Weyer (1980-1) lieferten neben Ammonoidea und Conodonta als Leitfossilien unter anderem gut erhaltene Anthozoa-Faunen (hauptsächlich Untere und Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone, mittlere Kahlleite-Formation sensu BARTZSCH et al. 2002: 306, Tab. 1). Korallen wurden nicht nur Bank für Bank aus dem Anstehenden, sondern zusätzlich auch aus besser verwitterten Lesesteinen im Steinbruch geborgen, die anhand reicher Conodonta-Faunen exakt datierbar waren. Einige Taxa sind in WEYER (1984b: 19, Abb. 3/1; 1991: 28, Abb. 2/1–3; 1995b: 138, Abb. 1/1–3) erwähnt; es dominieren *Neaxon*, *Thecaxon* und nov. gen. aff. *Kozlowskinia*. Das hier dargestellte *Laccophyllum thuringicum* n. sp. ist ein Unikat aus dem Lesestein Nr. 9 mit typischen Conodonten der Oberen *Palmatolepis marginifera*-Zone (non Lower *marginifera*-Zone, wie irrtümlich in WEYER 1991 angegeben): *Palmatolepis glabra distorta* BRANSON & MEHL 1934, *Palmatolepis glabra pectinata* ZIEGLER 1960, *Palmatolepis marginifera marginifera* ZIEGLER 1960, *Palmatolepis rugosa* cf. *ampla* MÜLLER 1956, *Palmatolepis schleizia* HELMS 1963. Das entspricht dem Bereich von *Pernoceras dorsatum*-Zone und *Pseudoclymenia pseudogoniatites*-Zone (Ammonoidea), die auch durch Goniatiten-Funde belegt sind.

Kahlleite-Steinbruch bei Rödersdorf (TK 25, Bl. 5337 Zeulenroda)

Der 1977 neu eröffnete und seitdem ständig erweiterte Steinbruch Kahlleite-Ost hat längst den kleinen altbekannten Steinbruch Kahlleite-West (MÜLLER 1956: 12, BLUMENSTENGEL et al. 1963: 36, REICHSTEIN et al. 1968: 25, STEINBACH et al. 1970: 53) einbezogen und ist mit seinen derzeit besten Aufschlüssen des ostthüringischen Standardprofils (konkordantes und komplettes Frasnes-Famenne-Tournai-Visé) mehrfach (überwiegend in Exkursionsführern) genannt: GIRNUS et al. 1988: 32, BARTZSCH et al. 1993: 12, 2001: 104, Abb. N1-16, 2002: Abb. 2, Beilage 5, BLUMENSTENGEL et al. 1997: 95.

Seltene Korallen wurden bisher aus der mittleren Kahlleite-Formation (obere *Cheiloceras*-„Stufe“ = obere Nehden-Stufe, $doII\beta$) bekannt gegeben (WEYER 1984a: 6, 1984b: 19, Abb. 3/4). *Neaxon cheilos* WEYER 1984 stammt aus Lesestein-Funden im Steinbruch, die Ammonoidea der *Paratornoceras lentiforme*-Zone und/oder der *Maeneceras meridionale*-Zone sowie

Conodonta der Unteren *Palmatolepis marginifera*-Zone führen.

Die zwei Exemplare der hier zu beschreibenden *Cheilaxonia hofmanni* n. gen. n. sp. stammen von der Basis der Kahlleite-Formation (BARTZSCH et al. 2002: 306, Tab. 1) aus flasrigen Cephalopoden-Kalken 5,5 m über der Basis des Oberen Kellwasserkalk-Horizonts ($doII\alpha$, Grenzbereich Middle/Late *crepida*-Zone nach dem Profil von GEREKE in BARTZSCH et al. 2001: Abb. N1-16 links). Eine begleitende kleine Conodonta-Fauna aus der Rugosa-Probe lieferte: *Palmatolepis crepida* SANNE-MANN 1955, *Palmatolepis quadrantinodosalobata* SANNE-MANN 1955, *Palmatolepis tenuipunctata* SANNE-MANN 1955, *Palmatolepis subperlobata* BRANSON & MEHL 1934, *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON & MEHL 1934, *Palmatolepis termini* SANNE-MANN 1955. Demnach lautet die Datierung: wahrscheinlich Mittlere *Palmatolepis crepida*-Zone; in Betracht kämen eventuell noch die älteren Anteile der Oberen *Palmatolepis crepida*-Zone (wo *Palmatolepis termini* noch vorkommt), obwohl deren Leitfossil *Palmatolepis glabra prima* ZIEGLER & HUDDLE 1969 nicht vorliegt.

2.2 Rheinisches Schiefergebirge (Ost-Sauerland, Messinghausen-Antiklinale)

Beringhäuser Tunnel westlich Beringhausen (TK 25, Bl. 4518 Madfeld)

Das Frasnes-/Famenne-Profil am Beringhäuser Tunnel (S-Flanke der Messinghausen-Antiklinale) ist wiederholt in der Literatur genannt (CLAUSEN et al. 1989, 1991, ERRENST 1993: Abb. 1, BECKER 1993: 52) und wird gegenwärtig im unteren/mittleren Famenne-Anteil intensiver untersucht (SCHÜLKE et al. 2002: Abb. 1, 2, 4, 5). Äußerst seltene Korallen des Unter-Famenne sammelte Adrian Popp im Rahmen seiner Diplomarbeit (Universität Hannover). Die hier mitgeteilte *Kozlowskinia phyllis* RÓŻKOWSKA 1969 kommt aus Bank 88 der unveröffentlichten Profilaufnahme von SCHÜLKE et al. (2002: Abb. 4) – Basis der Unteren *Palmatolepis marginifera*-Zone (obere Nehden-Stufe, $doII\beta$, hellgrauer mikritischer Cephalopoden-Kalk); das Taxon war bisher nur aus dem gleichen stratigraphischen Niveau im polnischen Heiligkreuz-Gebirge (Lokalität Kadzielnia in Kielce) bekannt.

Enkenberg bei Beringhausen (TK 25, Bl. 4518 Madfeld)

Aus dem seit SANDBERGER & SANDBERGER (1850) klassischen, für die Ammonoidea-Zonierung des Famenne maßgebenden „Enkeberg“-Richtprofil an der NE-Flanke der Messinghausen-Antiklinale (KAYSER 1873, WEDEKIND 1908, LANGE 1929, PAECKELMANN & KÜHNE 1936, BECKER 1993: 41, KORN & ZIEGLER 2002: Abb. 2) liegen aus dem Schurf von Dieter Korn 1992 etwa 40 Rugosa vor – speziell aus der unteren Hemberg-Stufe ($doIII\alpha$, $doIII\beta$), aber auch aus der oberen Nehden-Stufe ($doII\beta$). Von den letzteren ist bereits *Thecaxon rozkowskiae* WEYER 1978 publiziert worden (Untere *Palmatolepis marginifera*-Zone, WEYER 1995b: 139).

Zuvor gab es nur einige provisorische Faunenlisten-Daten für Korallen, die sich vermutlich alle auf das dominierende Genus *Neaxon* KULLMANN 1965 beziehen, aber heute ohne eine Revision der kaum noch zu ermittelnden Belegstücke unbrauchbar sind: *Petraia radiata* MÜNSTER 1839?, *Petraia decussata* MÜNSTER 1839, *Pseudopetraia* sp., *Ptychocyathus* sp. (KAYSER 1873: 642, FRECH 1885: 94, LANGE 1929: 14, 17,

PAECKELMANN & KÜHNE 1936: 30,33, Determination SCHINDEWOLF).

Die hier beschriebenen weiteren Thecaxonidae-Vertreter der Anthozoa-Fauna – *Thecaxon horni* n. sp., *Kozlowskinia* sp. ind. aff. *phyllis* RÓZKOWSKA 1969 – stammen aus den Cephalopoda-Kalkbänken 109 und 110 der *Pernoceras dorsatum*-Zone (Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone).

3. Paläontologie

Die Präparation der seltenen Korallen erfolgte bei stets exakter Orientierung des Septalapparats (Markierung von 6 Protosepten – Cardinaleseptum oben, seitenrichtige Wiedergabe als Kelcheinblick von oben in allen Querschliffserien). Für die Beschreibungen und Illustrationen werden folgende Abkürzungen verwendet: D = Durchmesser, n = Anzahl der Großsepten, N = Anzahl aller Septen, QS = Querschliff, LS = Längsschliff, P = Lackfilmpräparat (Peel), DS = Dünnschliff, R = Reststück, L = Länge. In den Zeichnungen ist das Skelett oft nicht schwarz, sondern grau dargestellt, um interne Strukturen (Medianlinie der Septen in Querschliffen, Anwachsramellen der everten Septen in Längsschliffen) angeben zu können. Ein hellerer Grauton markiert mitunter „sekundäre“ Skelettverdickungen (meist Tabulae).

Die Rugosa-Kollektion ist dem Museum für Naturkunde (Paläontologische Abteilung) der Humboldt-Universität zu Berlin übergeben worden (Sammlungsnummern MB.K. ...).

Supraordo **Rugosa** MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Ordo **Stauriida** VERRILL 1865

Subordo **Cyathaxoniina** SPASSKIY 1977

Suprafamilia **Cyathaxoniidea** MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Familia **Protozaphrentidae** IVANOVSKIY 1959

Subfamilia **Protozaphrentinae** IVANOVSKIY 1959

***Cheilaxonia* nov. gen.**

Derivatio nominis: Wortbildung aus *Cyathaxonia* (weitläufig verwandtes kosmopolitisches Genus aus der Nachbar-Familie) und *Cheiloceras* (Leitfossil der entsprechenden Ammonoidea-Genozone im Unter-Famenne).

Typusart: *Cheilaxonia hofmanni* n. sp., Unter-Famenne (Mittlere – Obere *Palmatolepis crepida*-Zone) des Thüringischen Schiefergebirges.

Diagnose: Kleine konische Polypare mit tiefem Kelch und dünnen Septen. Großsepten radial gestellt, mit Ausnahme der vier Kleinsepten aussehenden vier kurzen an den Wachstumspolen, zentral direkt verbunden in Form einer in den Kelch hinauf ragenden weiten Axialstruktur (von einem Drittel Polypardurch-

messer, aus everten Axialenden); Kleinsepten relativ lang und contratingent (mit betonter antiseptaler Triade). Cardinaleseptum lang, in keiner Kelchphase verkürzt. Pseudofossulae oft und vorübergehend (nach Septeninsertionen) deutlich, mitunter aber auch nicht erkennbar. Septenmikrostruktur vermutlich lamellär (Septalränder offenbar glatt, ohne Dornen). Tabularium kräftig biform, in Position II aufgewölbt, in Position I meist zentrifugal zur Wand hin abfallend.

Beziehungen: Der gegenwärtige, durchaus dürftige Kenntnisstand erlaubt lediglich eine phylogenetische Ableitung von *Muenstraia* WEYER 2001 (bisher Ludlow-Prag) – trennend ist allein die neu entstandene markante Axialstruktur.

Der große zeitliche Abstand besagt bei diesen Raritäten oder kaum untersuchten Kaltwasser-Rugosa offenbar nicht viel. Eventuell existiert eine zweite *Cheilaxonia*-Art im höheren Unterdevon (Prag/Ems-Stufe): *Lindstroemia stellata* GORYANOV 1967 MSCR (unveröffentlichte Dissertation, Universität Leningrad, als nomen nudum erwähnt in einer generalisierten Faunenliste für die „Talbulak-Formation“ des Süd-Tianshan in GORYANOV & KLISHEVICH 1968: 908). Das 2003 in St. Petersburg eingesehene, aber erst anhand ausführlicherer Schliffserien zu revidierende Material stammt aus der „Aravanskaya-Suite“ der Alai-Vorberge in Süd-Fergana im Gebiet Uch-Kurgana (Chumchuklyk-Berge im Isfayram-Flussgebiet, Kollektion V. L. KLISHEVICH 1962) und besitzt eine ähnliche Axialstruktur bei contratingentem Kleinsepten-Baustil. Eine vermutete (WEYER 1988: 505) Synonymie mit *Duncanella goryanovi* WEYER 1988 trifft nicht zu.

Andere präkarbonische columellate Genera der Cyathaxoniina mit gleichfalls contratingentem Kleinsepten sind *Columnaxon* SCRUTTON 1971 (Ludlow, Venezuela) und *Cyathaxonia* MICHELIN 1847 (Unter-Famenne bis Unter-Perm) – ersteres (Columnaxoninae WEYER 1980 innerhalb der Cyathaxoniidae) hat aber eine vorwiegend aus dem Axialende des Antiseptums hervorgegangene Axialstruktur, die von einer Aulos-Ringwand umgeben wird, und letzteres (Cyathaxoniinae MILNE-EDWARDS & HAIME 1850) zeichnet sich (als direkter Laccophyllum-Deszendenz) durch eine aseptale Axialstruktur aus (everteter Aulos ohne Beteiligung der Großsepten-Axialenden).

Nicht contratingente, aber kontrakline (beziehungsweise freie, durch biforme Tabulae der Position I an ihre zugehörigen

Großsepten gebundene) Kleinsepten charakterisieren ein generisch noch heimatloses Taxon aus dem Givet, dessen Darstellung vorbereitet wird und das sich inzwischen in weiter regionaler Verbreitung fand (Harz und Kellerwald im deutschen Rhenoherynikum, Montagne Noire in Süd-Frankreich, Tafilat im marokkanischen AntiAtlas): *Cyathaxonia hercynica* ROEMER 1855 (WEYER & ZAGORA 1990: Abb. 3/1–7). Auch nov. gen. nov. sp. I (WEYER et al. 2003) aus dem Ober-Frasnes des Thüringischen Schiefergebirges besitzt radial gestellte freie, nie contratingente Kleinsepten. Wesentlich ferner stehen zwei weitere ahermatypische axophylloide Genera des Ober-Famenne, *Famaxonia* WEYER 1971 aus Thüringen (Kleinsepten extrem kurz, nur im distalen Kelch aktiv, zu den Bathybalvinae WEYER 1991 innerhalb der Petraiidae KONINCK 1872 gehörig), und *Yshanophyllum* WU & LIAO 1988 aus Guangxi (mit Dissepimentarium, Kleinsepten nicht contratingent).

Eng verwandt scheint *Petraiella reichsteini* WEYER 1991 (Unter-Famenne des Harz-Gebirges, Obere *Palmatolepis crepida*-Zone) zu sein. Während der Paratypus sicher zu *Petraiella* RÓZKOWSKA 1969 (Sutherlandiniinae WEYER 1972 innerhalb der Protozaphrentidae IVANOVSKIY 1959) gehört, besitzt der Holotypus (nach WEYER 1991: Abb. 3/6) offenbar wie *Cheilaxonia* eine gleichartige, nur niedrigere Axialstruktur. Die Diplosepten-Spezialisierung am Cardinal- und Antiseptum, die innerhalb der Cyathaxonioida wiederholt und polyphyletisch auftritt, ist aber unterschiedlich und legt nahe, für dieses seltene Unikat in Zukunft eine eigene Gattung (als *Cheilaxonia*-Deszendente) aufzustellen, wenn einmal zusätzliches und besser erhaltenes Material vorliegen sollte.

Bemerkungen: Der Fund von *Cheilaxonia* – mit ihrer „Columella“ für Oberdevon-Rugosa recht ungewöhnlich – belegt erneut, dass Axialstrukturen mehrfach in unabhängigen phylogenetischen Linien der Cyathaxoniina schon lange vor dem Karbon entstanden waren. Leider lässt sich die Präsenz oder das Fehlen solcher Axialstrukturen in subtabularen Schlißlagen oft nur schwer nachweisen und erfordert in der Regel eine Querschlißserie des mittleren Kelches, um dort den „calicular boss“ zu finden. Zum Erkennen würde selbstverständlich auch ein subtabularer Querschliß ausreichen, wenn dort – was (diagenetisch bedingt) anscheinend nur selten vorkommt – die Anwachsstreifung im axialen Septenbereich deutlich erhalten wäre (Nahtstelle zwischen den entgegengesetzt zentripetal und zentrifugal convex ausgerichteten Septenstirnen von peripherem und axialem evertetem Abschnitt innerhalb eines Großseptums (SCHOUPEPÉ & STACUL 1966: 58, Abb. 34).

***Cheilaxonia hofmanni* nov. sp.**

Abb. 1/1–9, 2/1–7, Taf. 1, Fig. 2a–b, 3a–d

Derivatio nominis: nach Dipl.-Ing. Ulrich Hofmann, Ruppertsdorf bei Lobenstein, Geschäftsführer der Thüringer Natur-

steinwerke (TSG) Tegau, in Dankbarkeit für sein langjähriges Verständnis für paläontologisch-biostratigraphische Arbeiten in „seinen“ Steinbrüchen im Schleizer Bergland.

Holotypus: Polypar Nr. MB.K.668. [12QS (11P,1DS)+2R] – Abb. 1/1–9, Taf. 1, Fig. 3a–d; Kollektion D. Weyer 2002.

Weiteres Material: Paratypus Nr. MB.K.667. [9QS (7P,2DS)] – Abb. 2/1–7, Taf. 1, Fig. 2a–b; Kollektion D. Weyer 2002 (lag in der Kalkbank unmittelbar neben dem Holotypus).

Locus typicus: Steinbruch Kahlleite (Ost-Wand) SW Rödersdorf, TK 25, Bl. 5337 Zeulenroda, NW-Flanke des Berga-Antiklinoriums (BARTZSCH et al. 1993, 2001: 104, Fig. N1-16).

Stratum typicum: Cephalopoden-Kalk der basalen Kahlleite-Formation, untere *Cheiloceras*-„Stufe“ (doli α) = untere Nehden-Stufe des Unter-Famenne, Mittlere bis basale Obere *Palmatolepis crepida*-Zone (Conodonta).

Diagnose: Vorerst identisch mit der Gattungsdiagnose, bis einmal eine weitere zugehörige Art entdeckt werden sollte.

Beschreibung: Die lang-konische, annähernd gerade Polypargestalt wurde anhand der Schlißserie rekonstruiert, da sich die Korallen (mit ihrem kräftigen Anwachstal) nicht aus dem harten Kalkstein isolieren ließen. Die Maße des Holotypus betragen L ca. 10,5 mm, oberer D ca. 4 mm, unterer D ca. 2 mm, Kelchtiefe ca. 6 mm, Distalende des „calicular boss“ ca. 3 mm unterhalb des Kelchoberrands. Die Archaeotheca ist kräftig längsgerippt (ohne Hyposepten-Furchen). Am Paratypus (L ca. 8 mm, oberer D ca. 4,5 mm, unterer D ca. 2,5 mm) ist nur der untere Kelch erhalten. Verjüngungen kommen im Tablonbereich vor (Abb. 1/4, 2/2).

Am Kelchrand beginnen die Septen (adult 26–30) bei bereits stark verdickter Wand gleichmäßig als niedrige, offenbar non-spinöse Leisten (Abb. 1/9) und werden nach allmählichem Längenwachstum contratingent (Kleinsepten etwa halb so lang wie die Großsepten, nur an der antiseptalen Triade überlang). Die Septenpaare bleiben in der Regel ziemlich dünn; die geringfügige Verdickung an der Kelchbasis ist ontogenetisch leicht variabel. Das Cardinaleptum ist nie speziell verkürzt, mitunter aber das Antiseptum (nur am Holotypus auf den Jugendstadien, besonders in Abb. 1/1 und mäßig in Abb. 1/4, dazwischen in Abb. 1/2–3 wieder lang), das dann von seinen beiden contratingenten Kleinsepten umrahmt wird. Die Gesamtsymmetrie des Septalapparats ist betont radial. Pseudofossulae der vier Wachstumspole deuten sich gelegentlich an, meist aber nur vorübergehend nach Insertionen (Abb. 2/3).

Die Großsepten (mit Ausnahme der vier zuletzt gebildeten an den Wachstumspolen) erreichen das Polyparzentrum über eine herausgewölbte weite Axialstruktur (von etwa ein Drittel Polypardurchmesser); ihre internen Hälften sind wie riesige

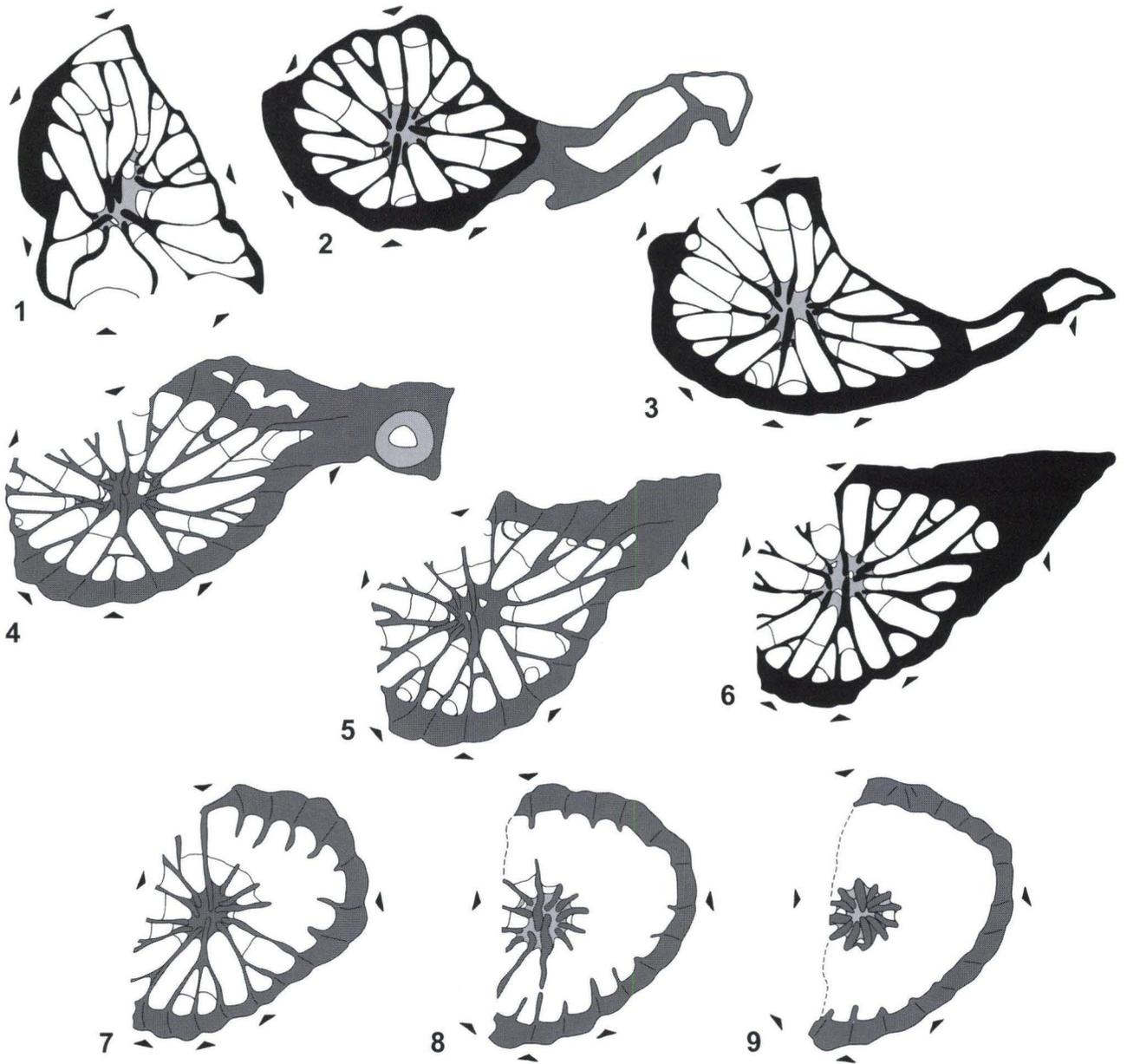


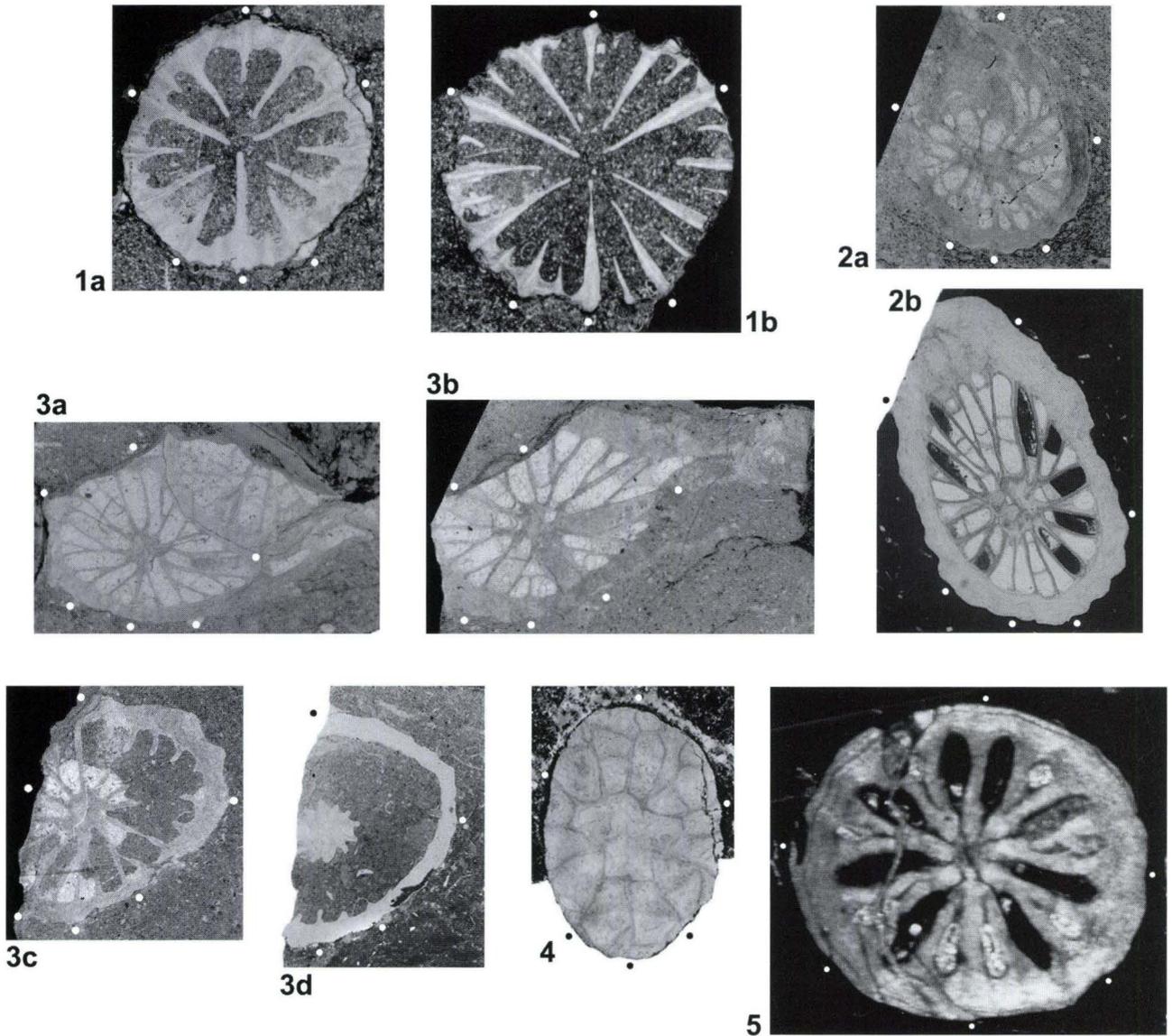
Abb. 1. *Cheilaxonia hofmanni* n. sp., Holotypus, Nr. MB.K.668.; Unterfamenne (Mittlere–Obere *Palmatolepis crepida*-Zone), Kahleite-Steinbruch bei Rödersdorf (Thüringisches Schiefergebirge).

subtabulare (1–3, Schliffe Nr. 11–9) und caliculare Querschliffserie (4–9, Schliffe Nr. 7, 5–1), x 15 (1–3) und x 12 (4–9); mit Talon-Auswüchsen (2–6) und Talon-Dissepimenten (1–3, hier im „NE“ hardground-Aufwuchs auf ein anderes Rugosa-Individuum); an der Kelchbasis nur noch mit 1 calicularem Lumen in Position II sensu SUTHERLAND 1965 (4: rechts vom Antiseptum) oder mit 3 calicularen Lumina (5–6: Detritus-Füllung beiderseits der Antiseptum-Triade und in der Pseudofossula am rechten Lateralseptum); subtabulare Anteile im mittleren/oberen Kelch sind der Tabulakranz um die Axialstruktur und 3 Lumina der Position I am Antiseptum und linken Antilateralseptum (7) sowie 7 oder 3 kleine Lumina in der Axialstruktur (8, 9).

Die Abstände vom basalen Querschliff (1) betragen 1,1 mm (2), 2,0 mm (3), 3,2 mm (4), 3,7 mm (5), 3,9 mm (6), 4,5 mm (7), 4,8 mm (8) und 5,2 mm (9).

Fotos: Taf. 1, Fig. 3a–d.

Septenformeln:	$\frac{2 2}{2 2}$	$\frac{2 3}{3 2}$	$\frac{2 3}{3 3}$	$\frac{2 3}{4 3}$	$\frac{2 4}{4 3}$
n	12	14	15	16	17
N	19	21	23	24	26
D [mm]	2,9	2,2	2,4	3,1–3,3	3,4
Abb.	1/1	1/2	1/3	1/4–8	1/9



Taf. 1.

Fig. 1a–b. *Thecaxon horni* n. sp., Holotypus, Nr. MB.K.682., Unter-Famenne (*Pernoceras dorsatum*-Zone, Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone), Enkenberg bei Beringhausen (Ost-Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

Caliculare Querschliffe (Nr. 6, 3), x 10 (Zeichnungen s. Abb. 4/6,8).

Fig. 2a–b. *Cheilaxonia hofmanni* n. sp., Paratypus, Nr. MB.K.667., Unter-Famenne (Mittlere–Obere *Palmatolepis crepida*-Zone), Kahllite-Steinbruch bei Rödersdorf (Thüringisches Schiefergebirge).

Querschliffe Nr. 8, 6, x 10 (Zeichnungen s. Abb. 2/2,4).

Fig. 3a–d. *Cheilaxonia hofmanni* n. sp., Holotypus, Nr. MB.K.668., Unter-Famenne (Mittlere–Obere *Palmatolepis crepida*-Zone), Kahllite-Steinbruch bei Rödersdorf (Thüringisches Schiefergebirge).

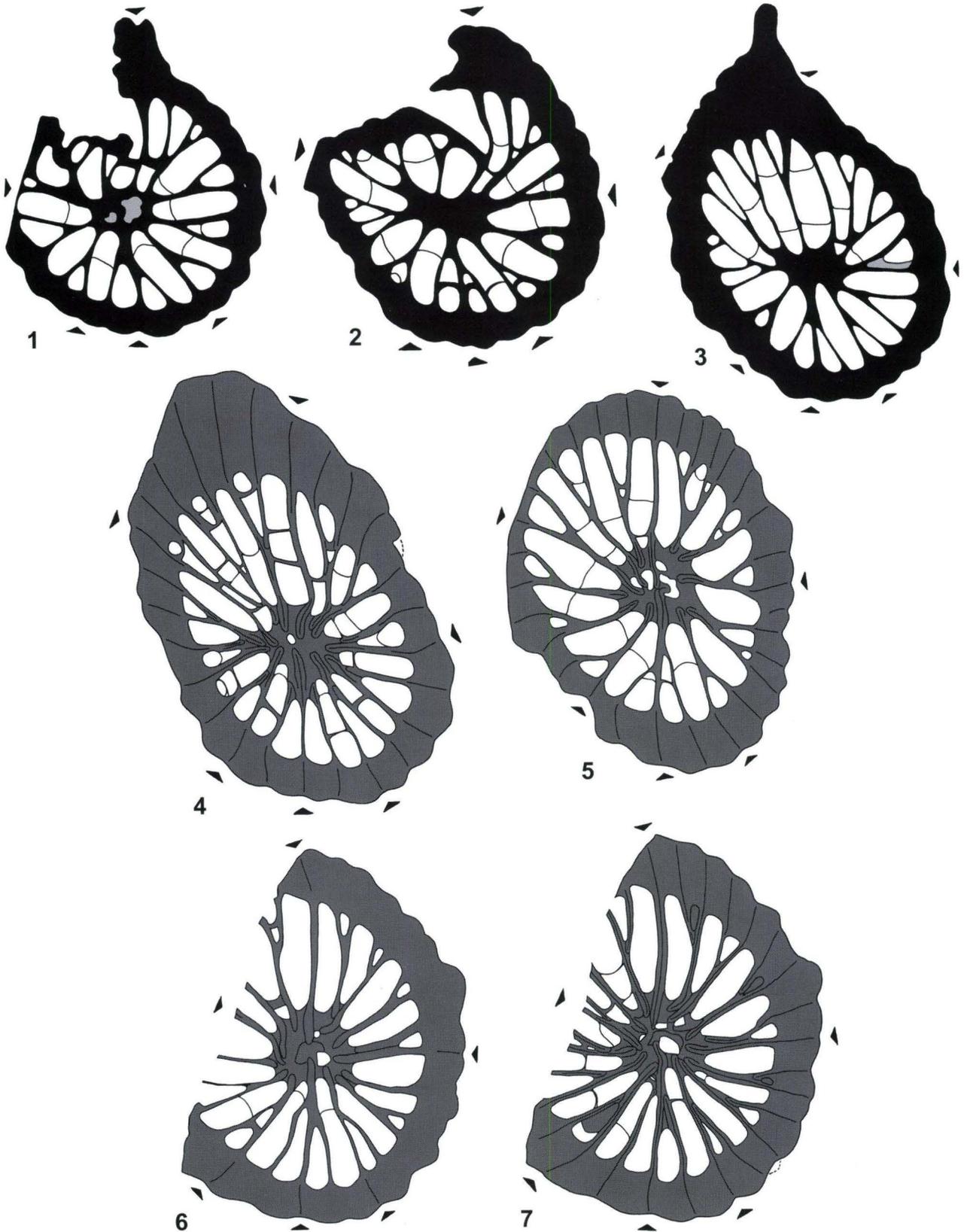
Querschliffe Nr. 9, 7, 3, 1, x 10 (Zeichnungen s. Abb. 1/3,4,7,9).

Fig. 4. *Kozłowska* sp. ind. aff. *phyllis* RÓŻKOWSKA 1969, Nr. MB.K.679., Unter-Famenne (*Pernoceras dorsatum*-Zone, Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone), Enkenberg bei Beringhausen (Ost-Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

Subtabularer Querschliff (Nr. 4), x 10 (Zeichnung s. Abb. 7/1).

Fig. 5. *Laccophyllum thuringicum* n. sp., Holotypus, Nr. MB.K.173., Unter-Famenne (Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone), Vogelsberg-Steinbruch bei Göschitz (Thüringisches Schiefergebirge).

Caliculärer Querschliff (Nr. 9), x 20 (Zeichnung s. Abb. 3/7).



Pali kräftig evert. Die tiefste Stelle des Septenoberrandes liegt relativ wandnah (Abb. 1/7–8), ist unmittelbar nach dem Verschmelzen beider Septenteile noch zu erkennen (Abb. 1/7, letztes langes Großseptum des rechten Antiquadranten) und wird später nach unbedeutender lateraler Septenverdickung unsichtbar; hier treffen im Querschliffbild die umgekehrt orientierten Anwachsflächen einer Septenstirn aufeinander. Direkt im Zentrum (mitten auf dem „calicular boss“) befindet sich in der Regel eine winzige septenfreie Depression; nur das Cardinal- und Antiseptum können vorübergehend (Abb. 1/4–6, 8, 2/5) dort hineinragen und wirken dann wie ein die bilaterale Symmetrie unterstreichendes Medianblatt. An der Kelchbasis erfolgt die axiale Septenverbindung entweder kompakt (Abb. 1/7) oder schließt Aulos-artig einige kleine Lumina ein (Abb. 2/1, 5).

Das biforme Tabularium (ohne echte cardinale Fossula) tritt speziell im unteren Kelch auf Grund der unterschiedlichen Lumina-Füllung mit subtabularem Sparit oder calicularem Detritus markant in Erscheinung (Taf. 1, Fig. 2b). Die Böden fallen in Position II (sensu SUTHERLAND 1965) mäßig steil zur Wand hin ab (Rekonstruktion anhand der Tabulae-Schnitte im Querschliffbild mit konstantem Verlauf konkav zur Wand). Das gilt ebenso für Position I, wo Tabulae viel höher in den Kelch hinaufragen und nur ausnahmsweise (Abb. 2/7, linkes Antilateralseptum) auch einmal zentrifugal ansteigen. Reguläre Dissepimente fehlen; einzelne anomale Blasen gehören zum Anwachsplan.

Bemerkungen: Ein manchmal verkürztes Antiseptum ist auch von anderen Cyathaxoniina bekannt. Die erhebliche Variabilität in diesem Merkmal wurde vor allem bei *Petratella* RÓZKOWSKA 1969 beobachtet (WEYER 1978b: 99, Taf. 8) – sowohl in der „Population“ vom Fundort Kadzielnia als auch in der individuellen Ontogenese der drei durch RÓZKOWSKA unterschiedenen Arten, die wahrscheinlich real nur eine Art repräsentieren, was auch BIRENHEIDE (1978: 23) schon vermutete. Dieser Trend zur Verkürzung des Antiseptums kehrt offensichtlich in verschiedenen phylogenetischen Linien der Subordo öfters wieder (beispielsweise Genus *Haptophyllum* PEDDER 1967).

Die eigenartige Axialstruktur mit ihren – ontogenetisch allerdings nicht beständigen – Aulos-ähnlichen Stadien erinnert entfernt an *Columnaxon* SCRUTTON 1971, wo der eigentliche „calicular boss“ innerhalb des Aulos allerdings allein vom verlä-

gerten, rhopaloid verdickten und everten Axialende des Antiseptums gebildet wird. Das in WEYER et al. (2003) vorläufig mitgeteilte nov. gen. nov. sp. I aus dem Ober-Frasnes (Obere *Palmatolepis rhenana*-Zone und *Palmatolepis linguiformis*-Zone) von Thüringen besitzt anscheinend die ähnlichste Axialstruktur; diesem Taxon fehlen andererseits die contratingenten Kleinsepten. *Cyathaxonia? hercynica* ROEMER 1855 aus dem Mittel-Givet, für die ein neues Genus eingerichtet werden muss, hat einen ähnlichen Bauplan (mit Beteiligung fast aller Großsepten), aber ihrer hohen Columella fehlt die zentrale Depression.

Der Holotypus war auf ein anderes, nur noch fragmentarisch erhaltenes und daher nicht mehr detailliert präpariertes Polypar der gleichen Art aufgewachsen.

Familia **Cyathaxoniidae** MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Subfamilia **Laccophyllinae** GRABAU 1928

Genus **Laccophyllum** SIMPSON 1900

Laccophyllum thuringicum nov. sp.

Abb. 3/1–11, Taf. 1, Fig. 5

1991 *Laccophyllum* sp. n. V – WEYER: 28, Abb. 2/1–3.

Derivatio nominis: nach dem in Thüringen (Königreich/Provinz/Bundesland/Freistaat in Mitteleuropa) liegenden Fundort.

Holotypus: Das einzig vorliegende Exemplar Nr. MB.K.173. [13QS (9P,4DS) + 1LS (DS)], Kollektion K. Bartzsch & D. Weyer 1980.

Locus typicus: Vogelsberg-Steinbruch bei Göschitz, TK 25, Bl. 5337 Zeulenroda, NW-Flanke des Berga-Antiklinoriums (BARTZSCH et al. 1993, 2001: 111).

Stratum typicum: Cephalopoden-Kalk der mittleren Kahlleit-Formation (Lesestein-Fund, durch Conodonta datiert), basale Hemberg-Stufe des Unter-Famenne (döllα), Bereich *Pernoceras dorsatum*-Zone bis *Pseudoclymenia pseudogoniatites*-Zone (Ammonoidea), Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone (Conodonta).

Abb. 2. *Cheilaxonia hofmanni* n. sp., Paratypus, Nr. MB.K.667.; Unter-Famenne (Mittlere – Obere *Palmatolepis crepida*-Zone), Kahlleit-Steinbruch bei Rödersdorf (Thüringisches Schiefergebirge). Querschliffserie (Nr. 9–6, 4–2), x 18 (1–2), x 16 (3–4) und x 15 (5–7); subtabular (1–3) und teilweise calicular (4–7); Lumina der Position II sensu SUTHERLAND 1965 in 4–6 nahe Kelchbasis dominant, in 7 immer mit Detritus gefüllt; Lumina der Position I – einschließlich der Position II an den 4 Wachstumspolen – stets subtabular, mit Sparit gefüllt); Schlifforientierung in 4–5 deutlich schief. Fotos: Taf. 1, Fig. 2a–b.

Septenformeln:	$\frac{3 3}{3 3}$	$\frac{3 3}{4 3}$	$\frac{3 4}{4 4}$
n	16	17	19
N	25	26	30
D [mm]	2,6 x 3,3	2,9 x 3,1–3,0 x 5,0	3,5 x 4,5–3,8 x 4,5
Abb.	2/1	2/2–4	2/5–7

Diagnose: Kleinwüchsige *Laccophyllum*-Art mit tiefem Kelch und 16 stark verdickten Septen bei 2–3 mm Durchmesser; contratingente Kleinsepten (sowie Großsepten an den vier Wachstumspolen) sehr lang. Interseptallumina der Position II oft nur wenig oder gar nicht breiter als die Septen der Kelchbasis. Aulos winzig, mit dicker stereothecater Ringwand (meist ohne Kleinsepten-Beteiligung).

Beschreibung: Das kleinwüchsige (eventuell nur juvenile) langkonische Polypar von 11 mm Länge hat einen proximalen Durchmesser von 1,7 mm an der abgebrochenen Spitze und einen Durchmesser von 2,9 mm am distalen Kelchrand. Es ist meist gerade und nur in der Jugend leicht cornut (bei geringer Torsion). Seine nicht längs gerippte Archaeotheca trägt zarte Anwachsruge. Die erhebliche Kelchtiefe beträgt etwa 8 mm.

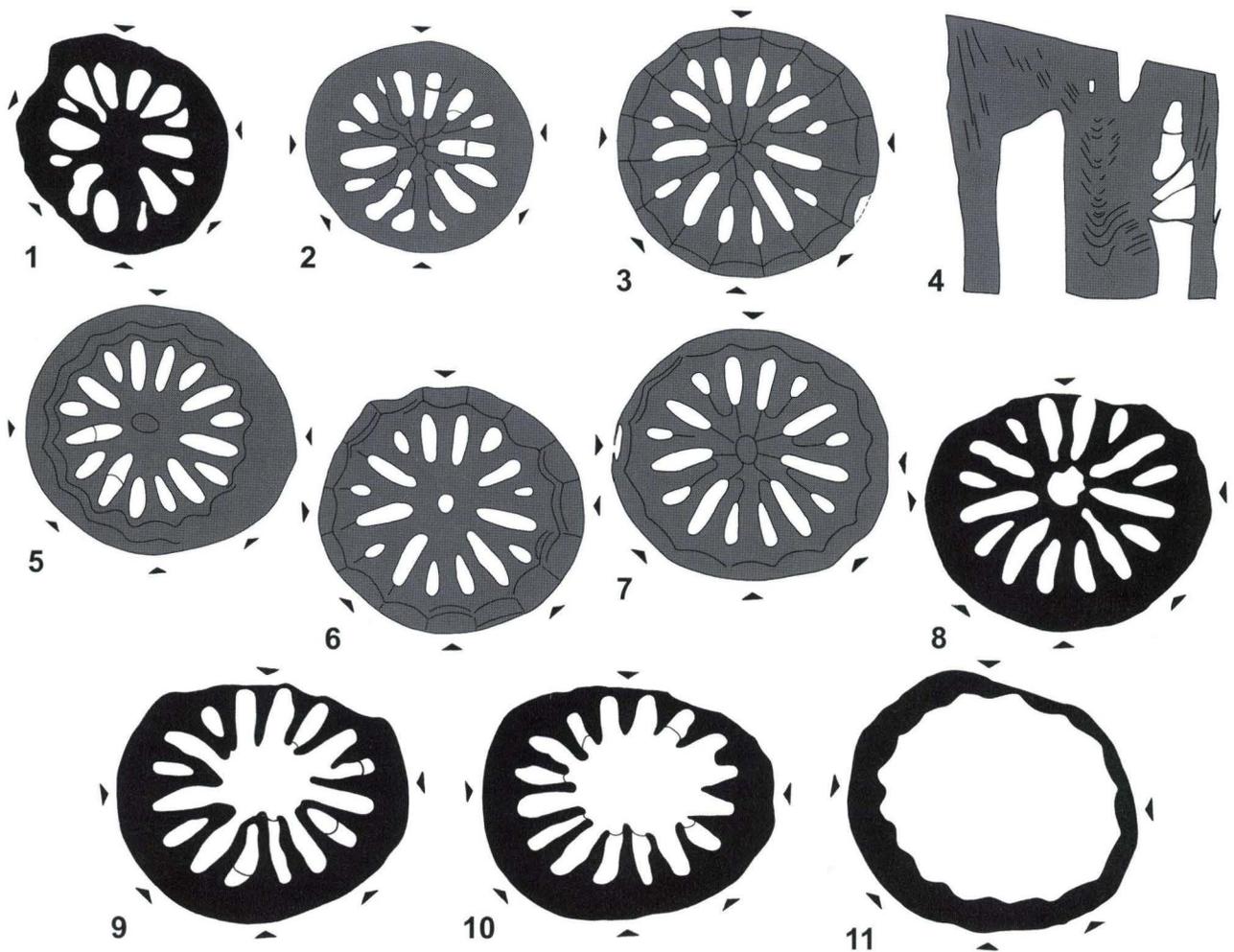


Abb. 3. *Laccophyllum thuringicum* n. sp., Holotypus, Nr. MB.K.173.; Unter-Famenne (Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone), Vogelsberg-Steinbruch bei Göschitz (Thüringisches Schiefergebirge).

Schliffserie (Nr. 1–2, 5–13), x 16 (1–3) und x 15 (4–11); Querschliffe subtabular (1–3) und calicular (5–11); Lumina der Position I (sensu SUTHERLAND 1965) sowie der Position II an den vier Wachstumspolen (contratingente Großseptenpaare) im unteren und mittleren Kelch (5–10) subtabular mit Sparit gefüllt; Basis des Aulos in 7–8 angetroffen; Längsschliff (4) links in Position II calicular, rechts in Position I subtabular. Foto: Taf. 1, Fig. 5.

Septenformeln:	$\frac{11}{2 2}$	$\frac{2 2}{2 2}$
n	10	12
N	14	16
D [mm]	1,9	2,0 x 1,8–2,9 x 2,7
Abb.	3/1	3/2–11

Die 16 Groß- und Kleinsepten des Septalapparats beginnen am Oberrand als niedrige breite glattrandige Leisten (Septenmikrostruktur lamellär) von gleicher Länge bei bereits stark verdickter Wand, deren Anwachsstrukturen gut erhalten bleiben. Im oberen Kelch erfahren sie ein allmähliches Längenwachstum und gleichzeitig eine erhebliche Verdickung (mit lang-dreieckigen Sockeln, die breiter als die Interseptallumina werden) und (Abb. 3/9) verwachsen contratingent zu regelmäßigen Septenpaaren (und antiseptaler Triade). Tiefer (Abb. 3/8) erfolgt dann die periaxiale Verbindung von acht Großsepten zu einem beachtlich kleinen stereothecaten Aulos, der nur auf dem frühesten überlieferten Stadium (Abb. 3/1) noch fehlt; dort ist auch die stereoplasmatische Septenverdickung noch gering, so dass relativ größere Interseptallumina auftreten. Das Cardinaleptum wird in keiner calicularen Phase verkürzt, sondern besitzt immer die Länge der anderen Großsepten. Vorübergehend (Abb. 3/3) ist das Antiseptum einmal deutlich kürzer als seine Kleinsepten der Triade, ein ungewöhnliches Bauplanphänomen. Die sehr prominenten contratingenten Kleinsepten sind im mittleren Kelch (Abb. 3/9–10) so lang wie die Großsepten und bleiben erst ab Aulos-Bildung etwas zurück. Die antiseptale Triade zeigt in keiner Phase ein überbetontes Wachstum. Alle Septalflanken wirken zuletzt am Kelchgrund glatt (durch stereoplasmatische Verdickung); vorher waren sie (im Querschliffbild) öfters ganz leicht wellig (verstärkte Wachstums lamellen parallel zum inneren Septalrand), tragen aber nie Dornen (nach Art von *Cyathocarinia* SOSHKINA 1928).

Das Tabularium ist kräftig biform (Abb. 3/4): in Position I ragt es um fast 5 mm erheblich über die Position II hinaus mit seinen horizontalen bis zentripetal abfallenden Böden. Die Tabulae der Position II verlaufen leicht aufgewölbt (nach Aussage ihrer Schnitte in Abb. 3/2,5). Eine Fossula und pseudo-fossulare Strukturen treten nicht auf. Der winzige Aulos ist meist kontinuierlich mit „Stereoplasma“ erfüllt (und zeigt dann deutlich die vertikalen Anwachsstrukturen der zentralen „calicular pit“); diskontinuierlich abgeschiedene dickere Aulos-Tabulae kommen auch vor.

Beziehungen: Die neue Art steht innerhalb der langlebigen Gattung (Silur–Karbon) auf Grund ihrer diagnostischen Merkmale isoliert, ist aber ein typischer Vertreter von *Laccophyllum*. Ein Vergleich ist einerseits schwer, weil der Holotypus vielleicht nur ein jugendliches Polypar darstellt, das im Alter abweichend gebaut sein könnte, und weil viele *Laccophyllum*-Arten oft nicht intensiv genug untersucht wurden – ein Quer- und ein Längsschliff reichen zur Definition einfach nicht aus. Andererseits sind aber auch erst relativ wenige Taxa aufgestellt worden.

Von den Oberdevon-Formen ist *Laccophyllum* sp. A (WEYER 1991: 26, Abb. 1/1–3, untere *Cheiloceras*-„Stufe“, Obere *Palmatolepis crepida*-Zone von Rübeland im Harz-Gebirge) am ähnlichsten, aber durch geringere Wand- und Septendicke,

größeren Aulos-Durchmesser, weitere Interseptallumina und longitudinale Archaeotheca-Rippen gut unterschieden. Noch stärker entfernen sich *Laccophyllum vacuum* (RÓZKOWSKA 1969) und *Laccophyllum longiseptatum* (WU & LIAO 1988) aus dem Ober-Famenne von Polen und China mit wesentlich weiterem Aulos und dünneren Septen; *Laccophyllum cyathaxoniaeformis* (GORSKIY 1932) aus dem Ober-Famenne der Kirgizen-Steppe trägt zusätzlich Dornen auf den Septenflanken. Mit seinen zahlreicheren und dünneren Septen ist auch *Laccophyllum dickinsi* (HILL & JELL 1971) aus dem Frasnies des Canning Basin (Australien) verschieden. Vergleichbar wäre noch *Laccophyllum* n. sp. II (WEYER 2001a: 70, Abb. 3/5) aus dem Unter-Tournai von Thüringen mit ebenfalls stark verdicktem Septalapparat, doch seine Kleinsepten bleiben proportional etwas kürzer (mit winzigen Lumina der Position I) und seine Großsepten enden axial dünner.

Suprafamilia **Petraioidea** KONINCK 1872

Familia **Thecaxonidae** WEYER 1978

Genus **Thecaxon** WEYER 1978

***Thecaxon horni* nov. sp.**

Abb. 4/1–10, Taf. 1, Fig. 1a–b

Derivatio nominis: in memoriam Dr. Manfred Horn, Wiesbaden (1934–1999)

Holotypus: Das derzeit einzige vorliegende und intensiv präparierte Exemplar Nr. MB.K.682. [10QS (9P,1DS)+4LS (3P,1DS)+4R], Kollektion D. Korn 1992.

Locus typicus: Enkenberg bei Beringhausen, TK 25, Bl. 4518 Madfeld, Schurf Dieter Korn 1992.

Stratum typicum: Cephalopoden-Kalk, Bank 109 (KORN & ZIEGLER 2002: 455, Fig. 2). basale Hemberg-Stufe des Unter-Famenne, *Pernoceras dorsatum*-Zone (Ammonoidea), Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone (Conodonta).

Diagnose: *Thecaxon*-Art mit einem Kelch, dessen Tiefe den doppelten Polypardurchmesser erreicht, und mit seit frühen Jugendstadien axial frei endenden Großsepten, ohne beständigen Aulos, mit einfachen Tabulae.

Beschreibung: Das langkonische gerade Polypar hat eine Länge von 16,5 mm bei 1,2 mm unterem und 4,6 mm oberem Durchmesser. Der vollständig überlieferte Kelch ist ungewöhnlich tief (9,3 mm); an der nicht komplett erhaltenen Spitze war ein kleiner Anheftungstalon ausgebildet. Die Wand trägt wohlgerundete Costae.

Der adulte Septalapparat besteht aus 24 radial gestellten everten Groß- und Kleinsepten, die im obersten Kelchanschiff

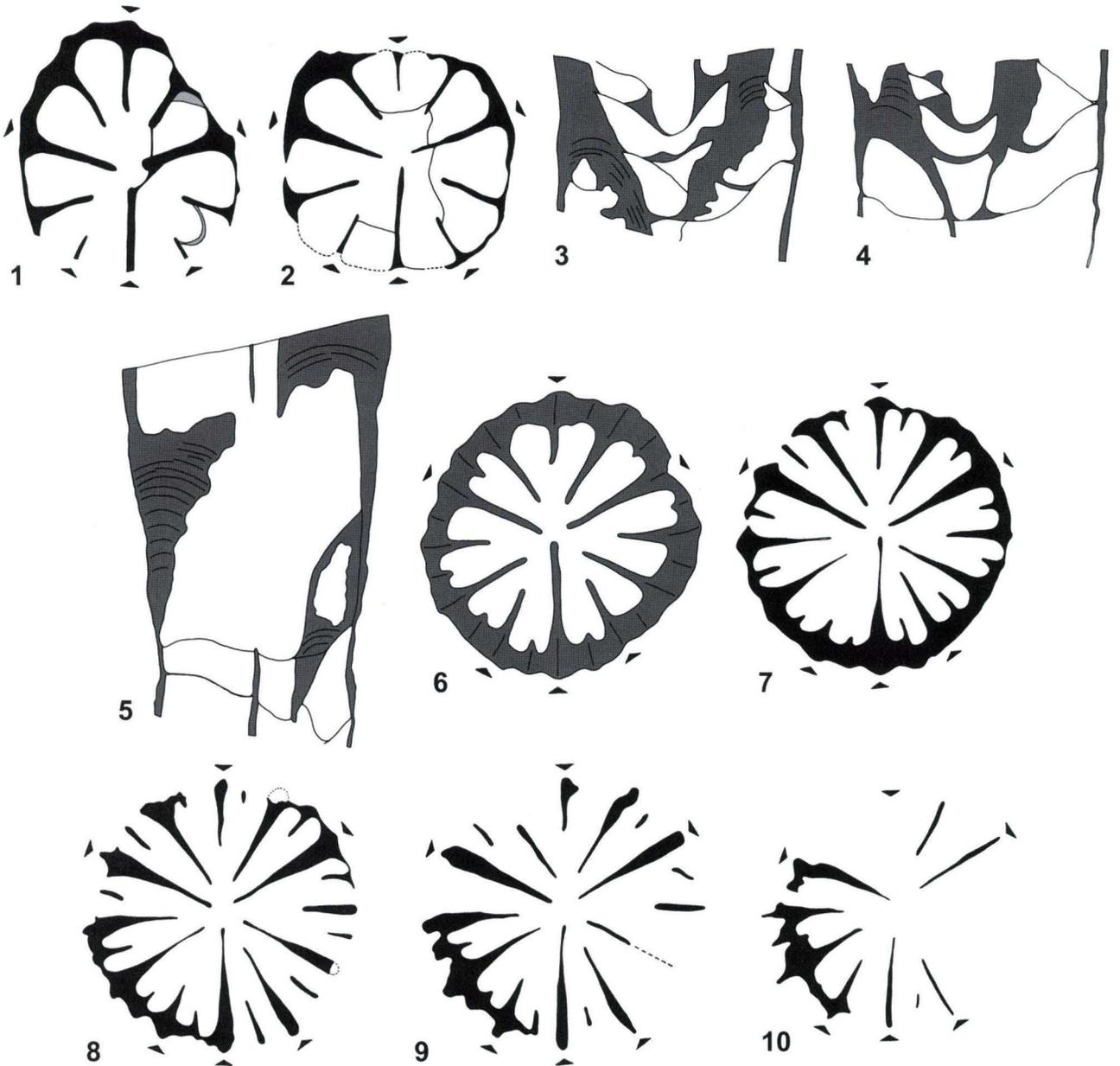


Abb. 4. *Thecacxon horni* n. sp., Holotypus, Nr. MB.K.682.; Unter-Famenne (*Pernoceras dorsatum*-Zone, Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone), Enkenberg bei Beringhausen (Ost-Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

Schliffserie (Nr. 13, 11-8, 6, 4-1), x 18 (1-4), x 12 (5-6) und x 10 (7-10); Querschliffe subtabular (1-2) und calicular (6-10); Längsschliffe subtabular (3-4) und an der Kelchbasis (5).

Fotos: Taf. 1, Fig. 1a-b.

Septenformeln:	$\frac{2 2}{3 3}$	$\frac{2 2}{4 4}$
n	14	16
N	20	24
D [mm]	1,9-2,0	3,6-4,3
Abb.	4/1-2	4/6-10

isoliert sind und erst etwas tiefer peripher nachträglich zu einer Septotheca (sensu WELLS 1956: F346, Abb. 245B) verwachsen. Der Scheitelpunkt der aufgewölbten Septenoberfläche liegt deutlich innerhalb des Kelchlumens jenseits der Wand. Die Costosepten-Natur wird distal (Abb. 4/8–10) besonders deutlich. Von den Protosepten sind während der gesamten Ontogenese drei (Antiseptum, Alarsepten) besonders lang, die drei anderen verkürzt (Antilateralsepten, vor allem aber Cardinaleseptum). Die längeren Großsepten reichen fast bis in das Polyparzentrum und enden dort frei. Kleinsepten fehlen scheinbar noch in früher Jugend (Abb. 4/1–2) und sind dort üblicherweise nachträglich in der Septotheca verborgen; später bleiben sie zumindest in der oberen Kelchhälfte aktiv und erreichen zuletzt maximal etwa ein Drittel der Großseptenlänge. Die zwei antiseptalen Kleinsepten werden nicht prominenter angelegt, könnten nach Abb. 4/6 aber ein wenig tiefer im Kelch hinabreichen als die benachbarten Katarsepten-Vorsprünge. Die Septenmikrostruktur ist lamellar – die hauchdünnen Distalränder der später lateral verdickten Septen sind glattrandig, nicht spinös.

Das einfache adulte Tabularium (Abb. 4/5) verläuft annähernd horizontal (leicht aufgewölbt bis leicht konkav); in der Jugend (Abb. 4/3–4) erinnert eine Vertiefung im Zentrum an den Aulos der Vorfahren, der auf allen Wachstumsstadien verloren ging. Eine Fossula ist offenbar nicht ausgebildet.

Bemerkungen: Die Identifizierung der Protosepten bietet Probleme und gelang erst anhand der ausführlichen Querschliffserie mit zuverlässiger gegenseitiger Orientierung während der Präparation, wobei eine Insertionsstelle auffiel (Abb. 4/2, rechtes Lateralseptum). Mitentscheidend war, dass die charakteristische Symmetrie des Septalapparats mit verkürzten Antilateralsepten und Cardinaleseptum völlig mit dem Bauplan der Typusart *Thecaxon rozkowskiae* WEYER 1978 übereinstimmt.

Beziehungen: Das vorerst leider nur auf ein Unikat begründete neue Taxon unterscheidet sich von dem bisher einzigen Vertreter der Gattung, dem etwas älteren *Thecaxon rozkowskiae* WEYER 1978 aus der oberen *Cheiloceras*-„Stufe“ (hauptsächlich Untere *Palmatolepis marginifera*-Zone), durch eine eigenartige Merkmalskombination von (plesiomorph) übertiefer Kelchgrube bei (apomorph) vollständiger Reduktion des Aulos seit den frühen Jugendstadien. Die reichere Population von Saalfeld enthält keine solchen Varianten; dortige Längsschliffe (WEYER 1978a: Abb. 6/2–3, Taf. 12, Fig. 4, Taf. 13, Fig. 16) zeigen erst im späten Alter eine beginnende amplexoide Auflösung des Aulos, und die nur halb so große Kelchtiefe entspricht etwa dem Polypardurchmesser. Darin stimmen gleichaltrige Einzelstücke von Steinach in Thüringen (WEYER 1982: Abb. 2/1–6) und vom Enkenberg im Sauerland überein (WEYER 1995b: Abb. 2/1–9).

Unbearbeitete eigene Kollektionen vom Vogelsberg-Steinbruch bei Göschitz in Thüringen (Obere *Palmatolepis marginifera*-

Zone, darunter ein Exemplar aus dem Lesestein Nr. 9 zusammen mit *Laccophyllum thuringicum* n. sp.) enthalten offenbar reicheres Material der neuen Art, das zurzeit präpariert wird.

Genus *Kozlowskinia* RÓZKOWSKA 1969

Kozlowskinia phyllis RÓZKOWSKA 1969

Abb. 5/1–13, 6/1–8, Taf. 2, Fig. 1a–f, 2a–e

1968 New Genus G – RÓZKOWSKA: Taf. 1, Fig. 5a–b.

1969 *Kozlowskinia phyllis* n. sp. – RÓZKOWSKA: 117, Abb. 45, 46A–D, Taf. 6, Fig. 3, Taf. 7, Fig. 12.

Material: 2 Polypare der Kollektion Adrian Popp 2000.

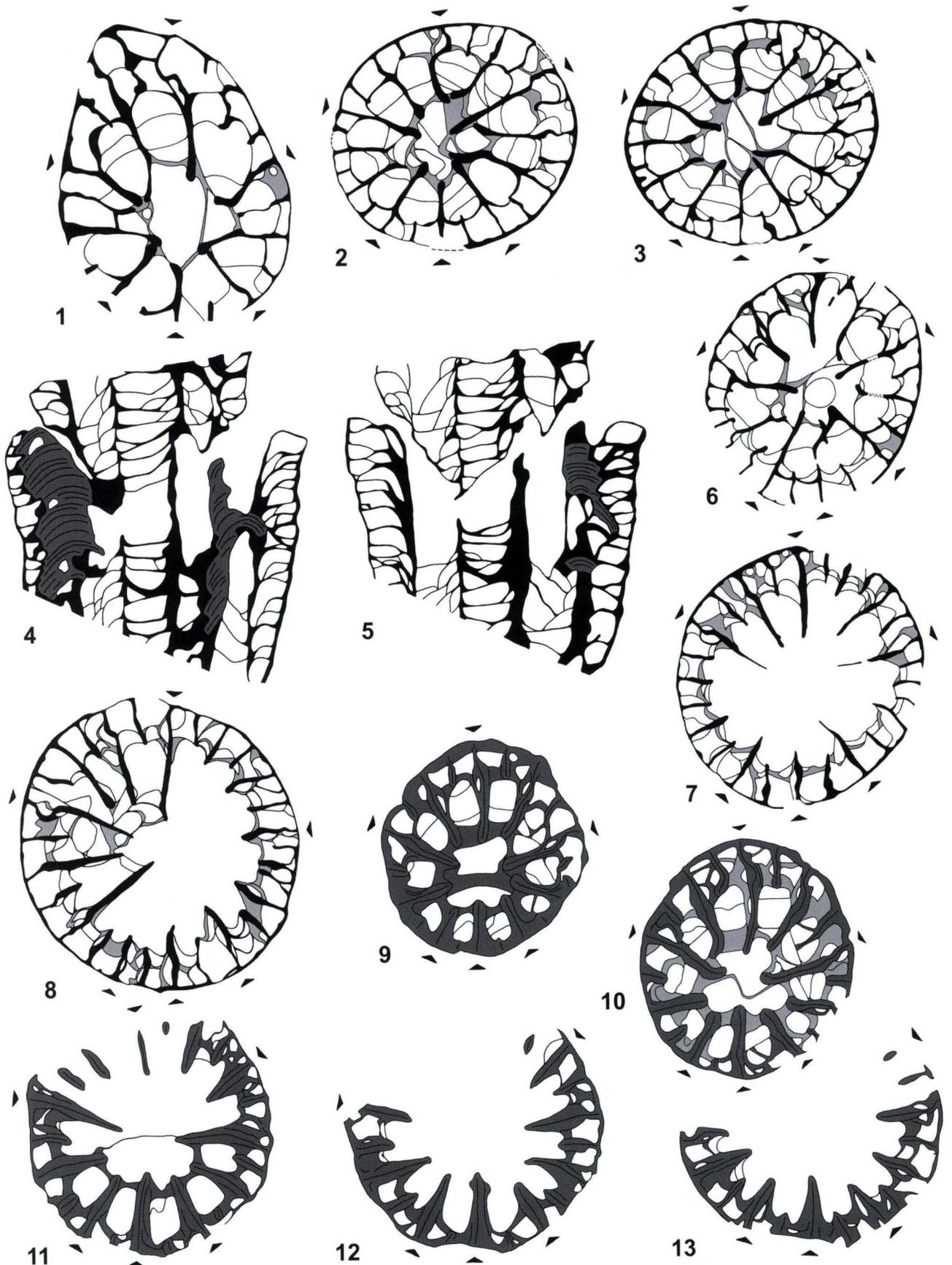
1. Nr. MB.K.669. [6QS (4P,2DS)+6LS (5P,1DS)] – Abb. 6/1–8, Taf. 2, Fig. 2a–e.

2. Nr. MB.K.670. [15QS (12P,3DS)+9LS (7P,2DS)] – Abb. 5/1–13, Taf. 2, Fig. 1a–f.

Frasnes-/Famenne-Profil Beringhäuser Tunnel W Beringhausen (TK 25, Bl. 4518 Madfeld), hellgrauer mikritischer Cephalopoden-Kalk, Bank 88 (unveröffentlichte Profilaufnahme SCHÜLKE et al. 2002: Abb. 4). Basis der Unteren *Palmatolepis marginifera*-Zone.

Beschreibung: Die langkonischen, ohne Polyparspitze, aber mit Kelch erhaltenen, nicht aus dem Sediment isolierbaren Korallen zeigen folgende Maße: Abb. 5 – L ca. 16,5 mm (zweimal „rejuvenescense“), unterer D ca. 2,8 mm, oberer D ca. 4,8 mm, maximaler D ca. 5,4 mm; Abb. 6 – L ca. 8,5 mm, unterer D ca. 3,7 mm, oberer D ca. 4,5 mm (einmal „rejuvenescense“). Bei normalerweise geradem Wuchs war nur ein junger Spross (Abb. 5/9–13) leicht winklig abgebogen. Die Gestalt der basalen Anheftung ist unbekannt. Die sehr dünne, öfters korrodierte Wand trägt offenbar allein Anwachs-Rugae ohne longitudinale Rippen.

Die adult 22–28 radial gestellten Groß- und Kleinsepten sind nach Querschliffserie (Abb. 5/11–13) und Längsschliffbild (mit Anwachsstreifung) evert. Daraus ergibt sich vielfach ein spindelförmiges Querschliffbild mit auch zur Peripherie hin ausdünnendem Septenende. Der Scheitelpunkt der kuppelförmigen Herauswölbung aus dem Kelch befindet sich unterschiedlich an der Grenze Tabularium-Dissepimentarium (Großsepten) und mitten im Dissepimentarium (Kleinsepten). Das Wölbungsprofil der Dissepimentzone stimmt nicht mit dem everten Distalrand der Septen überein. Die dünnen, einmal nach einem Verjüngungsprozess auch beträchtlich verdickten Septen können streckenweise leicht undulös verlaufen (Abb. 6/7). Eine korrekte Orientierung ergab sich aus der Schliffserie (mit vereinzelt Insertionsstellen), aus bestimmten *Plerophyllum*-artigen Symmetrie-Verhältnissen (mit fünf leicht prominenten Protosepten – Abb. 6) und aus gelegentlich leicht biform schräg angeordneten Tabulae-



Schnitten in einzelnen Interseptallumina (Abb. 5/7 am Antiseptum).

Das Cardinaleptum ist mindestens so lang wie die übrigen Großsepten. Das Antiseptum wird dagegen in der Regel leicht verkürzt (vor allem gegenüber den Antilateralsepten), nur einmal nicht im letzten Verjüngungsspross von Abb. 5/9–13. Die frei stehenden, nicht contraclinalen Kleinsepten erreichen maximal halbe Großseptenlänge und sind auch am Antiseptum nicht überbetont. Generell treten im Alter winzige Septen „dritter Ordnung“ auf in meist deutlicher und regelmäßiger Ausbildung (Abb. 5/3, dort im linken Antiquadranten nur einmal etwas länger). Da die distalen Septenränder offensichtlich keine trabekulären Dornen tragen, liegt lamelläre Mikrostruktur vor.

Die Wand ist keine reine Epitheca, wie sie RÓZKOWSKA (1969: Abb. 46A1) in Form isolierter dünner postseptaler Ringe auf der Paratheca dargestellt hat und wie sie auch bei *Kozlowskinia flos* RÓZKOWSKA 1969 vorkommen kann, sobald ein steil evertes Dissepimentarium (mit gelegentlich sogar horseshoe-artigen Blasen – WEYER 1995b: Abb. 1/1) ausgebildet wird. Die Längsschliffe (Abb. 5/4–5, 6/4–6) zeigen einen vorherrschend annähernd horizontalen Kelchrand mit wechselnd nicht everten bis leicht everten Dissepimenten, so dass die archaeothecate bis parathecate Wand demnach bei schwankenden Perisarc-Anteilen sowohl von außen nach innen als auch umgekehrt gewachsen ist (letzteres beispielsweise in Abb. 5/9 am Cardinaleptum, im Unterschied zum normalen Archaeotheca-Bauplan in den Antiquadranten desselben Schliffs). Im Grunde dominiert noch eine Archaeotheca wie bei den Kielcephyllidae RÓZKOWSKA 1969.

Das Tabularium besteht aus einem beständigen Aulos mit meist einfachen dünnen konkaven Böden (selten auch Tabellae), der sich am Kelchboden deutlich über den peripheren Basalapparat hinaushebt (Taf. 2, Fig. 1c). Dieser umfasst generell zur Wand hin abfallende Tabulae und Tabellae, die nur lokal und randlich unmittelbar am Kontakt mit der Dissepimentzone

auch leicht aufgebogen sein können. Das auf fast allen vorliegenden Wuchsstadien gut entwickelte postseptale Dissepimentarium besteht anfangs (und nach Verjüngungsprozessen) aus einer, später aus ein bis zwei, gelegentlich auch drei Reihen von Blasen zwischen allen Groß- und Kleinsepten. Seine Breite erreicht schon auf mittleren Stadien nicht ganz die Kleinseptenlänge; es fehlt wie üblich noch in früher Jugend (Abb. 5/9, rejuvenescense-Spross). Direkt an der Wand sind die Dissepimentblasen höchst selten evert – meist fallen sie zunächst ganz leicht zentripetal ab. Lonsdaleioide Praesepimente kommen nicht vor.

Beziehungen: Die neuen Funde aus dem Rheinischen Schiefergebirge sind entweder (und wahrscheinlicher) mit *Kozlowskinia phyllis* identisch oder repräsentieren eine eigene Art. Ein besseres Urteil ist ohne Revision des polnischen Materials momentan kaum möglich, weil die Originaldarstellung zu wenig Querschliffserien mit exakter Wandanalyse bietet. Speziell ein Paratypus (RÓZKOWSKA 1969: Abb. 46C, Taf. 6, Fig. 3a) erscheint ganz untypisch und könnte vielleicht eher zu *Thecaxon* gehören (Wand massiv, mit Costae, ohne Dissepimente), aber dann kann der angeblich dazugehörige Längsschliff Taf. 6, Fig. 3b nicht von demselben Individuum stammen. Eventuell wichtige Unterschiede der echten *Kozlowskinia phyllis* (Holotypus) sind der flachere Kelch mit stärker everten Dissepimenten, das Fehlen von Septen „dritter Ordnung“ und ein Tabularium, das etwas schmaler als das Dissepimentarium ist; leider reicht der einzige Querschliff (RÓZKOWSKA 1969: Abb. 46B₁, nicht orientiert) zur Art-Definition nicht aus.

Zu berücksichtigen sind allerdings auch *Kozlowskinia fedorowskii* (RÓZKOWSKA 1969) und *Kozlowskinia tenera* (RÓZKOWSKA 1969), zwei ungenügend bekannte, ursprünglich inkorrekterweise zu *Prosmilia* KOKER 1924 gestellte, auf Unikate ohne Längsschliffuntersuchung begründete Taxa von demselben Fundort (Kadzielnia) und stratigraphischen Niveau wie *Kozlowskinia phyllis*. Hinsichtlich Paratheca und Dissepimentarium stimmen diese zwei Arten (und speziell die erstere) besser mit den

Abb. 5. *Kozlowskinia phyllis* RÓZKOWSKA 1969, Nr. MB.K.670.; Unter-Famenne (Basis der Unteren *Palmatolepis marginifera*-Zone), Profil Beringhäuser Tunnel W Beringhausen (Ost-Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

Schliffserie (Nr. 23–21, 15–14, 11, 9, 6–1), x 15 (1) und x 10 (2–13); subtabular (1–3, 9–10) und calicular (4–5: kompletter Kelch des Primärkoralliten und unterster Kelch des Verjüngungssprosses, 6–8: Kelchgrube vom Aulos-Oberrand bis zum nächsten Verjüngungsprozess, 11–13: mittlerer und oberer Kelch ab Aulos-Oberrand).

Fotos: Taf. 2, Fig. 1a–f.

Septenformeln: (mit 2 Verjüngungen)	$\frac{2 2}{3 3}$	$\frac{2 2}{4 4}$	$\frac{2 2}{4 3}$	$\frac{2 3}{4 4}$	$\frac{3 3}{4 4}$	$\frac{2 2}{3 3}$	$\frac{2 2}{3 4}$
n	14	16	15	17	18	14	15
N	20	24	22	26	28	20	22
D [mm]	2,8 x 3,6	4,3 x 4,1–4,7 x 4,1	4,0 x 4,2	4,5 x 4,7	5,1 x 5,4	3,8 x 3,9–3,9 x 4,3	4,6–4,8
Abb.	5/1	5/2–3	5/6	5/7	5/8	5/9–10	5/11–13

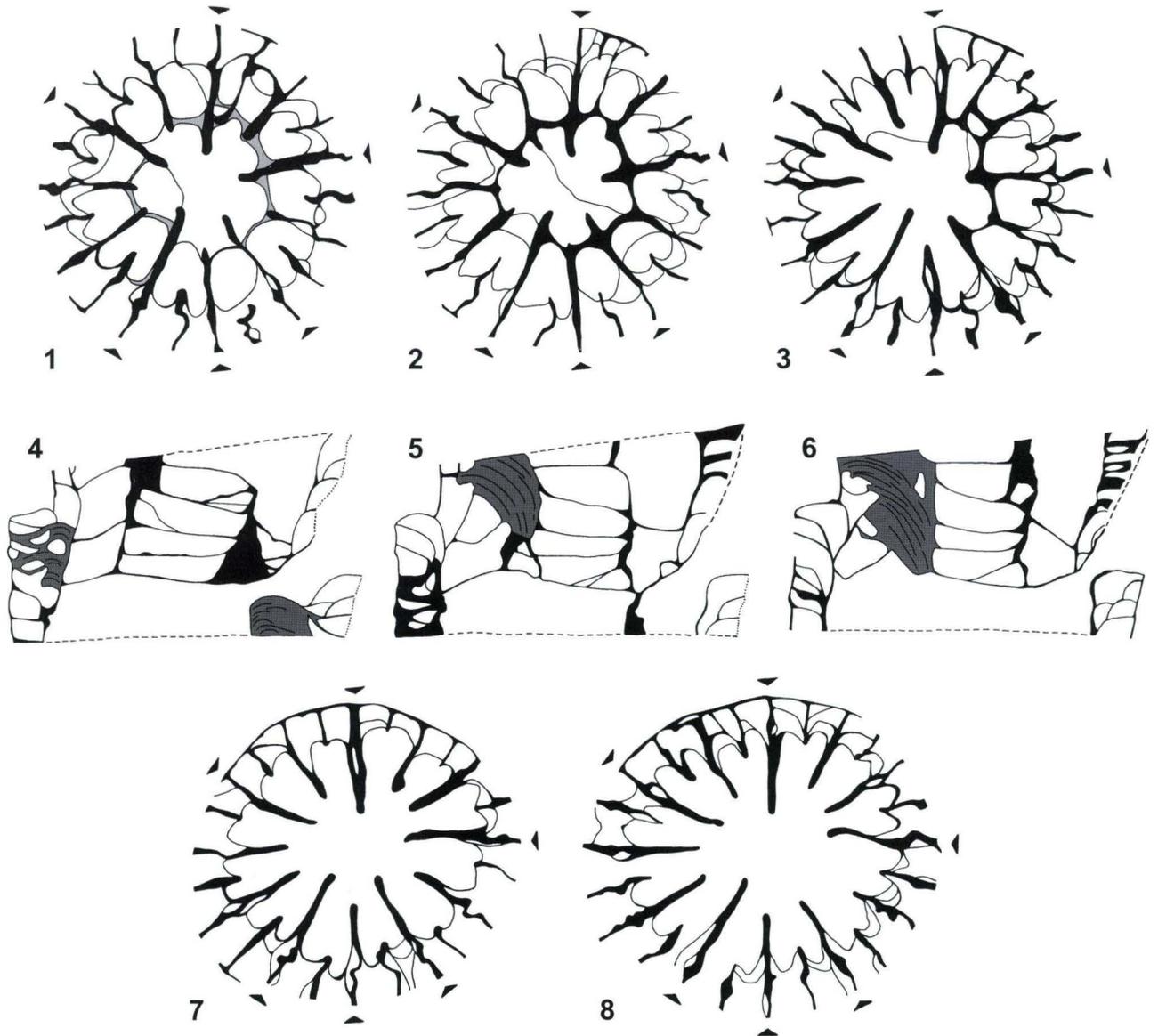


Abb. 6. *Kozłowskaia phyllis* RÓŻKOWSKA 1969, Nr. MB.K.669.; Unter-Famenne (Basis der Unteren *Palmatolepis marginifera*-Zone), Profil Beringhäuser Tunnel W Beringhausen (Ost-Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

Caliculare Schliffserie (Nr. 12–10, 8–6, 3–2), x 12; Kelchbasis in 1–2, mittlerer Kelch in 3, 7–8; Längsschliffe 4–6 mit oberem Kelch des Primärkoraliten und unterem Kelch des Verjüngungssprosses; Wand der Querschliffe meist korrodiert.

Fotos: Taf. 2, Fig. 2a–e.

Septenformeln:	$\frac{2 2}{4 3}$	$\frac{2 3}{4 3}$
n	15	16
N	22	24
D [mm]	3,9 x 4,1	3,8 x 4,0–4,5 x 4,1
Abb.	6/1	6/2–3,7–8

deutschen Funden überein, so dass vorübergehend auch an deren Bestimmung als *Kozłowskaia fedorowskii* gedacht wurde – dagegen spricht jedoch die Präsenz lonsdaleioider Dissepimente beim polnischen Holotypus, dessen Protosepten in der Originalbeschreibung sicherlich nicht korrekt identifiziert sind (Cardinalseptum in RÓŻKOWSKA 1969 nicht kurz und oben,

sondern lang und im „WNW“ von Abb. 47A₂ und im „ESE“ von Abb. 47A₃₋₄, *Plerophyllum*-artige Protosepten-Symmetrie mit verkürztem Antiseptum und prominenten Antilateralsepten).

Kozłowskaia flos RÓŻKOWSKA 1969 aus dem polnischen und deutschen Unter-Famenne ist klar verschieden (externe Costae, stark evertete Dissepimente, Wand vorherrschend parathecat

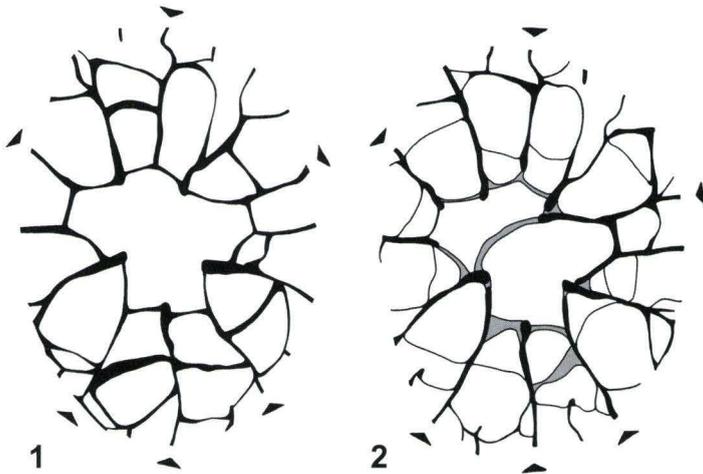


Abb. 7. *Kozlowskinia* sp. ind. aff. *phyllis* RÓZKOWSKA 1969, Nr. MB.K.679.; Unter-Famenne (*Pernoceras dorsatum*-Zone, Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone), Enkenberg bei Beringhausen (Ost-Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). subtabulare Querschliffe (Nr. 4, 3) mit korrodierter Wand, x 15. Foto: Taf. 1, Fig. 4.

Septenformel:	$\frac{2 2}{4 3}$
n	15
N	23
D [mm]	2,8 x 3,7
Abb.	7/1–2

und extern von innen nach außen durch Perisarc abgeschieden). *Kozlowskinia daminshanensis* (GUO 1980) (mit wahrscheinlichem Synonym *Kozlowskinia sinensis* GUO 1990) aus der *Cheiloceras*-„Stufe“ von NE-China (Da-Hinggan-Gebirge, Heilongjiang, Innere Mongolei) erscheint ebenfalls revisionsbedürftig, steht mit ihren stärker everteten Dissepimenten aber *Kozlowskinia flos* näher.

***Kozlowskinia* sp. ind. aff. *phyllis* RÓZKOWSKA 1969**

Abb. 7/1–2, Taf. 1, Fig. 4

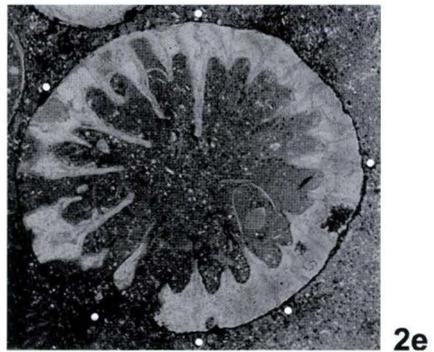
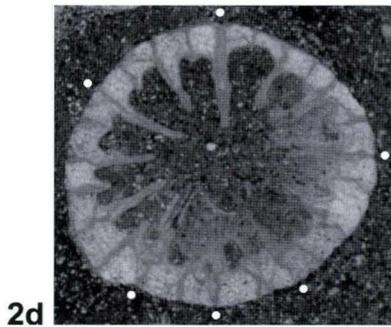
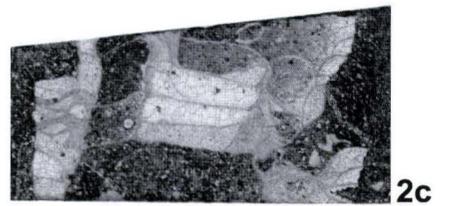
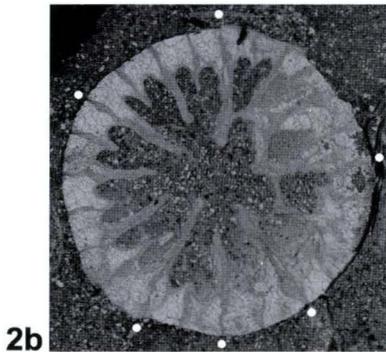
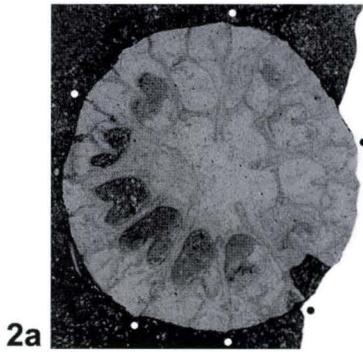
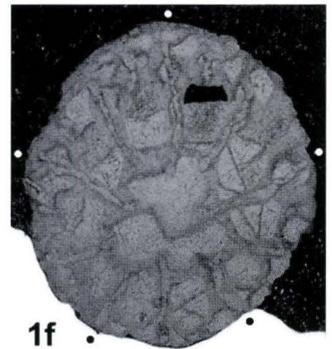
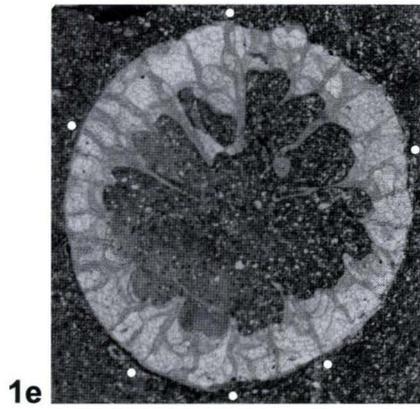
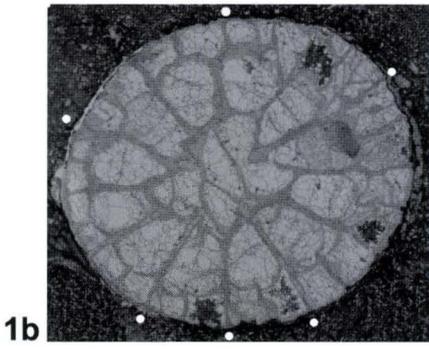
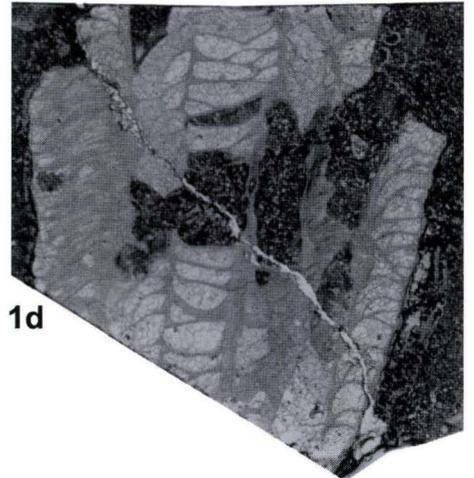
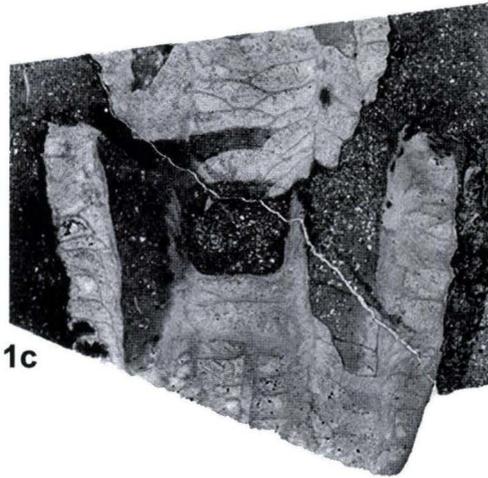
Material: 1 Polypbruchstück Nr. MB.K.679. [4QS (3P,1DS) + 1R] – Kollektion D. Korn 1992. Enkenberg bei Beringhausen (TK 25, Bl. 4518 Madfeld), Schurf Dieter Korn 1992; Cephalopoden-Kalk, Bank 110 (KORN & ZIEGLER 2002: Abb. 2), basale Hemberg-Stufe, *Pernoceras dorsatum*-Zone (Ammonoidea), Obere *Palmatolepis marginifera*-Zone (Conodonta).

Beschreibung: Das schlecht erhaltene angewitterte, lediglich grob präparierbare langkonische Fragment (L ca. 8 mm, unterer D ca. 2.5 mm, oberer Durchmesser ca. 4.8 mm) von gerader Wuchsform ist eigentlich nur generisch bestimmbar, ähnelt aber durchaus den hier dargestellten zwei Polyparen von *Kozlowskinia phyllis*. Die Kleinsepten sind relativ kurz und „fehlen“ meist infolge korrodierter Wand. Das Antiseptum wird leicht verkürzt.

Bemerkungen: Trotz einer nur annähernden Determination erscheint das Exemplar wichtig, denn es belegt die Existenz der Gattung *Kozlowskinia* in der untersten *Platyclymenia*-„Stufe“. Bisher war nur ein Auftreten in der *Cheiloceras*-„Stufe“ nachgewiesen (allerdings ohne präzise Ammonoidea/Conodonta-Datierung aller Funde in N-China - SOTO & LIN 1997).

Danksagung: Dipl.-Geol. Konrad Bartsch (Saalfeld) war langjähriger Partner bei gemeinsamen Profilaufnahmen und Fossilauflösungen in Thüringen. Korallen-Material aus dem Sauerland übergaben freundlicherweise Dr. Dieter Korn (Berlin) und Dipl.-Geol. Adrian Popp (Lehrte). Prof. Dr. Immo Schülke (Hannover) stellte unveröffentlichte Daten zum Profil Beringhäuser Tunnel zur Verfügung. Allen Genannten gilt mein herzlicher Dank für ihre Hilfe.

In dankbarer Erinnerung an Manfred Horn, von einer initialen „Begegnung“ mit seiner Dissertation als verlässlichem Leitfaden anlässlich ähnlicher stratigraphischer Untersuchungen im Magdeburg-Flechtinger Kulm, über die erste persönliche Bekanntschaft nach der deutschen Wiedervereinigung auf Exkursion in Thüringen, bis zur gemeinsamen Feldarbeit am Ense-Schurf im Kellerwald und den alljährlichen Wiedersehen auf den Tagungen der Deutschen Subkommission für Karbon-Stratigraphie.



4. Schriftenverzeichnis

- BARTZSCH, K., BLUMENSTENGEL, H. & WEYER, D. (1993): Field Excursion Saalfeld 31 July – 3 August 1993 to the Palaeozoic (Devonian) of Thuringia. Guidebook. – Göttingen Meeting 31 July – 6 August 1993 (GROSS symposium), Subcommission on Devonian Stratigraphy SDS (International Union of Geological Sciences), IGCP Project 328 Palaeozoic Microvertebrates: 1–60, figs.; Göttingen.
- BARTZSCH, K., BLUMENSTENGEL, H., GEREKE, M., SCHINDLER, E., WEYER, D. & ZIEGLER, W. (2001): Post-conference field trip (N, part 1): Thüringer Schiefergebirge. – In: JANSSEN, U., KÖNIGSHOF, P., PŁODOWSKI, G. & SCHINDLER, E. (eds.): Field trips guidebook. – 15th International Senckenberg Conference May 11–21, 2001 „Mid-Palaeozoic Bio- and Geodynamics, The North Gondwana – Laurussia Interaction“, Joint Meeting International Geological Correlation Programme (IGCP), No. 421 and Subcommission on Devonian Stratigraphy (SDS): 87–113, 18 figs.; Frankfurt am Main.
- BARTZSCH, K., BLUMENSTENGEL, H. & WEYER, D. (2002): Stratigraphie des Oberdevons im Thüringischen Schiefergebirge. Teil 2: Berga-Antiklinorium. – Beitr. Geol. Thüringen, N.F., **8**: 303–327, 7 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Jena.
- BECKER, R.T. (1993): Stratigraphische Gliederung und Ammonoiten-Faunen im Nehdenium (Oberdevon II) von Europa und Nord-Afrika. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **155**: 1–405, 98 Abb., 11 Tab., 26 Taf.; Frankfurt/Main.
- BERKOWSKI, B. (2002): Famennian Rugosa and Heterocorallia from southern Poland. – Palaeont. Polonica, **61**: 1–87, 17 figs., 17 pls.; Warszawa.
- BLUMENSTENGEL, H., HELMS, J. & ZAGORA, K. (1963): Exkursion 2. Biostratigraphie und Fauna vom Silur bis zum tieferen Unterkarbon am NW-Rand des Bergaer Sattels. – Exkursionsführer Herbst-Tagung Leipzig, Geol. Ges. d. DDR „Biostratigraphie des ostthüringisch-vogtländischen Paläozoikums“: 27–40, 2 Abb.; Berlin.
- BLUMENSTENGEL, H., WEYER, D. & BARTZSCH, K. (1997): Exkursion A4. Stratigraphie, Fazies und Tektonik des Oberdevon und Unterkar-
- bon im Thüringer Schiefergebirge. – In: LÜTZNER, H. & SEIDEL, G. (Hrsg.): Regionale Geologie von Mitteleuropa, Exkursionsführer. – Z. dt. geol. Ges., **149** (3): 83–99, 7 Abb.; Hannover.
- CHUDINOVA, I.I. (2001): Novye Trakhipsammiidy (Anthozoa) iz verkhnego devona yuzhnogo Urala. [New Upper Devonian Trachypsammiida (Anthozoa) from the South Urals]. – Paleontologicheskij Zhurnal, 2001 (6): 18–21, 2 pls.; Moskva.
- CHWIEDUK, E. (2001): Biology of the Famennian heterocoral *Oligophylloides pachytheus*. – Palaeontology, **44**: 1189–1226; London.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D. & LUPPOLT, F.W. (1989): Zur Biostratigraphie und Fazies des Mittel-/Oberdevon-Profils am Beringhäuser Tunnel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **117**: 261–266, 3 Abb.; Frankfurt/Main.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D. & LUPPOLT, F.W. (1991): Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofils am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Paläont. Westfalen, **18**: 7–65, 6 Abb., 5 Tab., 13 Taf.; Münster.
- ERRENST, C. (1993): Koloniebildende Phillipsastreidae und Hexagonariinae aus dem Givetium des Messinghäuser Sattels und vom Südrand des Briloner Massenkalkes (nordöstliches Sauerland). – Geol. Paläont. Westfalen, **26**: 7–45, 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Münster.
- FEDOROWSKI, J. (1991): Dividocorallia, a new subclass of Palaeozoic Anthozoa. – Bull. Inst. R. Sci. Nat. Belg., sci. terre, **61**: 21–105, 31 figs., 1 tab., 12 pls.; Bruxelles.
- FLÜGEL, H.W. (1980): *Neaxon* sp. aus der *Goniclymenia*-Stufe von Gratwein bei Graz. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **110**: 55–56, 2 Abb.; Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1984): *Dendrostella* sp. aus dem Famennien des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **114**: 67–68, 1 Abb.; Graz.
- FRECH, F. (1885): Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **37** (1): 21–130, Abb., Taf. 1–11; Berlin.
- FRIAKOVA, O., GALLE, A., HLADIL, J. & KALVODA, J. (1985): A Lower Famennian fauna from the top of the reefoid limestones at Mokrý (Moravia, Czechoslovakia). – Newsl. Strat., **15** (1): 43–56, 4 figs., 4 pls.; Berlin.
- GALLE, A. (1976): Rugose coral *Petraiaella* in the Famennian (Upper Devonian) of Bohemia. – Vestník Ústředního Ústavu Geologického, **51** (5): 279–280, 1 pl.; Praha.
- GALLE, A. (1987): Rugose corals from the Mokra Cement Works quarry east of Brno (Famennian, *Palmatolepis crepida* Zone). – Vestník Ústředního Ústavu Geologického, **62** (1): 35–40, 2 pls.; Praha.
- GIRNUS, R., SCHIRRMAYER, G., BLUMENSTENGEL, H. & KURZE, M. (1988): Exkursion 3. Übersicht über die Karbonat-Fazies im ostthüringischen Altpaläozoikum. – In: LÜTZNER, H. (Hrsg.): Exkursionsführer Vortrags- und Exkursionstagung „Sedimentologie des marinen Paläozoikums“ 13.–16. Sept. 1988 Saalfeld: 29–37, Abb. 8–13; Berlin (Geol. Ges. Wiss. DDR).
- GORSKIY, I.I. (1932): Korally iz nizhnokamennougol'nykh otlozheniy Kirgizskoy stepi. [Corals from the Lower Carboniferous beds of the Kirghiz Steppe]. – Trudy Glavnoy Geologo-Razvedochnoy Upravlenii (GGRU) (Transactions of the Geological and Prospecting Service of the USSR), **51**: 1–94, 5 figs., 1 tab., 5 pls.; Moskva.
- GORSKIY, I.I. (1938): Kamennougol'nye korally Novoy Zemli [Carboniferous corals from Novaya Zemlya]. – Trudy, Vsesoyuznyy Arkticheskij Institut (Paleontologiya Sovetskoy Arktiki, II), **93**: 1–221, 82 figs., 16 pls.; Leningrad.
- GORSKIY, I.I., DEGTJAREV, D.D., KACHANOV, E.I., RAKSHIN, P.P. & SIMAKOVA, M.A. (1975): Tetracorallia (Chetyrekhluchevye korally) (Rugosa). – Trudy, Vsesoyuznyy Neftyanoy Nauchno-Issledovatel'skij Geologorazvedochnyy Institut (VNIIGRI). – In: STEPANOV, D.L., KRYLOVA, A.K., GROZDILOVA, L.P., POZNER, V.M. & SULTANAIEV, A.A. (eds.): Paleontologicheskij atlas kamennougol'nykh otlozheniy Urala, **383**: 73–89, 224–226, pls. 21–28; Leningrad.



Taf. 2.

Fig. 1. *Kozłowskiina phyllis* RÖZKOWSKA 1969, Nr. MB.K.670., Unter-Famenne (Basis der Unteren *Palmatolepis marginifera*-Zone), Profil Beringhäuser Tunnel W Beringhausen (Ost-Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

Quer- und Längsschliffserie (Nr. 24, 21, 19, 15, 8, 4), x 10 (Zeichnungen s. Abb. 5/3,4,10).

Fig. 2. *Kozłowskiina phyllis* RÖZKOWSKA 1969, Nr. MB.K.669., Unter-Famenne (Basis der Unteren *Palmatolepis marginifera*-Zone), Profil Beringhäuser Tunnel W Beringhausen (Ost-Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

Schliffserie (Nr. 12, 10, 8, 3, 1), x 10 (Zeichnungen s. Abb. 6/1,3,4,7).

- GORYANOV, V.B. & KLISHEVICH, V.L. (1968): Les Tétracoralliaires et les Tentaculites des couches de passage Siluro-Dévonienne du sud Tien Chan. – In: OSWALD, D.H. (ed.): International Symposium on the Devonian System, Calgary 1967, **2**: 905–911, 1 fig., 1 tab., 1 pl.; Calgary (Alberta Soc. Petrol. Geologists).
- GUO Sheng-zhe (1980): Tetracoralla. – In: Palaeontological Atlas of Northeast China. 1. Paleozoic Volume. (ed.: Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources): 106–153, 641–646, pls. 42–66; Beijing (Geol. Publ. House).
- GUO Sheng-zhe (1990): Frasnian-Famennian extinction and late Devonian rugose corals from Great Xing'an ranges, NE China. – Acta Palaeont. Sinica, **29** (4): 427–446, 15 figs., 1 tab., 4 pls.; Beijing.
- HILL, Dorothy (1938/1941): A monograph on the Carboniferous rugose corals of Scotland. – The Palaeontographical Society: 1–213, 3 figs., 11 pls.; London.
- HILL, D. (1954): Coral faunas from the Silurian of New South Wales and the Devonian of Western Australia. – Bull., Bur. Min. Res., Geol. Geophysics, **23**: 1–51, 4 pls.; Canberra.
- HILL, D. & JELL, J.S. (1971): Devonian corals from the Canning Basin, Western Australia. – Bull., Geol. Surv. Western Australia, **121**: 1–158, 4 figs., 20 pls.; Perth.
- KAYSER, E. (1873): Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devon. IV. Ueber die Fauna des Nierenkalks vom Enkeberge und der Schiefer von Nehden bei Brilon, und über die Gliederung des Oberdevon im rheinischen Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **25** (4): 602–674, Taf. 19–21; Berlin.
- KORN, D. & ZIEGLER, W. (2002): The ammonoid and conodont zonation at Enkenberg (Famennian, Late Devonian; Rhenish Mountains). – Senckenbergiana Lethaea, **82** (2): 453–462, 5 Abb.; Frankfurt/Main.
- LANGBEIN, R. & SCHIRRMESTER, G. (1987): Faziesabfolge und Sedimentationsmodell im karbonatischen Oberdevon des Vogelsberges (Ostthüringen). – Hallesches Jb. Geowiss., **12**: 3–13, 2 Abb., 8 Fot.; Gotha.
- LANGBEIN, R., SCHIRRMESTER, G. & SCHRAMM, R. (1992): Excursion A2. Deep-water carbonate sedimentation and their interaction with volcanogenic processes in eastern Thuringia. – In: FALK, F. (Hrsg.): Excursion Guide-Book, International Association of Sedimentology, 13th Regional Meeting on Sedimentology 15.09.–17.09.1992 Jena: 45–66, 13 figs., 3 pls.; Jena.
- LANGE, W. (1929): Zur Kenntnis des Oberdevons am Enkeberg und bei Balve (Sauerland). – Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N.F. **119**: I–III, 1–132, 39 Abb., Tab., 3 Taf.; Berlin.
- LIAO Wei-hua (1997): On Devonian Lochkovian and Famennian Coral Faunas. – Acta Palaeont. Sinica, **36** (2): 143–150, 2 pls.; Beijing.
- LIAO Wei-hua & CAI Tu-ci (1987): Sequence of Devonian rugose coral assemblages from northern Xinjiang. – Acta Palaeont. Sinica, **26** (6): 689–707, 3 tabs., 4 pls.; Beijing.
- LUDWIG, R. (1865/1866): Corallen aus paläolithischen Formationen. – Palaeontographica, **14** (4,5,6): 133–244, 249–252, Taf. 31–72; Cassel.
- MÜLLER, K.J. (1956): Cephalopodenfauna und Stratigraphie des Oberdevons von Schleiz und Zeulenroda in Thüringen. – Beiheft Geol. Jb., **20**: 1–93, 15 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- MÜNSTER, G. (1839): Der *Chiton priscus* und einige andere seltene Versteinerungen aus der Uebergangs-Formation. – Beiträge zur Petrefacten-Kunde, **1**: 38–44, Taf. 2,3,13; Bayreuth (Buchner).
- PAECKELMANN, W. & KÜHNE, F. (1936): Erl. Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Ländern 1:25000, Lfg. 341, Bl. [4518] Madfeld: 1–79, 1 Taf.; Berlin.
- REICHSTEIN, M., SCHMIDT, K., FREYER, G., GRÄBE, R., RUCHHOLZ, K. & TRÖGER, K.A. (1968): Stratigraphy of the (Ordovician) Silurian and Devonian of the Saxothuringicum and the Harz. – Int. Geol. Congress, 23. sess. Prague 1968, Guide to Excursion 36 AC: 1–54, 13 figs., 2 tabs.; Berlin.
- RICHTER, R. (1848): Beitrag zur Paläontologie des Thüringer Waldes. Die Grauwacke des Bohlens und des Pfaffenberges bei Saalfeld. I. Fauna: 1–48, 6 Taf.; Dresden.
- RÓZKOWSKA, M. (1968): Famennian Corals from the southern Holy Cross Mountains. – In: OSWALD, D.H. (ed.): International Symposium on the Devonian System, Calgary 1967, **2**: 745–754, 1 fig., 2 tabs., 1 pl.; Calgary (Alberta Soc. Petrol. Geologists).
- RÓZKOWSKA, M. (1969): Famennian Tetracorallid and Heterocoralloid fauna from the Holy Cross Mountains (Poland). – Acta Palaeont. Polonica, **14** (1): 1–187, 72 figs., 2 tabs., 8 pls.; Warszawa.
- SANDBERGER, G. & SANDBERGER, F. (1856): Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau: 1–564, Abb., 41 Taf. (atlas), 1 Kt.; Wiesbaden (KREIDEL & NIEDNER).
- SCHOUPPE, A. VON & STACUL, P. (1966): Morphogenese und Bau des Skelettes der Pterocoralia. – Palaeontographica, Suppl.-Bd., **11**: 1–186, 132 Abb., 8 Tab., 6 Taf.; Stuttgart.
- SCHÜLKE, I., KORN, D., POPP, A. & ZIEGLER, W. (2002): Potential reference section for the Early/Middle Famennian boundary at the Beringhauser Tunnel (Rheinisches Schiefergebirge, NW Germany). – Unpublished document submitted to the [International] Subcommittee on Devonian Stratigraphy, annual meeting at Toulouse 2002: 9 p., 5 figs.
- SORAUF, J.E. (1992): Late Devonian (Famennian) Rugose Coral Fauna of the Percha Shale of Southwestern New Mexico. – J. Paleont., **66** (5): 730–749, 16 figs.; Lawrence (Kansas).
- SORAUF, J.E. & PEDDER, A.E.H. (1986): Late Devonian rugose corals and the Frasnian-Famennian crisis. – Canad. J. Earth Sciences, **23** (9): 1265–1287, 8 figs., 6 pls.; Ottawa.
- SOSHKINA, E.D. (1960): Turneyskie korally Rusgosa i ikh vzaimootnosheniya s devonskimi. [Tournaisian Rugosa and their relations to Devonian corals]. – In: VARSANOF'EVA, V.A. (ed.): Sbornik trudov po geologii i paleontologii. – Akademiya Nauk SSSR, Komi Filial: 272–329, 12 figs., 1 tab., 6 pls.; Syktyvkar.
- SOTO, F. & LIN Bao-yu (1997): Biostratigraphic and biogeographic affinities of famennian rugose corals in the Dzungar-Hinggan Basin (Northern China). – In: AVLAR, H., POLL, K. & STRAUCH, F. (eds.): Beiträge zur Korallenforschung und Museumsarbeit. Festschrift zum 60. Geburtstag von Prof. Dr. Klemens OEKENTORP. – Coral Research Bulletin, **5**: 239–246, 7 Abb.; Dresden.
- SOTO, F. & LIN Bao-yu (2000): Corales rugosos de la Formación Honggulelong (Fameniense) en el N de Sinkiang (NO de China). – Geobios, **33** (5): 527–541, 6 figs.; Lyon (Villurbanne).
- SOTO, F. & LIAO Wei-hua (2002): Laccophyllidae GRABAU, 1928 (Rugosa) from the Honggulelong Formation (Devonian: Lower Famennian) at the northwestern margin of Junggar Basin (Northern Xinjiang, NW China). – In: SCHRÖDER, S., LÖSER, H. & OEKENTORP, K. (eds.): Contributions to Coral Research. Commemorative volume to celebrate Dr. Dieter Weyer's 65th birthday. – Coral Research Bulletin, **7**: 209–220, 2 figs., 1 tab., 2 pls.; Dresden.
- STASINSKA, A. (1973): Tabulate corals from Dalia in the Holy Cross Mts. – Acta Geol. Polonica, **23** (1): 83–88, 6 pls.; Warszawa.
- STEINBACH, W., SCHLEGEL, G. & BLIJMSTENGEL, H. (1970): Exkursion B. Silur/Devon des Ostthüringischen Schiefergebirges. – Exkursionsführer Tagung Gera 1970 „Altpaläozoikum und Vorpaläozoikum des thüringisch-vogtländischen Schiefergebirges“, Dt. Ges. Geol. Wiss. (DGGW): 38–58, 15 Abb.; Berlin.
- SUTHERLAND, P.K. (1965): Henryhouse Rugose Corals. – Bull., Oklahoma Geol. Surv., **109**: 1–92, 26 figs., 34 pls.; Norman (Oklahoma).
- SUTHERLAND, P.K. & FORBES, C.L. (1981): Septal development of *Oligophylloides pachythecus* from the Famennian of Poland. – Acta Palaeont. Polonica, **25** (3-4): 497–504, 5 figs., pls. 40–41; Warszawa.
- TERMIER, G. & TERMIER, H. (1950): Paléontologie Marocaine. II. Invertébrés de l'ère primaire. 1. Foraminifères, spongiaires et coelentérés. – Notes Mém., Serv. Géol., Div. Mines Carte Géol., Protectorat Rép. Française au Maroc, **73**: 1–220, 51 pls.; Paris.
- ULITINA, L.M. (1975): Rugozy. – In: GOROKHOVA, T.A. (ed.): Fauna pogranychkh otlozheniy devona i karbona tsentral'nogo Kazakhstana (foraminifery, stromatoporoidei, tabulyaty, rugozy, mshanki, brakhiopody). – Materialy po Geologii Tsentral'nogo Kazakhstana (Moskovskiy Gosudarstvennyy Universitet, Tsentral'no-Kazakhstanskoye Territorial'noye Geologicheskoye Upravlenie), **18**: 36–41, 104, 123, pl. 10; Moskva.
- WEDEKIND, R. (1908): Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberge. – N.

- Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **26**: 565–634, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 39–45, Stuttgart.
- WEISSERMEL, W. (1939): Die Korallen des thüringischen Devons. 1. Korallen aus Oberdevon im westlichen Schiefergebirge Thüringens. – Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1938, **59**: 353–369, 1 Abb., Taf. 14; Berlin.
- WELLS, J.W. (1956): Scleractinia. – In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F, Coelenterata: F328–444, figs. 222–339; New York – Lawrence/Kansas.
- WEYER, D. (1978a): Zwei neue Rugosa-Genera aus dem marokkanischen und thüringischen Devon. – Jb. Geol., **9/10**: 289–345, 6 Abb., 15 Taf.; Berlin.
- WEYER, D. (1978b): Neue Sutherlandiniinae (Rugosa) aus dem skandinavischen Silur und aus dem thüringischen Devon. – Freiburger Forschungshefte **C 342**: 91–116, 2 Abb., 8 Taf.; Leipzig.
- WEYER, D. (1982): *Thecaxon* (Anthozoa, Rugosa) im Oberdevon von Steinach (Thüringer Schiefergebirge). – Hallesches Jb. Geowiss., **7**: 111–116, 2 Abb., 6 Fot.; Gotha.
- WEYER, D. (1984a): *Neaxon cheilos* n.sp. aus dem Unterfamenne von Schleiz im Thüringer Schiefergebirge (Anthozoa, Rugosa; Oberdevon). – Abh. Ber. Mus. Naturkunde, **12** (5): 3–16, 77–83, 2 Abb., 7 Taf.; Magdeburg.
- WEYER, D. (1984b): Korallen im Paläozoikum von Thüringen. – Hallesches Jb. Geowiss., **9**: 5–33, 8 Abb., 1 Tab., 6 Fot.; Gotha.
- WEYER, D. (1988): *Duncanella* NICHOLSON 1874 (Anthozoa, Rugosa) im Unterdevon des Zera-vshan-Hissar-Gebirges (Tianshan, Tadschikistan, UdSSR). – Z. Geol. Wiss., **16** (6): 503–514, 2 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- WEYER, D. (1991): Rugosa (Anthozoa) aus dem Unter-Famenne von Rübeland (Harz). – Abh. Ber. Mus. Naturkunde, **15**: 25–41, 8 Abb., 2 Taf.; Magdeburg.
- WEYER, D. (1995a): Heterocorallia aus Famenne-Cephalopodenkalken im Rheinischen Schiefergebirge und Tafelalt. – Abh. Ber. Mus. Naturkunde, **18**: 103–135, 12 Abb., 3 Taf.; Magdeburg.
- WEYER, D. (1995b): *Thecaxon* WEYER 1978 (Anthozoa, Rugosa) im Unter-Famenne des Rheinischen Schiefergebirges. – Abh. Ber. Mus. Naturkunde, **18**: 137–141, 2 Abb.; Magdeburg.
- WEYER, D. (1997a): News about Famennian Heterocorallia in Germany and Morocco. – Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., Secc. Geol., **91** (1-4): 145–151, 2 figs., 2 pls.; Madrid.
- WEYER, D. (1997b): *Actinotheca* FRECH 1889 (Anthozoa, Tabulata) im eurasiatischen Famenne (Oberdevon). – In: AVLAR, H., POLL, K. & STRAUCH, F. (Hrsg.): Beiträge zur Korallenforschung und Museumsarbeit. Festschrift zum 60. Geburtstag von Prof. Dr. Klemens OEKENTORF. – Coral Research Bull., **5**: 247–264, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Dresden.
- WEYER, D. (2001): Korallen im Unterkarbon Deutschlands. – Abh. Ber. Mus. Naturkunde, **23**: 57–91, 4 Abb., 5 Taf.; Magdeburg.
- WEYER, D. (2002): Famennium-Anthozoa aus Marokko. 1. *Czarnockia* RÓZKOWSKA, 1969 (Rugosa). – Mitt. Mus. Naturkunde Berlin, Geowiss. R., **5**: 75–92, 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- WEYER, D. & ZAGORA, K. (1990): Die ehemalige Givet-Fossilfundstelle Büchenberg im Unterharz. – Hallesches Jb. Geowiss., **15**: 21–42, 4 Abb., 1 Tab., 4 Fot.; Gotha.
- WEYER, D., FEIST, R. & GIRARD, C. (2003): Conodonta, Trilobita, and Anthozoa near the Late Frasnian Upper Kellwasser Event of the Geipel Quarry section in Schleiz, Thuringian Mountains (Germany). – Mitt. Mus. Naturkunde Berlin, Geowiss. R., **6**: 71–78, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- WILLIAMS, J.S. (1943): Stratigraphy and fauna of the Louisiana Limestone of Missouri. – Prof. Pap. [U. S.] Geol. Surv., **203**: I–IV, 1–133, 9 figs., 9 pls.; Washington.
- WRZOŁEK, T. (1981): Coral growth in *Oligophylloides pachytheucus* Rózkowska, 1969. – Acta Palaeont. Polonica, **25** (3-4): 513–517, 1 fig., pls. 48–49; Warszawa.
- WRZOŁEK, T. (1993): Reconstruction of the distal cone in the Devonian heterocoral *Oligophylloides*. – Courier Forschungsinst. Senckenberg, **164**: 179–183, 2 figs., 2 tabs.; Frankfurt/Main.
- WU Wang-shi & LIAO Wei-hua (1988): Some Famennian Rugose Corals from Yishan, Guangxi. – Acta Palaeont. Sinica, **27** (3): 269–277, 1 fig., 3 pls.; Beijing.
- WULFF, R. (1923): Das Famennien der Aachener Gegend. – Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1922, **43**: 1–70, 26 Abb., Taf. 1–2; Berlin.

Manuskript eingegangen am 19.05.2003, angenommen am 23.06.2003

KLAUS HOTH¹, HARALD WALTER² & GÜNTER FREYER³

Manfred Horn, ein hessischer Landesgeologe aus Masuren

Für seine Kollegen und Freunde völlig unerwartet verstarb auf einer Studienreise in den Nahen Osten am 05. März 1999 Dr. Manfred Horn in Tel Aviv. Er, der am 24. Februar 1934 in Sensburg geborene, hatte – sicherlich auch aus gesundheitlichen Gründen – sein „Ausgedinge“ (wie man in Ostpreußen sagte) am Jahresanfang 1998 angetreten. Nur reichlich ein Jahr konnte er den verdienten Ruhestand genießen. Seine Kollegen und Freunde beschreiben ihn als einen begeisterten, engagierten Landesgeologen mit weit gespannten Interessen und als einen warmherzigen, einfühlsamen und mitfühlenden Menschen, der viel „für andere“ tat. Seinen Studenten und jüngeren Kollegen war er ein väterlicher Freund, aber auch ein durchsetzungsfähiger Ratgeber.

Die Autoren kennen Manfred Horn seit dem Wendejahr 1990, also nur verhältnismäßig kurze Zeit, dafür aber von vielen nicht ganz gewöhnlichen Begegnungen: zuerst nur beiläufig beim ersten Kontakt zwischen dem damaligen Hessischen Landesamt für Bodenforschung und den Landesamtsbildnern im sächsischen Freiberg über die innerdeutsche Grenze hinweg, dann intensiver ein Jahr später beim Gegenbesuch in Wiesbaden, von einem Taunusspaziergang mit dem Blick auf den Rhein, von einem gesprächsintensiven lauen Juniabend in einem Weingut oberhalb von Geisenheim, von den Tagungen der Paläontologischen Gesellschaft 1993 in Prag und 1994 in Budapest, von besonderen Anlässen des Geokolloquiums in Freiberg, von der Arbeit in den Subkommissionen der Deutschen Stratigraphischen Kommission: Perm-Trias, Karbon, Devon und Rhipäikum-Silur, wo er teils ordentliches Mitglied, teils Arbeitsgruppenkoordinator (Muschelkalk), teils „nur“ Glossar-Mitarbeiter war. Immer war dort seine Sachkompetenz geschätzt, seine preußische Termintreue und die Einhaltung eines einmal gegebenen Wortes beeindruckend.

Besonders zwei mehrtägige Exkursionen der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften e.V. (GGW), Berlin, haben uns zusammengeführt: die Befahrung ins russische Nord-„Ostpreußen“ im storch- und lupinenreichen Juni 1997 und die „Credner-Gedächtnisexkursion“ im Herbst des gleichen Jahres anlässlich des 125-jährigen Jubiläums des Geologischen Dienstes von Sachsen.

Mit wie viel Liebe, Sachkenntnis und Einsicht, mit wie viel geschichtlichem Wissen, aber auch Wehmut er seinem Sohn seine alte Heimat nahe brachte, auch wenn noch rund 100 km entfernt, war beeindruckend mitzuerleben. Es waren für ihn tief empfundene glückliche Stunden. Von der Credner-Gedäch-

tnisexkursion hat er uns selbst eine kurze, humorvoll und liebenswürdig verfasste Darstellung hinterlassen (Z. geol. Wiss. **26**: 265–266), die man immer wieder mit großem Vergnügen liest. Der GGW war er bereits kurz nach der deutschen Wiedervereinigung beigetreten. Es könnte sein, dass ihm als kartierendem Geologen das nach wie vor angestrebte breite Disziplinspektrum besonders zusagte. Es könnte aber auch sein, dass er seine Erfahrungen in den Neugestaltungsprozess im jetzt größeren Deutschland mit einbringen wollte. Möglicherweise haben ihm auch die einfachen, beinahe familiären Umgangsformen auf den GGW-Veranstaltungen besonders gefallen.

Wie ist Manfred Horn zu dem geworden, wie er war, haben wir uns gelegentlich gefragt?

Streift man durch Masuren, dieses weite, nicht laute Land mit seinen zahllosen silbrig glitzernden Seen und den weiten Wäldern, mit dem Flirren der Luft über den oft kleinstückigen,

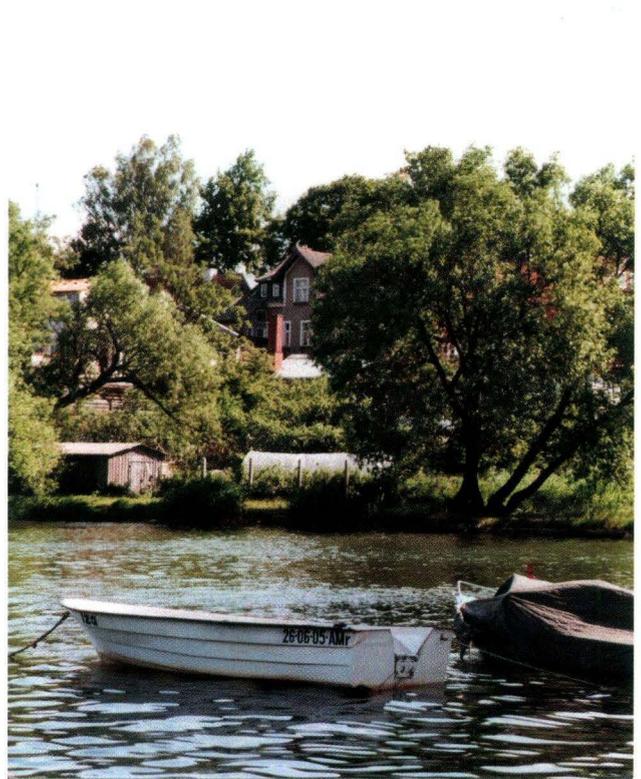


Abb. 1. Elternhaus von Manfred Horn am Nordrand von Mragovo (Sensburg), vom malerischen Juno-See aus gesehen (Foto M. Horn, um 1980).

¹ Dr. K. Hoth, Richard-Beck-Str. 11, D-09599 Freiberg

² Dr. H. Walter (e-mail: harald.walter@lfug.smul.sachsen.de), Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Halsbrücker Straße 31a, D-09599 Freiberg

³ Dr. G. Freyer, Ziolkowski-Str. 25, D-09599 Freiberg



Abb. 2. Manfred Horn (links) lauscht aufmerksam den Worten von G. Freyer, der hier am berühmten Scheibenberg/Erzgebirge die Rolle des Bergraths C.A.W. Voigt im Neptunistenstreit spricht (Foto E.A. Koch).



Abb. 3. Manfred Horn (Mittelreihe, links) im Kreise der Teilnehmer der Credner-Gedächtnisexkursion im Oktober 1997 bei Crottendorf/Erzgebirge (Foto E.A. Koch).

Morphologie-bestimmten Feldern in der nicht enden wollenden Sommersonne, mit den mannigfaltigen Feldkulturen, grasig-sandigen Hügeln, abwechslungsreichen Gebüschgruppen, mit Malven, Wegwarte, Mäusegerste und großen Klettenbüschen an den sommerlichen Wegen und weiß man ein wenig von der Geschichte und dem einfachen Leben der Menschen hier, wird man die Antwort schnell finden.

Sensburg selbst, eine Kleinstadt innerhalb einer kleingliedrigen buckeligen Endmoränenwelt, gilt als der Ort mit dem spätesten Frühling und dem frühesten Herbst in ganz Ostpreußen. Die Winter waren streng und lang; Bedingungen also, die Abhärtung erzwangen. Die Nord-Süd oder eggisch gerichteten Rinnenseen, die in der unmittelbaren Umgebung der Stadt ganze Seenkette bildeten, regten sommers wie winters zum Segeln an. Diese Leidenschaft Manfred Horns hatte mit Sicherheit hier ihren Ursprung. Siedlungsarm ist Masuren, einsam liegende Weiler sind charakteristisch, größere Dörfer selten. Hier wird eine offene und herzliche Gastfreundschaft noch heute gepflegt. Manfred hatte diese Einstellung, die Großzügigkeit Fremden gegenüber, von zu Hause mitgebracht.

Die Erinnerungen an sein Elternhaus waren gespalten, die Beziehungen zu seinem Vater konfliktreich, seiner Mutter war er sehr zugetan. Sie war es, die ihm Heimatliebe anerkundete, sie hat ostpreußische Tugenden tief in sein Herz gepflanzt: Pflichtgefühl, Freude an der Arbeit, Realitäts- und Gerechtigkeitsinn, Gelassenheit, Toleranz anderen gegenüber, praktischen Sinn, Naturverbundenheit und das Gefühl für das Glück eines einfachen Lebens.

Öffentliche Pflichten kamen früh auf den Jungen zu. Als 10-jähriger Pimpf erfuhr er im Herbst 1944 die Auswirkungen des Krieges. Wie viele seiner Altersgenossen hat er sicherlich geholfen, auf dem Bahnhof die Flüchtlinge aus den östlichen Landesteilen zu versorgen, vielleicht auch Verwundete aus dem Osten.

Teeausschank und Brotausgabe an den Flüchtlingszügen, Strohverteilung und Mithilfe bei Reinigungsarbeiten waren die damals üblichen Handreichungen dieser Kinderjahrgänge in Deutschlands östlichen Provinzen. Sein öffentliches Engagement hatte dort seinen Anfang. Die anschließende Flucht verfestigte diese Lebenseinstellung.

Als Kartierer für Hessens Geologie hatte es ihn in den Norden dieses Bundeslandes geführt, in Gesteinsfolgen, die in Masuren fast 1 000 m tief unter Kreide und Neogen verborgen liegen. Hier fand er sie wieder, die gesteinsbezogene Kleingliedrigkeit der Landschaft und die Nord-Süd-gerichteten oder eggischen Strukturen, zwar nicht als Seenkette wie zu Hause, sondern als geologische Gräben. Diese, seine zweite, seine geologische Heimat hatte er schließlich ebenso geliebt, davon zeugte sein geologisches Engagement in der Öffentlichkeit für die Bewohner des Warburg-Wildungen-Waldecker Landes.

„Trenne dich nicht von der Gemeinde und vertraue dir selbst nicht bis zum Tage deines Todes; verurteile deinen Nächsten nicht, bis du in seine Lage gekommen bist, und sage nicht von einer Sache, dass es unmöglich sei, sie zu verstehen, denn am Ende wird sie doch verstanden, und sage nicht: wenn ich mehr Zeit habe, werde ich lernen – vielleicht hast du nie mehr Zeit.“ Dies ist der Wortlaut eines alten Sprichwortes, welches Manfred Horn in dem jüdischen „Pirke Awot – Sprüche der Väter“ gefunden und zu seiner Lebensmaxime gemacht hatte. Er trug diesen Spruch immer bei sich.

Glückauf! Manfred Horn,
wir sind dankbar, Dich gekannt zu haben.

Wir danken den Herren Bernhard Horn (Aschaffenburg), Dipl.-Geol. Erhard A. Koch (Freiberg) und Prof. Dr. Andreas Hoppe (Darmstadt) für Hinweise und Fotos.

Manuskript eingegangen am 13.01.2003, angenommen am 17.01.2003

Seite 105

H. HEGGEMANN, H. KAUFMANN,
T. KELLER & B. EILRICH
Die Geologie des Steinbruchs
Rodenbach bei Frankenberg –
Unterschutzstellung von drei
Steinbruchsarealen

Seite 119

M. PIECHA, M. SALAMON,
H.-G. HERBIG, D. KORN &
B. MESTERMANN
Das Unterkarbonprofil Hatz-
feld (Wittgensteiner Mulde,
Rheinisches Schiefergebirge) –
Stratigraphie des Kulm (Ober-
Tournaisium bis Viséum) und
die Karbonatfazies im Niveau
des *crenistria*-Horizontes

Seite 145

H.-D. NESBOR
Paläozoischer Intraplattenvul-
kanismus im östlichen Rheini-
schen Schiefergebirge –
Magmenentwicklung und zeit-
licher Ablauf

Seite 183

H.-J. ANDERLE, P. BENDER &
H.-D. NESBOR
Neuaufnahme des Oberdevon-
Profils von Freindiez (Bl. 5614
Limburg an der Lahn)

Seite 191

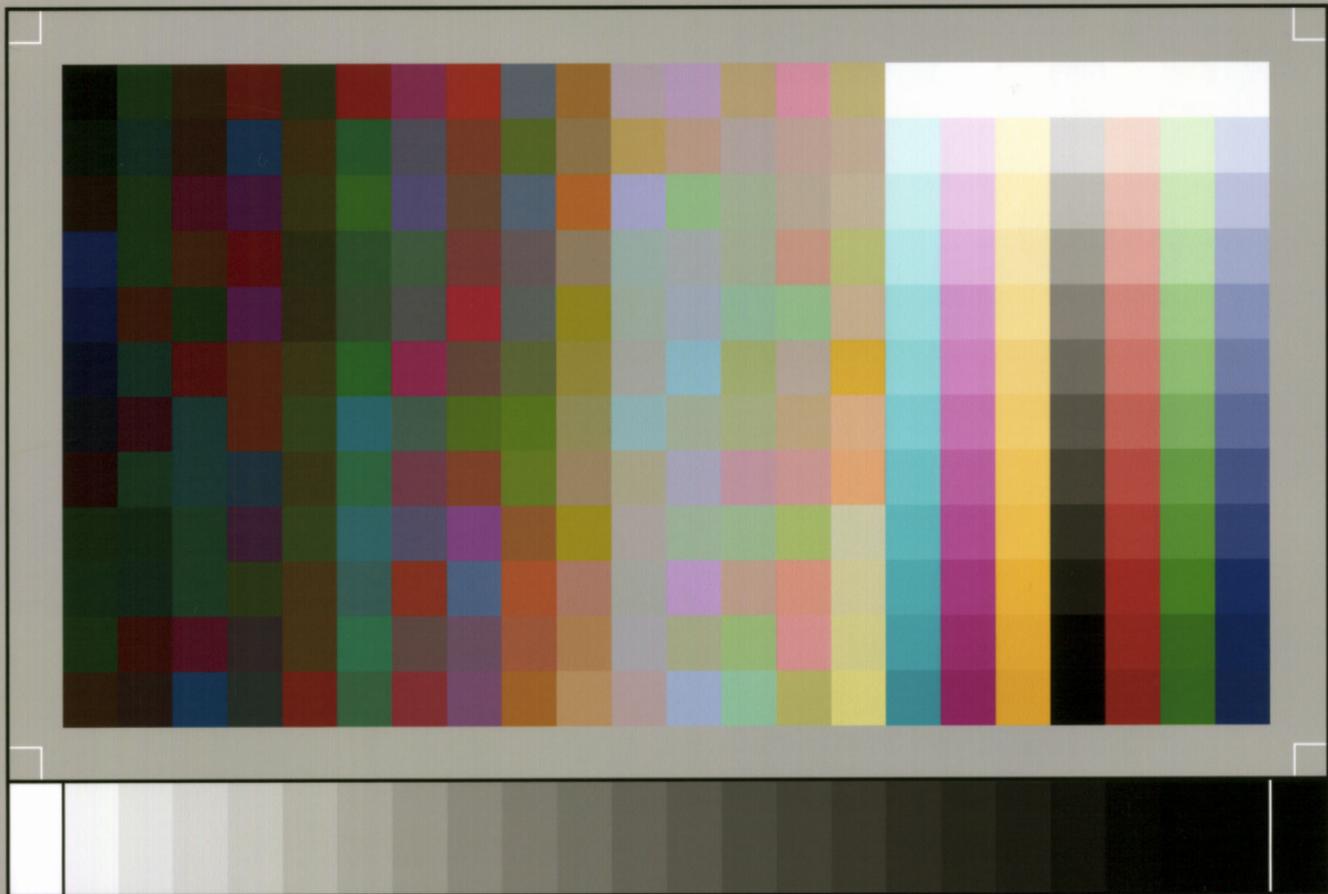
P. BENDER & H. BLUMENSTENGEL
Ostracoden aus der Weiters-
hausen-Formation (Oberde-
von, Hörre, Rheinisches Schie-
fergebirge)

Seite 203

D. WEYER
Neue Rugosa-Funde aus dem
Unter-Famenne von Deutsch-
land (Anthozoa, Oberdevon)

Seite 225

H. WALTER, K. HOTH & G.
FREYER
Manfred Horn, ein hessischer
Landesgeologe aus Masuren



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0