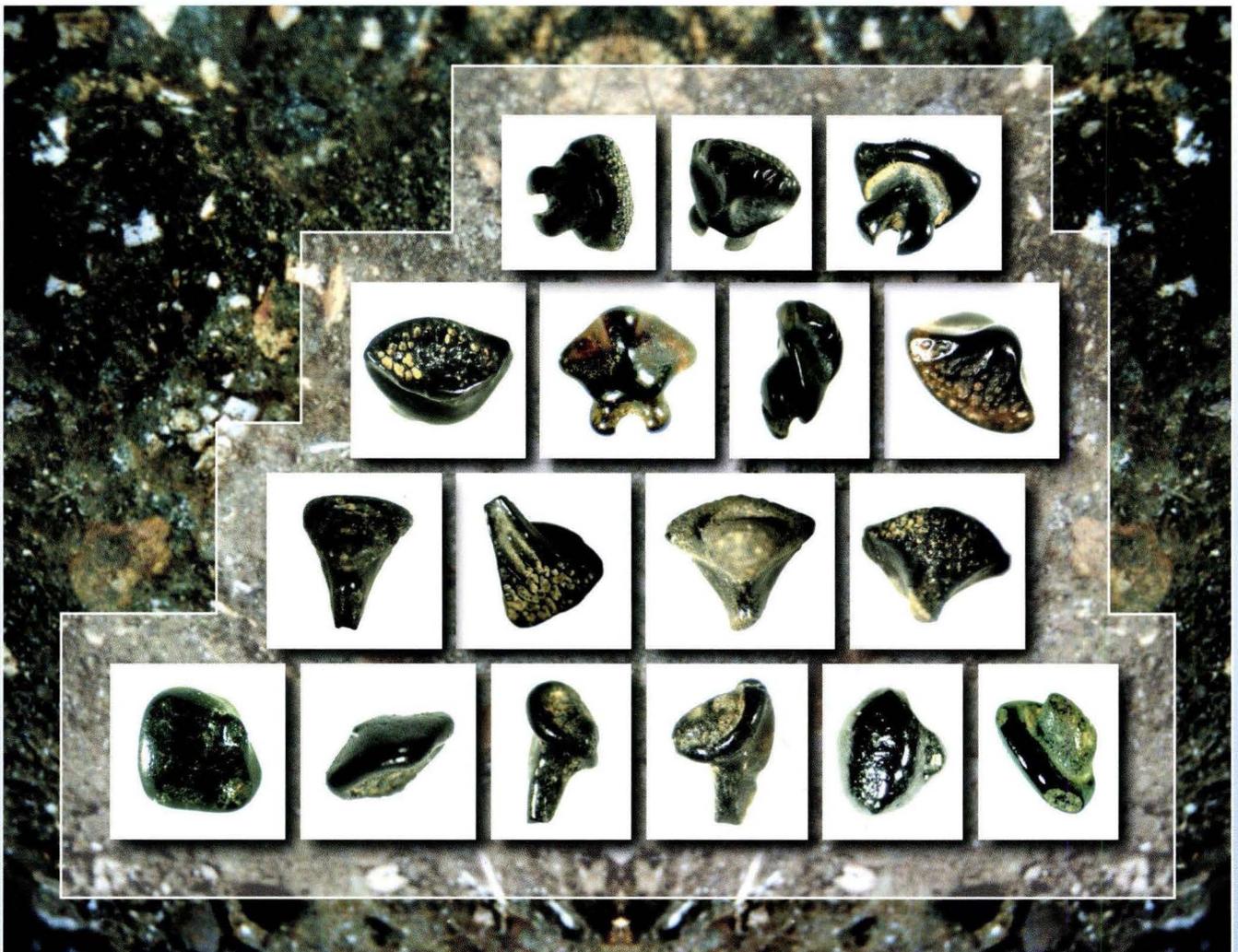




Band 136

Geologisches Jahrbuch Hessen



Band 136

137 Seiten, 55 Abbildungen, 8 Tabellen, 1 Tafel, 1 Beilage (CD); Wiesbaden 2010

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

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

Hinweis:
Die Jahrgänge 2008 und 2009 wurden im Jahrbuch 136
zusammengefasst.

Titelbilder:
Abbildungen aus dem Beitrag DIRK GILLE, ANNETT GILLE & JÜRGEN FICHTER

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, 70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2010
ISSN 0341-4027

Printed in Germany

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autorinnen und Autoren allein ver-
antwortlich.

Die in diesem Jahrbuch veröffentlichten Beiträge sind urheberrechtlich
geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechani-
schem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungs-
anlagen – 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, elec-
tronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without per-
mission of the publisher.

Redaktion: Prof. Dr. Adalbert Schraft,
Susanne Küttner-Bahr, Monika Retzlaff

Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingastr. 186
65203 Wiesbaden
Telefon: 06 11 6939-111
Telefax: 06 11 6939-113
E-Mail: vertrieb@hlug.hessen.de

Inhalt

Seite

DIRK GILLE, ANNETT GILLE & JÜRGEN FICHTER

Verbreitung und Zusammensetzung der Elasmobranchierfauna im Kasseler Meeressand (Ober-Oligozän, Chattium, Kassel-Formation) Nordhessens, insbesondere im Ahnetal bei Kassel (GK 25, Bl. 4622 Kassel West)

5

KIRSTEN I. GRIMM & THOMAS SCHINDLER

Eine Foraminifere (Fusulinacea) aus den Langen-Schichten (Rotliegend, Perm) des Sprendlinger Horstes (Süddeutschland)

35

THOMAS SCHINDLER

Neues zu den „Plattenkalken“ – Ablagerungen karbonatischer Playa-Seen mit einer außergewöhnlichen Flora und Fauna (Langen-Schichten, höheres Rotliegend, Perm; Sprendlinger Horst, Süddeutschland)

39

KIRSTEN I. GRIMM & HENNING UFFENORDE

Erster Nachweis von *Miogypsina*, einer Großforaminifere aus der Kassel-Formation (Ober-Oligozän, Nordhessen)

59

MICHAELA DERSCH-HANSMANN, NICOLA HUG-DIEGEL & THOMAS WONIK

Ein vollständiges Röt-Profil (Oberer Buntsandstein) in Nordhessen – Lithostratigraphie, Sedimentfazies, Geochemie und Geophysik der Kernbohrung Fürstenwald

65

THOMAS MÖRS

Wirbeltiere aus dem Miozän von Homberg/Ohm (Vogelsberg, Hessen)

109

VOLKER STÄHLE, MARTIN GOLL & WINFRIED H. SCHWARZ

Das $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter der Biotit-Sanidin-Metasomatite aus der Schlotbrekzie des Katzenbuckel-Vulkans (Odenwald)

121

KARL-JOSEF SABEL

Erinnerung an Ernst Schönhals

131

HEINZ-DIETER NESBOR

Nachruf Hansjoachim Lippert

133

DIRK GILLE, ANNETT GILLE¹ & JÜRGEN FICHTER²

Verbreitung und Zusammensetzung der Elasmobranchierfauna im Kasseler Meeressand (Ober-Oligozän, Chattium, Kassel-Formation) Nordhessens, insbesondere im Ahnetal bei Kassel (GK 25, Bl. 4622 Kassel West)

Kurzfassung

Durch langjähriges Aufsammeln und Ausschlämmen großer Mengen an Sediment konnte an der klassischen Lokalität des Kasseler Meeressandes (Kassel-Formation, Chattium, Ober-Oligozän) im oberen Ahnetal bei Kassel eine artenreiche Elasmobranchierfauna nachgewiesen werden. Dabei gelangen zwei Neunachweise für das Ober-Oligozän der Hessischen Senke, nämlich die beiden Arten *Raja casieri* STEURBAUT & HERMAN 1978 und *Rhinoptera* sp. Der Nachweis der Gattung

Rhinoptera ist der erste für das gesamte Nordseebecken. Darüber hinaus wird, insbesondere unter Einbeziehung der Arbeiten von MÜLLER (1996) und REINECKE et al. (2001, 2005), der derzeitige Kenntnisstand zur Verbreitung und Zusammensetzung der Knorpelfischfauna im Ober-Oligozän Nordhessens dargestellt. Untersucht wurden vor allem die Lokalitäten Ahnetal, Deute, Glimmerode und Kaufungen.

Abstract

From the classical locality of the Kasseler Meeressand (Kassel-Formation, Chattium, Upper Oligocene) at the upper Ahnetal near Kassel a rich elasmobranchian fauna could be recovered by long term collecting and screen washing of large amounts of sediment. The species *Raja casieri* STEURBAUT & HERMAN 1978 and *Rhinoptera* sp. are documented for the first time for the Upper Oligocene of the Hessische Senke.

The finds of the genus *Rhinoptera* are the first from the North Sea Basin. Furthermore, by including the work of MÜLLER (1996) and REINECKE et al. (2001, 2005), the present knowledge of distribution and composition of the chondrichthyan fauna from the Upper Oligocene of North Hessen is presented; especially the localities Ahnetal, Deute, Glimmerode and Kaufungen are taken into account.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	6
2	Arbeitsmethoden	7
3	Geologische Situation	7
4	Lithologische Beschreibung einiger bekannter bzw. weniger bekannter Meeressand-Profile im Bereich Habichtswald	8
4.1	Teilprofil Bergpark Wilhelmshöhe (Collins)	8
4.2	Profil „Hühnerberg“ (Rösing)	9
4.3	Teilprofil „Oberes Ahnetal“ (Cannon)	10
4.4	Profil „Blauer See“ (Schäfer)	11
4.5	Profile „Oberes Ahnetal“	11

¹ A. und D. Gille (e-mail: gillefldms@aol.com), Wilhelm-Busch-Straße 23, 34134 Kassel

² Dr. J. Fichter (e-mail: jfichter@t-online.de), Martinsplatz 4, 34117 Kassel

4.5.1 Profil vom „Brandskopf“ (Penndorf/Schwarz)	11
4.5.2 Profil im Schurf des „Oberen Ahnetals“ (Hessisches Landesamt für Bodenforschung)	12
5 Sedimentationsraum	12
6 Systematischer Teil	13
<i>Notorynchus primigenius</i> (AGASSIZ 1843)	13
<i>Squalus alsaticus</i> (ANDREAE 1892)	13
<i>Squatina</i> sp.	14
<i>Carcharias acutissimus</i> (AGASSIZ 1844)	15
<i>Carcharias cuspidatus</i> (AGASSIZ 1844)	15
<i>Carcharoides caticus</i> (PHILIPPI 1846)	16
<i>Isurolamna gracilis</i> (LE HON 1871)	17
<i>Cosmopolitodus</i> aff. <i>hastalis</i> (AGASSIZ 1838)	17
<i>Cosmopolitodus/Isurus</i> sp.	18
<i>Isurus oxyrinchus</i> (RAFINESQUE 1810)	18
<i>Cetorhinus</i> aff. <i>parvus</i> LERICHE 1908	18
<i>Pachyscyllium braaschi</i> REINECKE et al. 2005	19
<i>Premontreia (Oxyscyllium)</i> aff. <i>distans</i> (PROBST 1879)	19
<i>Galeorhinus</i> sp.	20
<i>Carcharhinus elongatus</i> (LERICHE 1910)	20
<i>Galeocерdo aduncus</i> AGASSIZ 1843	21
<i>Galeocерdo</i> cf. <i>medius</i> WITTICH 1898	21
<i>Physogaleus maltzani</i> WINKLER 1875	22
<i>Raja ceciliae</i> STEURBAUT & HERMAN 1978	23
<i>Raja casieri</i> STEURBAUT & HERMAN 1978	23
<i>Dasyatis</i> aff. <i>delfortriei</i> CAPPETTA 1970	24
<i>Myliobatis</i> (sensu lato) sp.	25
<i>Rhinoptera</i> sp.	25
7 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	26
8 Schriftenverzeichnis	31

1 Einleitung

Das Ahnetal bei Kassel ist eine der klassischen Lokalitäten, an denen der hier äußerst fossilreiche Kasseler Meeressand zu Tage streicht. Die chattische Stufe wurde von dem österreichischen Geologen und Paläontologen THEODOR FUCHS 1894 vorgeschlagen. Seitdem wurde die Fauna des Kasseler Meeressandes quasi als typische Ober-Oligozän-Fauna betrachtet (ANDERSON 1961, 1969). Entsprechend ihrer enormen biostratigraphischen Bedeutung war die Meeressand-Fauna im Kasseler Raum ab dem 18. Jahrhundert erwähnt und speziell im 19. sowie in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts relativ häufig untersucht und publiziert worden. Eine gute Übersicht hierüber gibt ANDERSON (1961: 126).

Eine der ältesten Darstellungen oligozäner Haizähne des Kasseler Raumes stammt von WOLFART aus dem Jahr 1719. Auf der Tafel 21 zeigt er eine Anzahl Zähne von unterschiedlicher Art und Größe, die nach seiner Beschreibung nahe des

Schlusses Weisenstein (= Wilhelmshöhe) aus einem blauen Ton (vermutlich Rupelton) in 3,3 m Tiefe geborgen wurden. Er nennt diese Glossopetren oder Steinzungen. Auf Tafel 22 ist ein Zahn aus der Umgebung von Deute abgebildet, den er als *Odontopetra* (Steinzahn) *praece-dentibus perfectior & major* beschreibt. Dieser Zahn ist heute eindeutig der Art *Carcharias cuspidatus* (AGASSIZ 1844) zuzuweisen (Abb. 1).

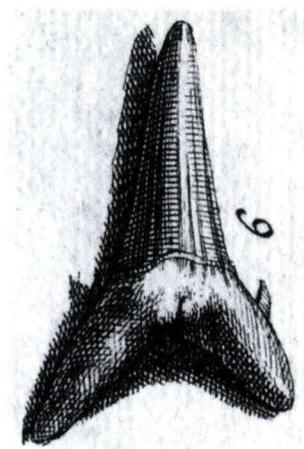


Abb. 1. Eine frühe Darstellung eines Haifischzahnes (*Carcharias cuspidatus*) bei WOLFART (1719).

Ebenfalls anhand von Material von Wilhelmshöhe stellte R.A. PHILIPPI (1846) die Art *Otodus caticus* (= heute *Carcharoides caticus*) auf (Abb. 2).

Neuere Aufsammlungen an dem Fundort Ahnetal durch die beiden Erstautoren ergänzen und vervollständigen recht gut die Arbeit von MÜLLER (1996). Da die Lokalität Ahnetal damals aber nicht zugänglich war, stand ihm nur sehr wenig Material von diesem Fundort zur Verfügung. Weiterhin wurden Fundmeldungen aus der Literatur (u.a. REINECKE et al. 2001, 2005) mit einbezogen.

Die eigenen Aufsammlungen beschränkten sich ausschließlich auf bereits von anderen Sammlern durchsuchtes Sediment. Höchstwahrscheinlich ist dies auch der Grund dafür,

dass großzählige Arten in der Sammlung Gille kaum vertreten sind.

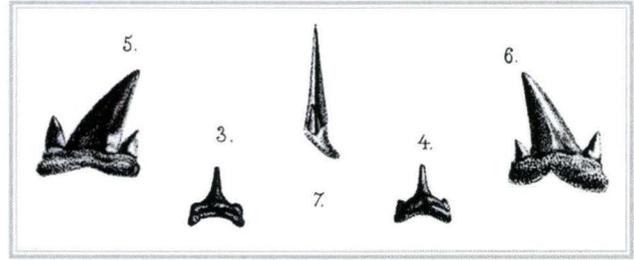


Abb. 2. Darstellungen von *Otodus caticus* (= *Carcharoides caticus*) (5, 6, 7) und *Carcharias* sp. (3, 4) bei PHILIPPI (1846).

2 Arbeitsmethoden

Das Sediment wurde durch Siebe mit den Maschenweiten 1,0 mm, 0,5 mm und 0,25 mm geschlämmt. Dadurch konnte eine größere Anzahl Elasmobranchierzähne gewonnen werden. Die Zahnbeschreibungen dieses Artikels wurden teilweise u.a. aus folgenden Publikationen entnommen: BOY (1975), FREESS (1992), MÜLLER (1983), REINECKE et al. (2001). In dieser Arbeit werden für die verschiedenen Sammlungen, die berücksichtigt wurden, folgende Abkürzungen verwendet:

- Sammlung Gille = SG
 - Sammlung Müller = SM
 - Sammlung Reinecke = SR
 - Sammlung von der Hocht = SVDH
 - Sammlung Senckenbergmuseum Frankfurt = SSMF
 - Sammlung Naturkundemuseum Kassel = SNMK
 - Sammlung Universität Göttingen = SUGÖ
- Fotos: J. Fichter (mit Ausnahme von Abb. 17)

3 Geologische Situation

Der Kasseler Meeressand oder besser gesagt die Kassel-Formation (Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002) liegt diskordant auf den verschiedenen Abteilungen der Ruppel-Formation (RITZKOWSKI 2005). Sie umfasst alle Sedimente zwischen dieser Diskordanzfläche und dem noch marin beeinflussten Basisflöz der Frielendorf-Formation (vgl. RITZKOWSKI & KUPFAHL 1981).

Auf der GK 25, Bl. 4622 Kassel West streicht der Kasseler Meeressand mit Unterbrechungen unter jungtertiären Sedimenten und Vulkaniten entlang den Ost-, Nord-, NW- und Westflanken des Habichtswaldes zu Tage aus (Abb. 3). Temporäre Aufschlüsse im Stadtgebiet Kassels wurden von HORNSTEIN (1906) beschrieben:

„In jüngerer Zeit sind an zwei ganz nahe zu einander gelegenen Stellen innerhalb der Stadt Kassel wieder Tertiärschichten zur Beobachtung gekommen, einmal beim Ausheben des Baugrundes für ein neues Polizeigebäude an der Ecke von Königstor und Weigelstraße und zum andern gerade gegenüber ebenfalls beim Ausschachten für einen Neubau Ecke Königstor und Kronprinzenstraße. An ersterer Stelle fand sich mitten zwischen Rötmergelschichten und diluvialen Schuttmassen (Lehm etc.) Kasseler Meeressand und an der zweiten Stelle ebenfalls neben dem in Kassel so verbreiteten Röt Basalt-

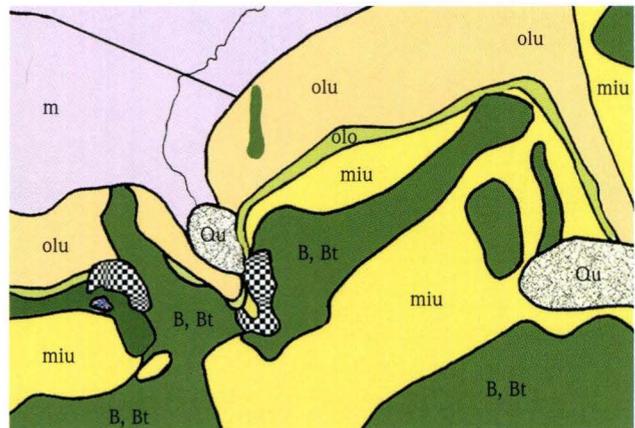


Abb. 3. Generalisierte Darstellung der geologischen Verhältnisse an den Ost-, Nord- und Westflanken des Habichtswaldes.

Signaturen:

B, Bt = Basalte, Basalttuffe, olu = Unter-Oligozän, olo = Ober-Oligozän, miu = Unter-Miozän, Qu = quartäre Schuttdecken bzw. Rutschmassen, schwarz-weiß gewürfelt = Steinbrüche, blau = Silbersee. Breite des Kartenausschnittes ungefähr 1,6 km.

konglomerat, welches sich weiter auszubreiten scheint, da es wenige Meter westlich in der Straße selbst, an welcher die beiden Neubauten liegen, dem Königstor, bei Ausschachtun-

gen für einen Kanal sich auch gefunden hat. Der Kasseler Meeressand an ersterer Stelle hat ganz die Beschaffenheit wie an anderen Fundpunkten hiesiger Gegend, ist von teils bräunlicher, teils grünlicher Farbe und tonig sandig mit Kalk- und Brauneisengehalt, bzw. mit Glaukonitkörnchen. Dabei ist er mehr oder weniger reich an Petrefakten, z.T. in wohl erhaltenen Exemplaren, mehr jedoch in Bruchstücken. Auch in seinen Petrefakten stimmt dieser Meeressand mit dem der anderen Fundstellen überein. Trotzdem der Aufschluß nur sehr

wenig ausgebeutet werden konnte, ließ sich doch schon eine ziemliche Anzahl von Arten feststellen.“

Der erwähnte Fossilreichtum ist nicht in jedem Aufschluss des Kasseler Meeressandes gegeben, da durch die Einwirkung der überlagernden Braunkohle, des Basaltvulkanismus und der Verwitterung vielerorts die Sande entkalkt wurden und damit die Kalkschalerfauna verloren ging. Nach RITZKOWSKI (2005) lag das einzige Profil, das die Kassel-Formation in unveränderter Form überlieferte, bei Glimmerode.

4 Lithologische Beschreibung einiger bekannter bzw. weniger bekannter Meeressand-Profile im Bereich Habichtswald

Die Autoren dieser Arbeit beabsichtigen in nächster Zukunft, die Meeressand-Ausstriche im oberen Ahnetal großflächig zu beproben. insbesondere im Hinblick auf die Fragestellung, ob es sich bei dem Vorkommen wirklich um quartäre Rutschmassen handelt, wie von BEYSLAG (1908) vermutet und von RÖSING (1969) vorläufig bestätigt wurde. Um für spätere Untersuchungen eine Vergleichsbasis zu haben, sollen an dieser Stelle einige bekannte bzw. weniger bekannte oder

nicht veröffentlichte Profile bzw. Teilprofile aufgelistet werden.

4.1 Teilprofil Bergpark Wilhelmshöhe (Collins)

In der Vergangenheit waren u.a. insbesondere im Bereich des Bergparkes von Bad Wilhelmshöhe äußerst fossilreiche

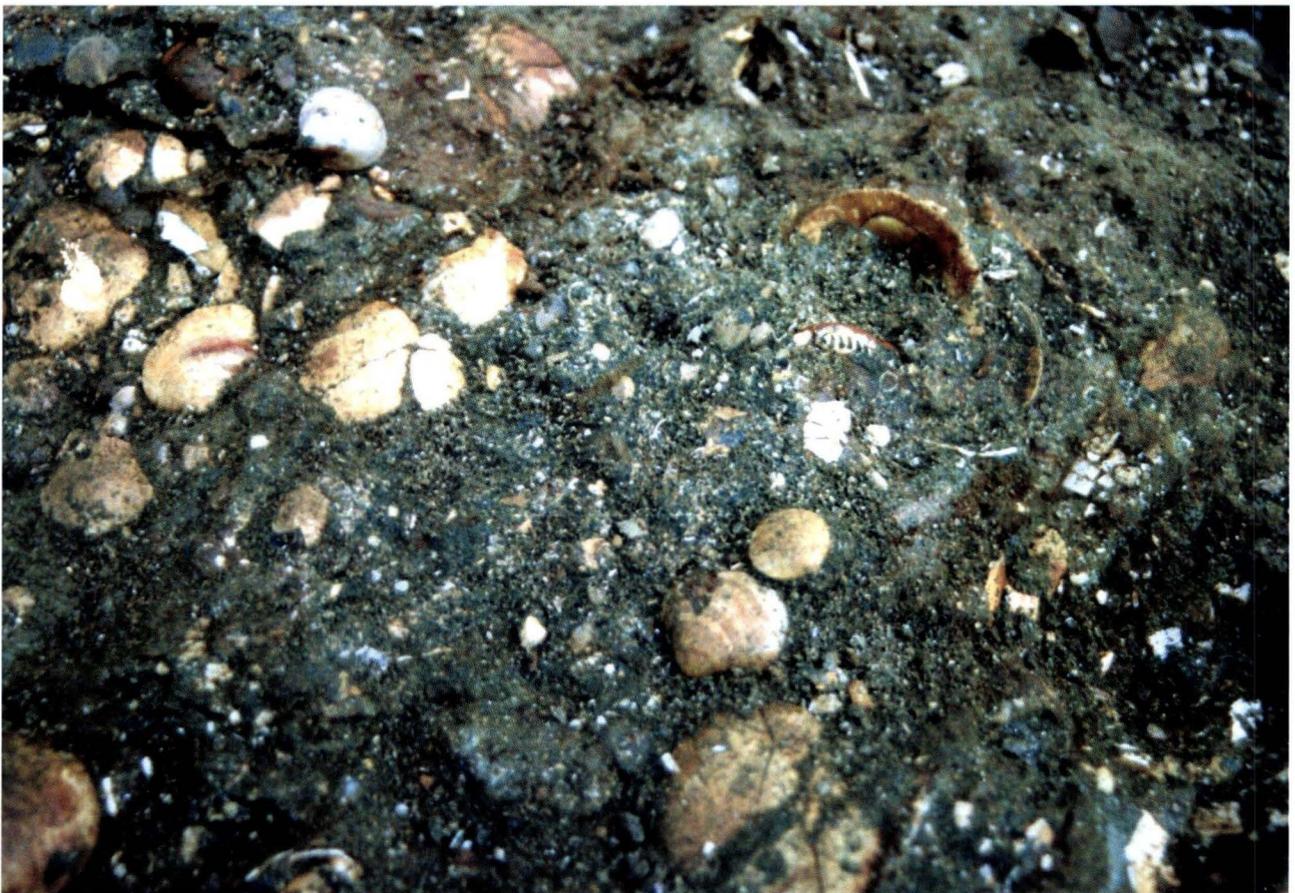


Abb. 4. Oberer Muschelhorizont in der Grabung Collins (aus COLLINS 1996).

Horizonte anzutreffen Die Gesamtmächtigkeit des Kasseler Meeressandes soll hier nach RÖSING (1969) ca. 15 m betragen. COLLINS (1996) führte in Absprache mit der Bergparkverwaltung und dem Landesamt für Denkmalpflege Hessen eine

Fossilgrabung durch, die er im Rahmen einer Examensarbeit für das Lehramt dokumentierte (Abb. 4). Die lithologische Abfolge in dieser Grabung ist der nachfolgenden Tabelle zu entnehmen.

Schicht-Nr.	Mächtigkeit in m	Gesteinsbeschreibung
0	0,25–0,30	Sandig-humose Oberbodenschicht bestehend aus den Verwitterungsprodukten des darunter liegenden Meeressandes; enthält schon Schalenbruchstücke von Mollusken
1	0,05–0,15	Brauneisenhorizont 1, Feinsand mit hohem Eisengehalt und Brauneisenkonkretionen. Fossilführung schwankt von schwach bis auffällig stark
2	?0,15	Oberer Muschelhorizont (Mh 1), Sand von kleiner bis mittlerer Korngröße, geringer Glaukonitgehalt, auffälliger Gehalt an oxidierten Eisenverbindungen, äußerst geringer Ton- und Schluffanteil, Kiesgerölle mit einem maximalen Durchmesser von 30 mm, Phosphoritknollen mit ca. 23 mm Durchmesser, Tongerölle mit einem Durchmesser bis 18 mm, bankartige Ablagerung einer großen Zahl von <i>Glycymeris</i> -Klappen mit einer Begleitfauna von kleineren Gastropoden, Bivalvia, Ostracoden, Bryozoen und Foraminiferen. In einem bestimmten Bereich der Grabungsfläche ist der Muschelhorizont als sandige Feinkiesschicht ausgebildet und wird von einer bis zu 50 mm mächtigen, stark verdichteten Feinsandschicht überdeckt (?Tektonik). Die Feinkiesschicht zeichnet sich durch große <i>Glycymeris</i> -Klappen aus. Fauna insgesamt aber nicht so reich wie andernorts. Im südlichen Teil des Schurfes taucht der Muschelhorizont steil ab.
3	0,25	Brauneisenhorizont 2, stark verhärtet und tief rotbraun gefärbt, außerordentlich fossilreich, Fauna aus sehr dünnchaligen und kleinen Formen, die gut erhalten sein können.
4	0,1	Unterer Muschelhorizont (Mh 2), grüne sandig-mergelige Schicht von feiner bis mittlerer Korngröße, wenig verfestigt; hoher Glaukonitgehalt, <i>Glycymeris</i> -Klappen z.T. stark abgerieben, auffällig große Begleitfauna, häufiges Vorkommen von Pectiniden und <i>Laevicardium</i> in allen Altersstufen. Klappen liegen meist auf dem Schloss, manchmal auch mit dem Schloss nach oben, seltener hochkant im Sediment steckend.
5	0,1–0,15	Brauneisenhorizont 3 mit reichem Fossilvorkommen in Gestalt von meist kleinen, dünnchaligen Formen. Im Übergang zum darunter liegenden Glaukonithorizont häufiges Vorkommen von faustgroßen, doppelklappigen <i>Arctica</i> .
6	?	Glaukonitischer Feinsand, sehr feinkörnig mit großen, doppelklappigen <i>Arctica</i>

4.2 Profil „Hühnerberg“ (Rösing)

Am Osthang des Hühnerberges erschlossen Bohrungen folgendes Profil (RÖSING 1969):

Schicht-Nr.	Mächtigkeit in m	Gesteinsbeschreibung
1	4,7–4,95	Fossilführender „Oberer“ Sand
2	1,4	Tonschicht
3	8,6	Fossilführender „Unterer“ Sand

4.3 Teil-Profil „Oberes Ahnetal“ (Cannon)

An der klassischen Lokalität im oberen Ahnetal bei Kassel wurden 1995 an einem Böschungsanschnitt am Brecherwerk des Basaltsteinbruchs (R 35 26 470, H 56 88 670) Proben aus den anstehenden Schichten des Kasseler Meeressandes durch R. Cannon (Kassel) entnommen. Die nachfolgende Tabelle zeigt anhand seines Probenprotokolls die lithologische Abfolge im Profil. Die entkalkten und somit fossilfreien Feinsande im Top des Profils dürften dem so genannten Ophiomorphensand

entsprechen (s. untenstehendes Profil Schäfer). Nach Auskunft von G. Radtke und S. Ritzkowski wird dieser, falls er überhaupt ausgehalten werden kann, als Subformation innerhalb der Kassel-Formation geführt. In der sich noch in Bearbeitung befindlichen Monographie zur Tertiärstratigraphie in Deutschland wird der Ophiomorphensand künftig „Gelberg-Subformation“ (nach dem Gelben Berg bei Kaufungen) heißen.

Schicht-Nr.	Mächtigkeit in m	Gesteinsbeschreibung
	2,00–2,50	Oberkante Böschung Braune bis rotbraune, stark eisenschüssige Feinsande, fossilfrei, entkalkt
0	0,1	Brauner Feinsand, weitgehend entkalkt. Einsetzen der fossilführenden Schichten. Schalenquerschnitte von <i>Arctica islandica</i> . Schalensubstanz nur noch pulvrig-mehlig erhalten. Gelegentlich Brauneisensteinkerne von <i>Arctica islandica</i>
1	0,1	Grünbrauner bis brauner Glaukonitsand, feinkörnig, teilweise bereits entkalkt. Querschnitte von <i>Arctica islandica</i>
2	0,1–0,15	Grünbrauner Glaukonitsand, fossilführend, schillreich. In unterster Lage stellenweise gehäuftes Auftreten von <i>Arctica islandica</i>
3	0,15	Brauneisensteinlage, fossilführend mit Mollusken-Steinkernen, Glaukonitsand
4	0,05	Graugrüner bis braungrüner Glaukonit- und Quarzsand, mittelkörnig. Fossil- und schillreich
5	0,5	Braune bis graugrüne, braungrüne Fein- und Glaukonitsande, teilweise eisenschüssig, fossilreich. Lagenweise Anreicherungen verschiedener Molluskenarten: <i>Pecten</i> , <i>Glycymeris obovata</i> , <i>Laevicardium</i> , <i>Callista beyrichi</i> , <i>Nucula comta</i> . Bivalven treten häufiger auf, Gastropoden sind nur untergeordnet und in einem schlechten Erhaltungszustand bzw. überwiegend entkalkt
6	0,1	Unterkante Böschung, Brauneisensteinlage, fossilführend
7	0,05	Graugrüner bis grünbrauner Glaukonitsand, mittelkörnig, sehr schillreich
8	0,2–0,3	Tonige Feinsande, braun bis grünbraun, teils mit Eisensteinknollen, fossilführend, überwiegend kleine, dünnschalige Bivalven, <i>Pecten</i> , stellenweise <i>Arctica islandica</i> angereichert
9	0,05	Glaukonitsand, mittelkörnig, graugrün, sehr schillreich
10	0,3	Glaukonit- und Feinsand, fossilführend

Nach der lithostratigraphischen Abfolge und dem Fossilinhalt könnte der Horizont 5 dem Horizont Mh 2 von COLLINS (1996) im Bergpark Wilhelmshöhe entsprechen. Nach freundlicher Mitteilung von G. Radtke sind die Proben inzwischen am Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie aufberei-

tet und ausgelesen. Sie ergaben eine sehr schöne und gut erhaltene Fauna aus Muscheln, Schnecken, Foraminiferen, Ostracoden, Otolithen, Korallen, Bryozoen und Schlundzähnen von Knochenfischen; Elasmobranchierzähne wurden bisher nicht festgestellt.

4.4 Profil „Blauer See“ (Schäfer)

1992 wurde am Blauen See, ca. 2 km östlich vom Ahnetal gelegen, eine Trinkwasserbohrung niedergebracht, deren Bohrprofil durch SCHÄFER (2004) bearbeitet und veröffentlicht wurde.

Die Bohrung wurde bei 34,5 m unter Geländeoberkante eingestellt. SCHÄFER vermutet die Rupel/Chatt Grenze bei ca. 34 m. Das nachfolgend dargestellte Profil wurde von SCHÄFER als schematisches Normalprofil für die von der Brunnenbohrung durchteuften Bereiche dargestellt. (Abb. 5). Die Profile von Collins und Cannon könnten dabei dem obersten Bereich von SCHÄFERS Unterem Kasseler Meeressand entsprechen. Dagegen gibt es für unseren Probehorizont aus der Lithologie die berechnete Vermutung, dass er dicht über dem Rupelton liegt. Damit liegen wenigstens 10 m zwischen den fossilführenden Horizonten Collins/Cannon und Gille.

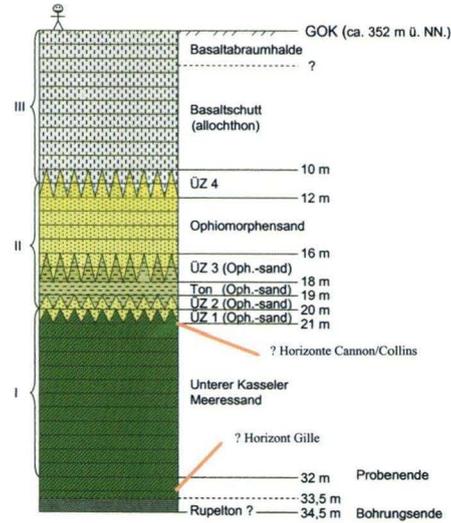


Abb. 5. Profil „Blauer See“ (nach SCHÄFER 2004, verändert)

4.5 Profile „Oberes Ahnetal“

4.5.1 Profil vom „Brandkopf“ (Penndorf/Schwarz)

Unter Berufung auf PENNDORF (1926: 51–52) gibt SCHWARZ (1930) folgendes Profil vom „Brandkopf“ an:

Schicht-Nr.	Mächtigkeit in m	Gesteinsbeschreibung
1	0,70	Die hangende 70 cm starke Sandlage ist hellgelb, feintonig, die Fossilien sind dünnchalig: <i>Nucula</i> , <i>Cardium cingulatum</i> , <i>Pectunculus philippi</i> , <i>Ancillaria</i>
2	?	In mehreren folgenden dünnen Eisensteinbänkchen wird die Fossilführung gering.
3	?0,10	Die Grünsande schließen mit einer dezimeterstarken fossilführenden Brauneisensteinbank.
4	?	Es folgen bei abnehmender Geröllstärke Schichten mit Haifischzähnen, <i>Cardium cingulatum</i> , <i>Cyprina</i> und ein Horizont mit <i>Pectunculus</i> , hauptsächlich <i>obovatus</i> .
5	?	Die untere meterstarke Schicht besteht aus glaukonitischem Grünsand, der an der Basis bis walnussgroße Gerölle, dazu dickschalige Ostreen enthält.

Laut SCHWARZ (1930) findet sich ein ähnliches Bild weitest des Landstraßenknickes über dem Dorf Knickhagen am rech-

ten Hang. Hier ist der liegende glaukonitische Grünsand drei Meter mächtig.

4.5.2 Profil im Schurf des „Oberen Ahnetals“ (Hess. Landesamt für Bodenforschung)

Für den in den 50er Jahren des vorigen Jahrhunderts vom damaligen Hessischen Landesamt für Bodenforschung ange-

legten Meeressand-Schurf im oberen Ahnetal kann ganz grob folgendes Profil angegeben werden (RÖSING 1969: 51–52):

Schicht-Nr.	Mächtigkeit in m	Gesteinsbeschreibung
1	4	Graubrauner, graugrüner, feinkörniger Sand, der kleine und dünnchalige Fossilien enthält. Grobkörnige Sande und Schilllagen fehlen fast völlig. Der Glaukonitgehalt tritt zurück. Gelegentlich sind jedoch noch reine Glaukonitsandlinsen eingeschaltet. Der Fossilgehalt nimmt zum Hangenden immer mehr ab.
2	5	Grünlicher bis bräunlicher, sehr fossilreicher Quarz-Glaukonitsand mit geringem Tongehalt und zahlreichen Brauneisenkonkretionen, wird von einer großen Anzahl von bis zu 0,3 m mächtigen Schillhorizonten unterbrochen. Im tieferen Bereich tritt verschiedentlich <i>Turritella (Haustator) geinitzi</i> in regelrechten Nestern auf. In den Schillbänken sind Pecten-Arten, <i>Glycymeris</i> , <i>Cyprina (Arctica) rotundata</i> oder andere Arten stark angereichert. Die Schilllagen keilen häufig rasch aus.
3	1,2–1,5	Dunkelgrüner, sehr glaukonitreicher Quarzsand, kaum Brauneisenkonkretionen und vermutlich keine Schilllagen. Enthält bereits typische Chatt-Fauna.
4	?	Quarzsandreicher Glaukonitsand, stark tonig, fast fossilleer; 1 bis 2 m über dieser Abfolge setzen allmählich die ersten oberoligozänen Fossilien ein.

KÜMMERLE (1963) unterteilte den Kasseler Meeressand im oberen Ahnetal, der nach seinen Angaben dort insgesamt 8,05 m mächtig ist, wie folgt:

Schicht-Nr.	Mächtigkeit in m	Horizont
1	?	Horizont 4
2	2,11	Horizont 3
3	4,87	Horizont 2
4	1,07	Horizont 1

RITZKOWSKI (1967) fügte einen Horizont 4 hinzu, da er den Ophiomorphensand als entkalkten Kasseler Meeressand betrachtet. Die Horizonte 1 und 2 sind dabei zu dem so genannten Asterigerinen-Horizont zusammengefasst.

5 Sedimentationsraum

Zur Zeit des Rupelium hatte die Hessische Straße eine Mindestbreite von 30–40 km und der Sedimentationsraum des Rupelmeeres umfasste den gesamten Bereich zwischen Kellerwald im Westen und Richelsdorfer Gebirge im Osten. Das oberoligozäne Sedimentationsbecken schließt sich in seiner Form eng an das des Rupelium an. Das Beckentiefste dürfte im Bereich des heutigen Ahlberges nördlich Kassel gelegen haben (RITZKOWSKI 1967).

Der Kasseler Meeressand stellt die Bildung eines Meeressandes dar, der im Süden bis in das Gebiet des heutigen Ziegenhains (Schwalmstadt) reichte (RITZKOWSKI 2005). Der außergewöhnli-

che Reichtum der fossilführenden Sande an Foraminiferenarten – festgestellt an dem Profil im oberen Ahnetal – lässt KÜMMERLE (1963) zu dem Schluss kommen, dass zur Zeit ihrer Ablagerung ein vollmarines, ideale Lebensbedingungen für diese Organismengruppe bietendes Biotop, vorlag. Aufgrund des großen Anteils von Foraminiferen mit kräftigen, dickschaligen Gehäusen interpretiert er den Sedimentationsraum als Litoralbereich mit sehr stark bewegtem Wasser. WEILER (1943) dagegen folgert aus der im Ahnetal nachgewiesenen Fischfauna, dass das oberoligozäne Meer der Kasseler Bucht dem neritischen (subtidalen) Bereich angehörte, der von guten Schwimmern bewohnt war. Fernerhin geht er von einem etwa subtropischen Klima aus.

Für das Meeressand-Vorkommen bei Glimmerode schließt JANSSEN (1978) aufgrund der Molluskenassoziationen auf einen litoralen (oberes Litoral bis unteres Sublitoral) Ablage-

rungsraum, während er für das Vorkommen des Ahnetals einen küstenferneren Ablagerungsraum (tieferes Sublitoral) als bei Glimmerode annimmt.

6 Systematischer Teil

Subkohorte	Neoselachii COMPAGNO 1977
Überordnung	Squalomorphii COMPAGNO 1973
Ordnung	Hexanchiformes DE BUEN 1926
Familie	Hexanchidae GRAY 1851
Gattung	<i>Notorynchus</i> AYRES 1855

Notorynchus primigenius (AGASSIZ 1843)

(Abb. 6 A–D)

*1843 *Notidanus primigenius* AGASSIZ

1965 *Hexanchus primigenius* (AGASSIZ 1843) KRUCKOW

Zahnbeschreibung:

Bei jedem Zahn gibt es eine gleichmäßige Abnahme der Größe der Spitzen, beginnend mit der Hauptspitze, die nicht sehr viel höher ist als die erste anschließende Nebenspitze. Fünf Nebenspitzen können vorkommen. Die Wurzel ist hoch und flach, mit einem geradlinigen Basalrand. Sie besitzt einen geraden oder konkaven vorderen Rand und einen ebensolchen hinteren Rand. Die basale Seite kann einige flache Furchen auf ihrer ganzen Oberfläche aufweisen.

Der schmale Symphysenzahn hat eine gerade Spitze und eine sehr hohe und dicke Wurzel. Manchmal sind an seiner Basis ein paar kleine Seitenspitzen vorhanden.

Material:

Ahnetal: 2 Zähne SNMK, 1 Zahn und 2 Fragmente SG.

Glimmerode: 1 Zahn SVDH.

Deute: 2 Fragmente SVDH und SR, 1 Zahn SUGÖ.

Bemerkung:

An vielen Oligozän-Fundorten nachgewiesene Art, aber nirgendwo häufig. Lebte im Gegensatz zu rezenten Arten in küstennahen Bereichen.

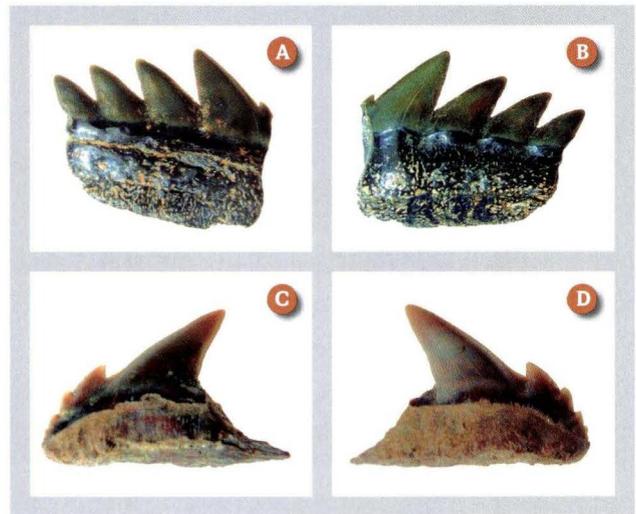


Abb. 6. *Notorynchus primigenius* (AGASSIZ 1843)

A) Lateraler Unterkieferzahn (defekt), labial, Höhe 15 mm, Breite 18 mm, SNMK, Ahnetal.

B) Selber Zahn, lingual.

C) Lateraler Oberkieferzahn (Fragment), lingual, Höhe: 10 mm, Breite: 16 mm, SNMK, Ahnetal.

D) Selber Zahn, labial.

Ordnung	Squaliformes GOODRICH 1909
Familie	Squalidae BLAINVILLE 1816
Gattung	<i>Squalus</i> LINNAEUS 1758

Squalus alsaticus (ANDREAE 1892)

(Abb. 7 A–F)

*1892 *Acanthias alsaticus* ANDREAE

1928 *Squalus alsaticus* (ANDREAE 1892) WEILER

1991a *Megasqualus orpiensis* (WINKLER 1874) FREESS

Zahnbeschreibung:

Kleine Zähne (meist unter 5 mm breit) mit weit zurück gebogener Hauptspitze; auf der Labialseite ein bis zur plattform-

artigen Wurzel reichender Schmelzfortsatz. Oft ist bei kleineren Zähnen die überhängende labiale Kronenbasis nahezu geradlinig oder leicht geschwungen, während sie bei größeren Zähnen meist einen lobenartigen Verlauf zeigt.

Material:

Ahnetal: 3 Zähne SG, 6 abgeschliffene Zähne SR.

Glimmerode: 2 Zähne SM.

Ittersberg (Deute): 1 Zahn SM.

Bemerkung:

Durch geringe Größe der Zähne oft übersehene Art. Trotz großer Mengen geschlammten Sedimentes relativ selten im Ahnetal nachgewiesen.

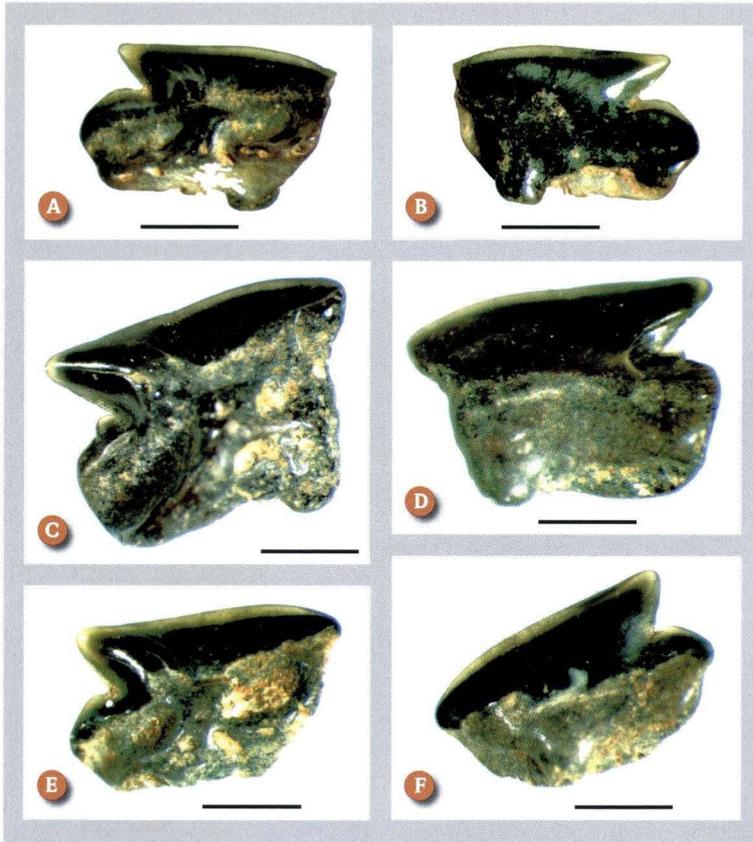


Abb. 7. *Squalus alsaticus* (ANDREAE 1892)
 A) Antero-lateraler Zahn, lingual, Ahnetal, SG.
 B) Selber Zahn, labial.
 C) Antero-lateraler Zahn, lingual, SG, Ahnetal.
 D) Selber Zahn, labial.
 E) Antero-lateraler Zahn, lingual, SG, Ahnetal.
 F) Selber Zahn labial.
 Maßstab = 1 mm

Überordnung
Ordnung
Familie
Gattung

Squatinomorphii COMPAGNO 1973
 Squatiniformes DE BUEN 1926
 Squatinidae BONAPARTE 1838
Squatina DUMERIL 1806

Zahnbeschreibung:

Zähne mit schlanker Krone und breiter Wurzelplattform je nach Kieferstellung. Wurzelplattform von mehr oder weniger breitem, etwa rhombischem Umriss. Unterseite mit deutlichen Nährforamen (Foramen nutricum). Von der am Vorder- rand der Wurzelplattform gelegenen Zahnkrone reicht ein Schmelzfortsatz bis unter die Unterkante der Plattform.

Material:

Ahnetal: 1 Zahn und 3 Fragmente SG, 7 Zähne SR.
Glimmerode: 5 Zähne und einige Fragmente SM.

Bemerkung:

Die Unterschiede der einzelnen *Squatina*-Arten und ihre innerartliche Variabilität sind kaum bekannt. REINECKE et al. (2005) erwähnen, dass die Unterscheidung der verschiedenen Arten dieser Gattung äußerst problematisch ist.

Squatina sp.
 (Abb. 8 A–D)

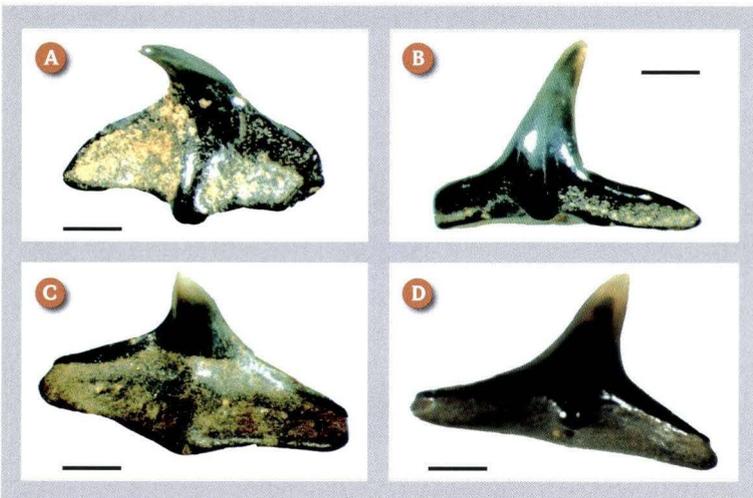


Abb. 8. *Squatina* sp.
 A) Antero-lateraler Zahn, lingual (defekt), SG, Ahnetal.
 B) Selber Zahn, labial (defekt).
 C) Antero-lateraler Zahn, lingual, SG, Ahnetal.
 D) Selber Zahn, labial.
 Maßstab = 1 mm.

Familie Odontaspidae MÜLLER & HENLE 1838
Gattung *Carcharias* RAIFINESQUE 1810

Carcharias acutissimus (AGASSIZ 1844)

(Abb. 9 A–F)

- *1844 *Lamna* (*Odontaspis*) *acutissima* AGASSIZ
- 1844 *Lamna* (*Odontaspis*) *contortidens* AGASSIZ
- 1844 *Lamna* (*Odontaspis*) *dubia* AGASSIZ
- ?1875 *Odontaspis gustrowensis* WINKLER
- 1898 *Odontaspis contortidens* (AGASSIZ 1844) JAEKEL
- 1906 *Odontaspis acutissima* (AGASSIZ 1844) PRIEM
- 1906 *Odontaspis cuspidata* var. *hopei* (AGASSIZ 1844) PRIEM
- 1965 *Odontaspis acutissima acutissima* (AGASSIZ 1844) KRUCKOW
- 1986 *Synodontaspis acutissima* (AGASSIZ 1844) NOLF
- 1988 *Carcharias acutissima* (AGASSIZ 1844) WARD
- 1996 *Eugomphodus acutissimus* (AGASSIZ 1844) MÜLLER

Zahnbeschreibung:

Zur Unterscheidung von *Carcharias acutissimus* und der nahe verwandten Art *Carcharias cuspidatus*: *Carcharias acutissimus* ist in ausgewachsener Form kleiner als *Carcharias cuspidatus* und besitzt meistens (aber nicht immer) auf der lingualen (= inneren) Kronenseite eine vertikale Schmelzstreifung, *Carcharias cuspidatus* dagegen nie. Ihre Seitenspitzen sind gewöhnlich etwas höher und spitzer. Ein zweites Paar Seitenzähne kann bei adulten Zähnen von *C. acutissimus* in allen Positionen, bis auf den Parasymphysenzahn des Unterkiefers und die ersten anterioren Zähne des Unter- und Oberkiefers, vorkommen, ist oft aber rudimentär entwickelt.

Als variabel ausgeprägtes Merkmal beobachtet man kurze, vertikale Schmelzfalten- oder Knoten an der labialen Kronenbasis von sehr weit hinten gelegenen lateralen Zähnen und posterioren Zähnen des Unter- und Oberkiefers.

Material:

Ahnetal: 3 Zähne SNMK, 5 Zähne SG.

Bemerkung:

Eine sehr häufige, von Oligozän bis Pliozän weltweit verbreitete Art. Diese Art wurde an keinen anderen vergleichbaren Vorkommen des oberen Oligozäns im Nordseebecken nachgewiesen.

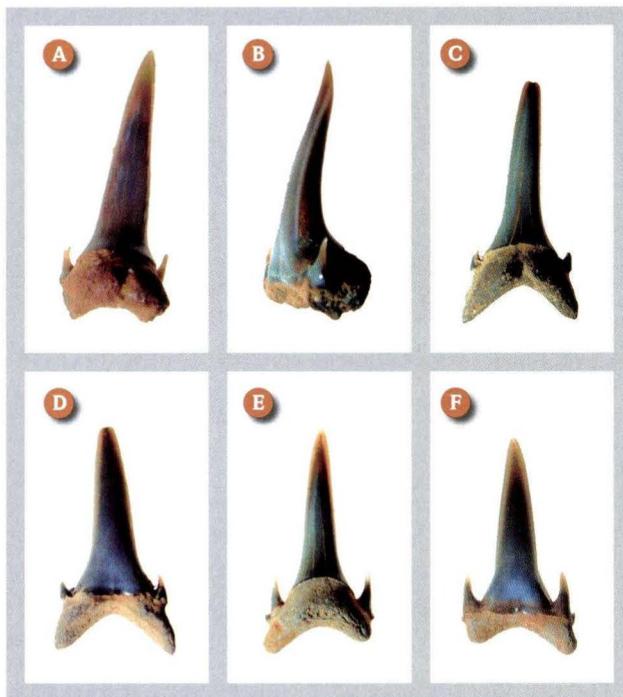


Abb. 9. *Carcharias acutissimus* (AGASSIZ 1844)

- A) Anteriorer Unterkieferzahn, lingual, Höhe: 16 mm, Breite: 5 mm; SG, Ahnetal.
- B) Selber Zahn, labial.
- C) Anteriorer Unterkieferzahn, lingual, Höhe: 15 mm, Breite: 7 mm, SG, Ahnetal.
- D) Selber Zahn, labial.
- E) Anteriorer Unterkieferzahn, lingual, Höhe: 15 mm, Breite: 7 mm, SG, Ahnetal.
- F) Selber Zahn, labial.

Carcharias cuspidatus (AGASSIZ 1844)

(Abb. 10 A, B)

- *1844 *Lamna* (*Odontaspis*) *cuspidata* AGASSIZ
- 1844 *Lamna* (*Odontaspis*) *denticulata* AGASSIZ
- 1875 *Odontaspis cuspidata* (AGASSIZ 1844) WINKLER
- 1898 *Odontaspis denticulata* (AGASSIZ 1844) JAEKEL
- 1965 *Odontaspis* (*Synodontaspis*) *cuspidata cuspidata* (AGASSIZ 1844) KRUCKOW
- 1986 *Synodontaspis cuspidata* (AGASSIZ 1844) NOLF
- 1988 *Carcharias cuspidata* (AGASSIZ 1844) WARD
- 1996 *Eugomphodus cuspidatus* (AGASSIZ 1844) MÜLLER

Zahnbeschreibung:

Adult siehe *Carcharias acutissimus*.

Juvenile Zähne der lateralen Oberkieferpositionen, mit minimalen Zahnhöhen von 8–9 mm, haben dreieckige Hauptspitzen mit einer relativ zur Kronenhöhe breiten Basis und eine wenig ausgebildete Wurzel, die im Unterschied zu adulten Zähnen kaum breiter ist als die Krone. Wie bei adulten Zähnen sind die Seitenzähne der juvenilen Exemplare entweder niedrig dreieckig, oder bilden einen flachen, gezähnten Kamm.

Material:

Ahnetal: 2 Zähne SVDH, 1 Zahn SG.

Glimmerode: 81 (fragmentäre) Zähne SNMK, 12 (teilweise beschädigt) SVDH, 1 Zahn SR.

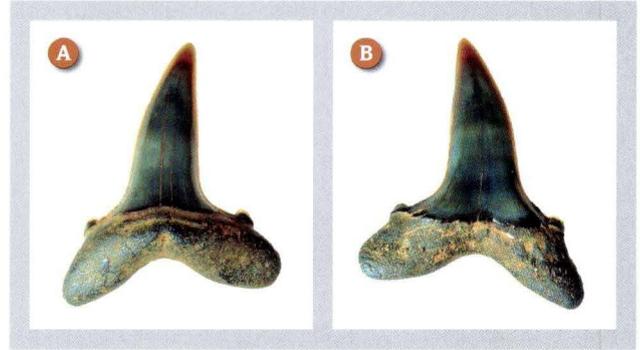
Bemerkung:

Seltsamerweise ist diese weit verbreitete und häufige Art trotz langjähriger Suche im Ahnetal nur sehr selten nachgewiesen worden.

Abb. 10. *Carcharias cuspidatus* (AGASSIZ 1844)

A) Lateraler Oberkieferzahn, lingual, Höhe: 29 mm, Breite: 20 mm, SG, Ahnetal.

B) Selber Zahn, labial.



Familie
Gattung

Lamnidae MÜLLER & HENLE 1838
Carcharoides AMEGHINO 1901

Carcharoides caticus (PHILIPPI 1846)

(Abb. 11 A–D)

*1846 *Otodus caticus* PHILIPPI

1970 *Lamna caticca* (PHILIPPI 1846) CAPPETTA

1978b *Carcharoides caticus* (PHILIPPI 1846) VON DER HOCHT

Zahnbeschreibung:

Charakteristisch für diese Form sind die stark entwickelten, hohen, spitzen Nebenzähnen. Die relativ stark nach hinten geneigten flachen Kronen der Oberkieferlateralzähne sind mit scharfen Schneiden versehen. Die Wurzel ist sehr niedrig und hat weit gespreizte Äste.

Die Krone der Unterkieferzähne ist schlanker und steht meist nahezu senkrecht auf der Wurzel, deren Äste nicht so stark gespreizt sind und die insgesamt höher ist. Die extrem dünne, klingenartige Krone ist sofort erkennbar, so dass die Art auch in Bruchstücken auffällt.

Material:

Ahnetal: 2 Zähne SG, 1 (beschädigter) Zahn SSMF, 2 Zähne SR, 1 (beschädigter) Zahn SVDH, 2 Zähne SNMK.

Glimmerode: 1 Zahn SM.

Bemerkung:

Kassel (Wilhelmshöhe) gilt als Typuslokalität für diese Art. Aufgrund ihrer vermutlich pelagischen (Hochsee) Lebensweise überall sehr selten nachgewiesene Art. Interessanterweise besitzt diese Art sowohl typisch odontaspide Vorderzähne, als auch typisch lamnide Seitenzähne.

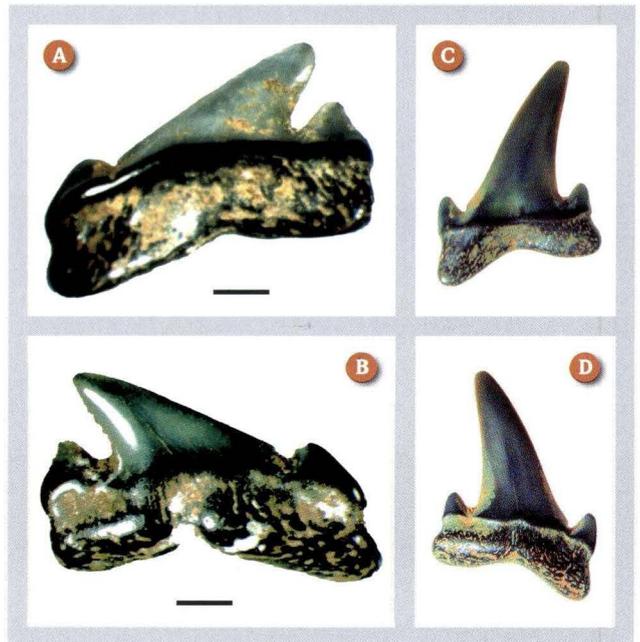


Abb. 11. *Carcharoides caticus* (PHILIPPI 1846)

A) Hinterer lateraler Zahn des Oberkiefers, labial, SG, Maßstab = 1 mm, Ahnetal.

B) Selber Zahn, lingual.

C) Lateraler Zahn des Oberkiefers, labial, Höhe: 17 mm, Breite: 11 mm, SG, Ahnetal.

D) Selber Zahn, lingual.

Gattung

Isurolamna CAPPETTA 1976

Isurolamna gracilis (LE HON 1871)

(Abb. 12 A–H)

- *1871 *Oxyrhina gracilis* LE HON
- 1871 *Otodus rupeliensis* LE HON
- 1898 *Oxyrhinaleptodon* (AGASSIZ 1843) WITTICH
- 1910 *Lamna rupeliensis* (LE HON 1871) LERICHE
- 1910 *Oxyrhina desori* (SISMONDA 1849) LERICHE
- 1928 *Isurus desori* (SISMONDA 1849) WEILER
- 1964 *Lamiosstoma gracilis* (LE HON 1871) GLIKMAN
- 1971 *Isurus gracilis* (LE HON 1871) VAN DEN BOSCH
- 1992 cf. *Isurolamna affinis* (CASIER 1946) FREESS
- 1999 *Rhizoquadrangulus rupeliensis* (LE HON 1871) BAUT & GÉNAULT
- 1999 *Lamiosstoma rupeliensis* stage *gracilis* (LE HON 1871) ZHELESKO & KOSLOV
- ?1999 *Macrorhizodus nolfi* ZHELESKO & KOSLOV
- 2000 *Isurolamna gracilis* (LE HON 1871) MOTHS

Zahnbeschreibung:

Vorderzähne mit schlanker, hoher Krone, ohne Nebenzähnen. Lateralzähne mit niedrigen, breiten Kronen und massiver, plumper Wurzel. Nebenzähnen der Lateralzähne stark entwickelt, niedrig und breit.

Material:

Ahnetal: 2 Zähne SG, 1 Zahn SR, 2 (fragmentäre) Zähne SNMK.
Gelber Berg: 1 Zahn SSMF.

Bemerkung:

Anteriore Zähne von *I. gracilis* (LE HON 1871) wurden wegen der ähnlichen Heterodontie oft mit entsprechenden Zähnen von *Isurus desori* (SISMONDA 1849) verwechselt. Zur Unterscheidung beider Arten siehe REINECKE et al. (2001: 23).

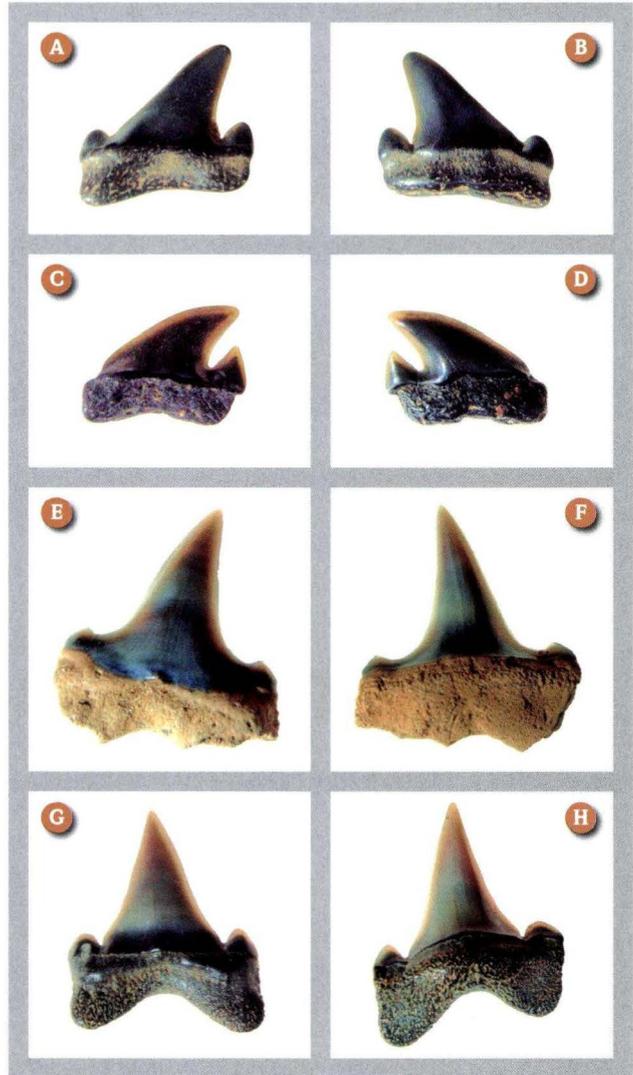


Abb. 12. *Isurolamna gracilis* (LE HON 1871)

- A) Lateraler Oberkieferzahn, labial, Höhe: 10 mm, Breite: 7 mm, SNMK, Ahnetal.
- B) Selber Zahn, lingual.
- C) Hinterer lateraler Oberkieferzahn, lingual, Höhe: 6 mm, Breite: 5 mm SNMK, Ahnetal.
- D) Selber Zahn, labial.

- E) Lateraler Zahn des Oberkiefers, labial, Höhe: 12 mm, Breite: 10 mm; SG, Ahnetal.
- F) Selber Zahn, lingual.
- G) Lateraler Zahn des Unterkiefers, labial, Höhe: 19 mm, Breite: 11 mm, SG, Ahnetal.
- H) Selber Zahn, lingual.

Gattung

Cosmopolitodus GLÜCKMANN 1964

Cosmopolitodus aff. *hastalis* (AGASSIZ 1838)

- 1991 *Isurus hastalis* (AGASSIZ 1838) FREESS
- 1996 *Macrorhizodus* aff. *hastalis* (AGASSIZ 1838) MÜLLER

MÜLLER (1996) beschrieb aus dem Eochattium des Ahnetals einen lateralen isuriden Oberkieferzahn mit breiter, distal geneigter Krone und niedrigen, rundlichen Seitenzähnen auf

schmalen Kronenabsätzen als *Macrorhizodus* aff. *hastalis* (AGASSIZ 1838) Morphologisch gleichartige Lateralzähne kommen in der Boom-Formation von Steendorp und Rumst, Belgien, vor und gehören dort zu *Cosmopolitodus flandricus* (LERICHE 1910). Lateralzähne sind wenig geeignet, die Verwandtschaftsbeziehungen der Gattungen *Isurus* und *Cosmopolitodus* zu klären.

Material:

Ahnetal: 1 Zahn ehemalige Sammlung Humberg, Verbleib unbekannt.

Cosmopolitodus/Isurus sp.
(Abb. 13 A, B)

Abgerollter isurider Lateralzahn eines Vertreters aus dem Formenkreis *Cosmopolitodus/Isurus*. Auf Artebene nicht bestimmbar. Gefunden in einer Schicht, in der Elemente des unterlagernden Rupeltons vorhanden sind.

Material:

Ahnetal: 1 abgerollter Zahn SG.

Abb. 13. Makozahn *Cosmopolitodus/Isurus* sp.

A) Oberkieferzahn, lingual, Höhe: 29 mm, Breite: 19 mm, SG, Ahnetal.

B) Selber Zahn, labial.



Gattung *Isurus* RAFINESQUE 1810

Isurus oxyrinchus (RAFINESQUE 1810)

*1849 *Oxyrhina desori* SISMONDA

1871 *Oxyrhina gracilis* LE HON

1970 *Isurus desori* CAPPETTA

1978a *Lamiostoma gracilis* VON DER HOCHT

2001 *Isurus oxyrinchus* (RAFINESQUE 1810) PURDY et al.

Zahnbeschreibung:

Vorderzähne mit schlanker hoher Krone (bis 4,5 cm hoch), ohne Nebenzähnen. Bei den seitlichen Zähnen des Unterkiefers ist die Krone stark nach hinten gebogen.

Material:

Glimmerode: 1 Zahn SM.

Familie Cetorhinidae GILL 1862
Gattung *Cetorhinus* BLAINVILLE 1816

Cetorhinus aff. *parvus* LERICHE 1908
(Abb. 14)

*1908 *Cetorhinus parvus* LERICHE (nur Kiemenreusenstrahlen)

1978a *Praecetorhinus parvus* (LERICHE 1908) VON DER HOCHT

1979 *Cetorhinus parvus* (LERICHE 1908) HERMAN (Oralzähne)

1984 Cetorhinidae Typ B VAN DEN BOSCH (Oralzähne)

1984 Cetorhinidae Typ A VAN DEN BOSCH (Kiemenreusenstrahlen)

Zahnbeschreibung:

Es konnten bisher nur die vom Kiemenreusenfilter stammenden Branchiospinae (Kiemenreusenstrahlen) nachgewie-

sen werden. Diese sind seitlich abgeflacht, besitzen eine breite, beilförmige obere Region und einen langen, schlanken Stab mit einem oft unregelmäßigen Schmelzüberzug.

Material:

Ahnetal: 1 unvollständiger Kiemenreusenstrahl SG.

Glimmerode: 1 unvollständiger Kiemenreusenstrahl SM.

Bemerkung:

Leider wurden die für die Taxonomie interessanteren Oralzähne noch nicht gefunden.

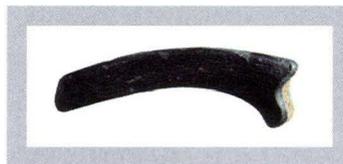


Abb. 14. *Cetorhinus* aff. *parvus* LERICHE 1908
Unvollständiger Kiemenreusenstrahl, Länge: 9 mm, SG, Ahnetal.

Ordnung Carcharhiniformes COMPAGNO 1973
Familie Scyliorhinidae GILL 1862
Gattung *Pachyscyllium* REINECKE et al. 2005

Pachyscyllium braaschi REINECKE et al. 2005

(Abb. 15 A–D)

v. 1875 *Otodus minutissimus* (WINKLER 1873) WINKLER

v. 1943 *Scyliorhinus* aff. *venloensis* WEILER

1957 *Scyliorhinus* aff. *venloensis* (WEILER 1943) WEILER

1965 *Scyliorhinus* aff. *venloensis* (WEILER 1943) KRUCKOW

P. braaschi kommt im Kasseler Meeressand des Ahnetals immer zusammen mit „*Scyliorhinus*“ aff. *distans* (PROBST 1879) vor. „*Scyliorhinus*“ aff. *distans* unterscheidet sich von *P. braaschi* durch die ausgeprägten Schmelzfalten vor allem an der labialen Kronenbasis, die distal geneigte Hauptspitze in den hinteren antero-lateralen Reihen und die kräftigeren und meist höheren Seitenzähne.

Material:

Ahnetal: 2 Zähne SG, 2 Zähne SNMK, 2 Zähne SR.

Abb. 15. *Pachyscyllium braaschi* REINECKE et al. 2005

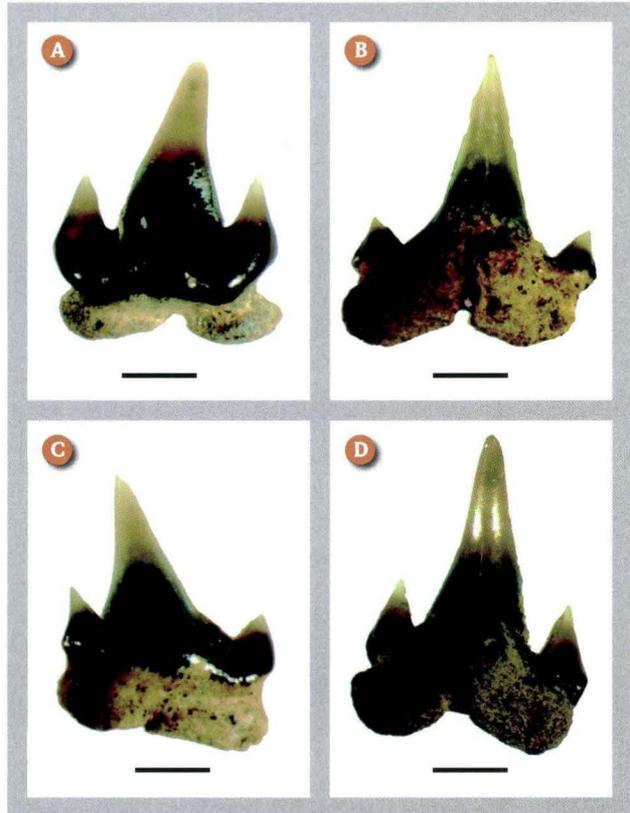
A) Antero-lateraler Zahn, labial, SG, Ahnetal. Maßstab = 1 mm.

B) Selber Zahn, lingual.

C) Antero-lateraler Zahn, labial, SG, Ahnetal.

Maßstab = 1 mm.

D) Selber Zahn, lingual.



Gattung *Premontreia* CAPPETTA 1992

Premontreia (Oxyscyllium) aff. *distans* (PROBST 1879)

(Abb. 16 A–E)

*1879 *Scyllium distans* PROBST

1978 *Scyliorhinus?* ex gr. *distans* (PROBST 1879)

VON DER HOCHT

Zahnbeschreibung:

Kleine Zähne (um 4 mm hoch) mit relativ schlanken Kronen und stark entwickelten Nebenzähnen. Der Schmelz der Krone zeigt stark entwickelte, etwas unregelmäßige und zum Teil sich verästelnde Schmelzfalten.

Material:

Ahnetal: 6 Zähne SG, 5 Zähne SNMK, 10 Zähne SR.

Glimmerode: 18 Zähne SM.

Ittersberg: 1 Zahn SM.

Bemerkung:

Zähne aus dem Formenkreis *Premontreia* aff. *distans* wurden von vielen Fundorten gemeldet, z.B. aus der miozänen Oberen Meeresmolasse Süddeutschlands und der Schweiz, und aus dem Hemmoorium, Miozän von Miste bei Winterswijk.

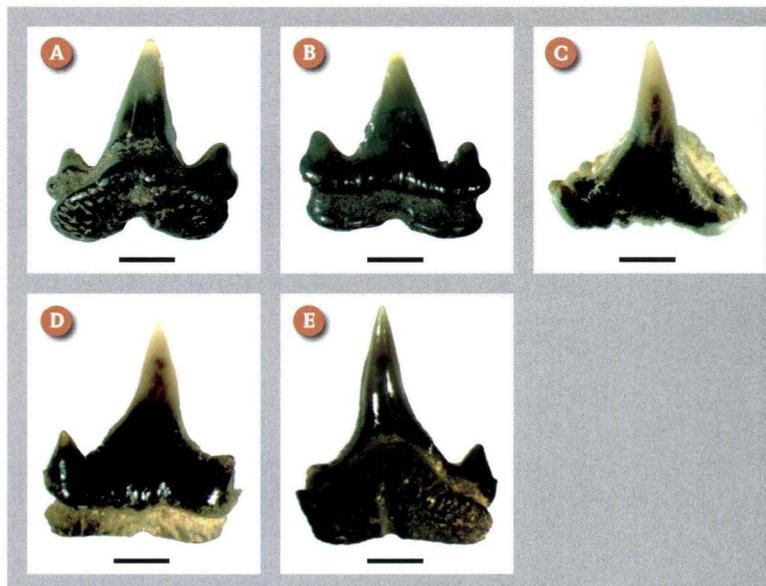


Abb. 16. *Premontreia (Oxyscyllium)* aff. *distans* (PROBST 1879)

A) Antero-lateraler Zahn, lingual, Ahnetal. SG, Maßstab = 1 mm.

B) Selber Zahn, labial.

C) Antero-lateraler Zahn, oklusal (pathologisch), SG, Ahnetal.

Maßstab = 1 mm.

D) Selber Zahn, labial (pathologisch).

E) Selber Zahn, lingual (pathologisch).

Familie Triakidae GRAY 1851
Gattung *Galeorhinus* BLAINVILLE 1816

Galeorhinus sp.
 (Abb. 17 A–C)

1978b *Galeorhinus* ex gr. *galeus* (LINNAEUS 1758)
 VON DER HOCHT

1986 *Galeorhinus* sp. ex gr. *galeus* (LINNAEUS 1758)
 VON DER HOCHT

Zahnbeschreibung:

Zähne des mittleren bis hinteren antero-lateralen Kieferbereiches zeigen eine breite, distal geneigte Krone, die labio-lingual eine geringere Dicke aufweist. Die labiale Kronenfläche ist nur wenig konvex und hat einen markanten Überhang über der niedrigen Wurzel. Die labialen und lingualen Kronenflächen sind glatt, bis auf vereinzelte kurze Schmelzstriae auf dem labialen Überhang. Die mediale Schneidekante ist nahezu glatt und zeigt einen geraden bis leicht konkaven Verlauf. Eine Serrulation der mesialen Schneidekante wird nur bei einem Zahn aus dem Ahnetal beobachtet. Die distale Schneidekante besitzt 3–6 Zähnchen. Die Hauptspitze ist relativ plump bei den größeren Zähnen und hat eine spitzere Gestalt bei den kleineren Zähnchen. Die Wurzelbasis ist eben und hat eine breite Nährfurche in die zwei Foramina münden. Material:

Ahnetal: 1 (kompletter) Zahn und 1 (fragmentärer) Zahn SR, 1 Zahn SG.

Bemerkung:

Es steht zu wenig Material für eine Artdiagnose zur Verfügung.

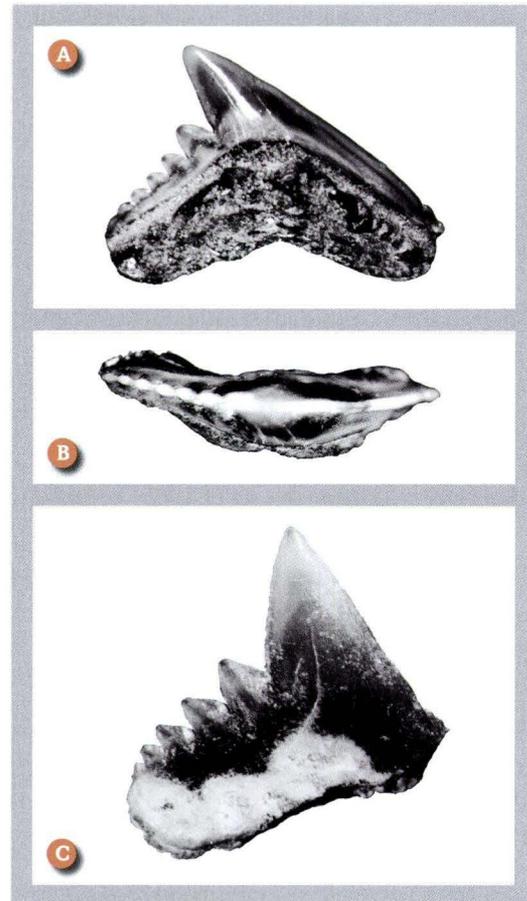


Abb. 17. *Galeorhinus* sp.

A) Kompletter Zahn, lingual, Höhe: 4,4 mm, Breite: 6,3 mm, SR, Ahnetal.

B) Selber Zahn, okklusal. (Foto: Reinecke)

C) Defekter Zahn, labial, Höhe: 3,8 mm, SR, Ahnetal. (Foto: Reinecke).

Familie Carcharinidae JORDAN & EVERMANN 1896
Gattung *Carcharhinus* BLAINVILLE 1816

Carcharhinus elongatus (LERICHE 1910)
 (Abb. 18 A–H)

1898 *Aprionodon* (*Carcharias*) *frequens* (DAMES 1883) WITTICH

?1898 *Scoliodon rhenanus* JAEKEL

?1898 *Hypoprion rhenanus* JAEKEL

1906 *Carcharias* (*Aprionodon*) aff. *acanthodon* (LE HON 1871)
 PRIEM

1906 *Carcharias* (*Aprionodon*) aff. *frequens* (DAMES 1883)
 PRIEM

*1910 *Sphyma elongata* (LERICHE)

1928 *Cestracion elongatus* (LERICHE 1910) WEILER

1957 *Aprionodon elongatus* (LERICHE 1910) WEILER

?1943 *Sphyrna* aff. *prisca* (AGASSIZ 1843) WEILER

1975 *Carcharhinus elongatus* (LERICHE 1910)
 VAN DEN BOSCH et al.

Zahnbeschreibung:

Vorderzähne mit hoher Krone und relativ schmaler Wurzel. Krone der Lateralzähne des Oberkiefers mit ziemlich breiter, deutlich zurück gebogener Hauptspitze und schwach gezähntem Schmelzsaum davor und dahinter. Lateralzähne des Unterkiefers mit schlanker Hauptspitze und kaum gezähntem Schmelzsaum.

Material:

Ahnetal: 19 Zähne SG, 2 Zähne SNMK, 1 Zahn SR, 2 Zähne SVDH, 12 Zähne SSMF, 2 Zähne SSMF, 1 Zahn SSMF.

Glimmerode: 2 Zähne SM, 1 Zahn SVDH.

Unhorizontiert: 1 Zahn SNMK.

Bemerkung:

Die Art kommt im Ahnetal relativ häufig vor, während sie an anderen Fundorten des Kasseler Meeressandes selten nachgewiesen wurde.

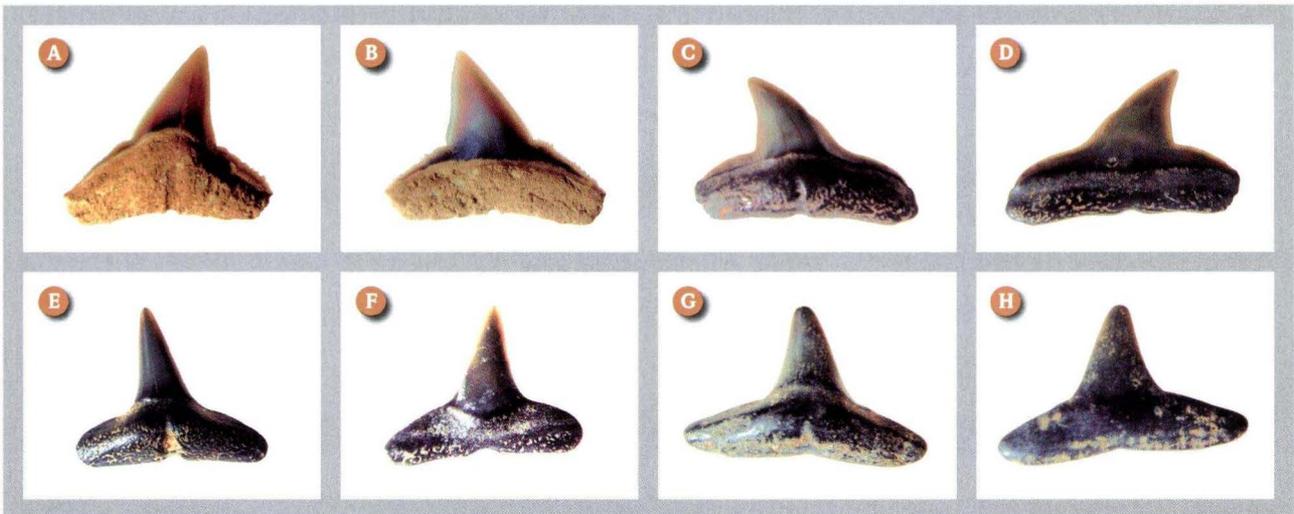


Abb. 18. *Carcharhinus elongatus* (LERICHE 1910)

- A) Antero-lateraler Oberkieferzahn, lingual, Höhe: 10 mm, Breite: 9 mm, SG, Ahnetal.
 B) Selber Zahn, labial.
 C) Hinterer antero-lateraler Oberkieferzahn, lingual, Höhe: 8 mm, Breite: 9 mm, SG, Ahnetal.
 D) Selber Zahn, labial.

- E) Antero-lateraler Unterkieferzahn, lingual, Höhe: 8 mm, Breite: 7 mm, SG, Ahnetal.
 F) Selber Zahn, labial.
 G) Antero-lateraler Unterkieferzahn, lingual, Höhe: 8 mm, Breite: 11 mm; SG, Ahnetal.
 H) Selber Zahn, labial.

Gattung *Galeocerdo* MÜLLER & HENLE 1837

Galeocerdo aduncus AGASSIZ 1843

(Abb. 19 A, B)

*1843 *Galeocerdo aduncus* AGASSIZ

1898 *Galeocerdo medius* WITTICH

?1898 *Galeocerdo contortus hassiae* JAEKEL (nur Oberkieferzähne)

Zahnbeschreibung:

Die Zähne von *G. aduncus* sind relativ groß (bis ca. 2,5 cm breit), sie zeigen eine dreieckige, ziemlich hohe Krone mit einer nach hinten gebogenen Spitze, außer in den vorderen Reihen, wo sie mehr aufgerichtet ist. Die vordere Schneidekante ist konvex, lang, häufig mit einer s-förmigen Außenlinie. Typisch für diese Art sind die Riffeln der Schneidekante, die ihrerseits eine Zählung zweiter Ordnung tragen.

Material:

Ahnetal: 1 Zahn SG, 1 Zahn (derzeitiger Aufbewahrungsort ist nicht bekannt), 1 Zahn SSMF.

Bemerkung:

Wurde von WEILER 1943 erstmals aus dem Kasseler Meeressand beschrieben.

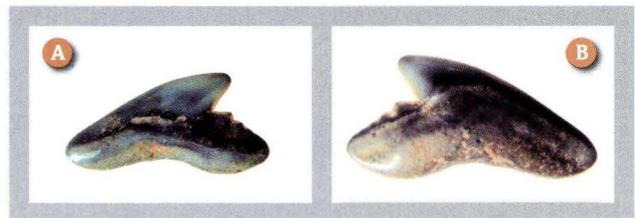


Abb. 19. *Galeocerdo aduncus* AGASSIZ 1843

- A) Antero-lateraler Zahn, labial, Höhe: 13 mm, Breite: 15 mm, SG, Ahnetal.
 B) Selber Zahn, lingual.

Galeocerdo cf. medius WITTICH 1898

(Abb. 20 A, B)

Zahnbeschreibung:

Diese Art soll sich durch das Fehlen der Zählung zweiter Ordnung von *G. aduncus* unterscheiden.

Material:

1 beschädigter Zahn aus der Sammlung Milde (SNMK). Leider nur mit der Fundortangabe: Kasseler Becken.

Bemerkung:

Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei dieser Art um eine Variante von *G. aduncus*.

Abb. 20. *Galeocerdo* cf. *medius* WITTICH 1898

- A) Lateralzahn, lingual (defekt), Höhe: 7 mm, Breite: 15 mm, SNMK, nur mit der Bezeichnung: Kasseler Becken.
 B) Selber Zahn, labial.



■ Gattung *Physogaleus* CAPPETTA 1980c

Physogaleus maltzani WINKLER 1875

(Abb. 21 A–H)

v*1875 *Galeus maltzani* WINKLER

?1943 *Eugaleus latus* (STORMS 1894) WEILER

?1957 *Eugaleus latus* (STORMS 1894) WEILER

?1961 *Eugaleus minor* (AGASSIZ 1843) KRUCKOW

1965 *Eugaleus latus* (STORMS 1894) KRUCKOW

v.1991 *Physogaleus latus* (STORMS 1894) FREESS

v.1991 *Physogaleus tertius* (WINKLER 1874) FREESS

v.1993 *Rhizoprionodon* aff. *fischeuri* (JOLEAUD 1912)
 FREESS & MÖLLER

v.1996 *Physogaleus latus* (STORMS 1894) POLKOWSKY

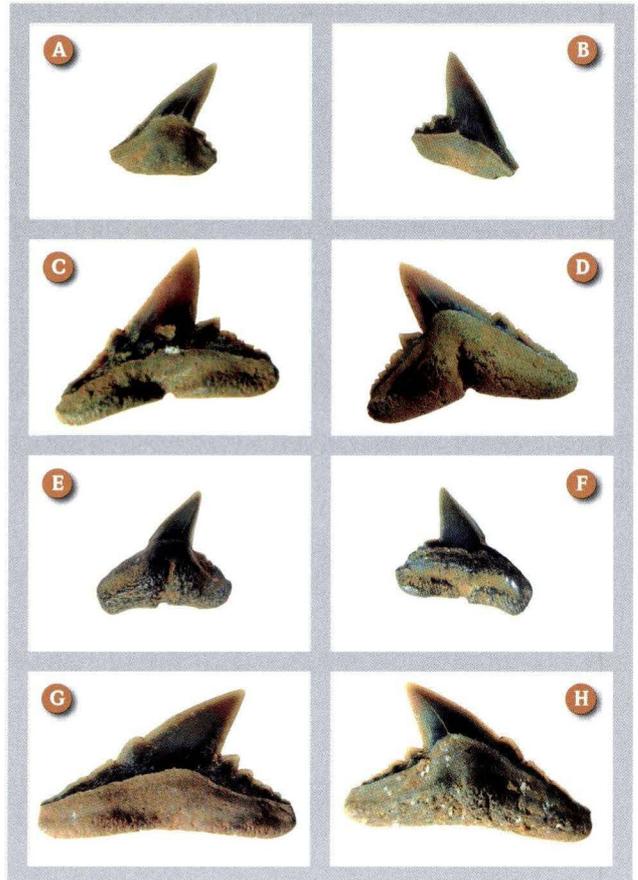
1996 *Physogaleus latus* (STORMS 1894) MÜLLER

Zahnbeschreibung:

Ober- und Unterkieferzähne von *P. maltzani* sind an der Basis der Hauptspitze mesio-distal schmaler und Oberkieferzähne von *P. maltzani* labio-lingual auch signifikant dünner als entsprechende Zähne von *P. latus* aus dem Rupelium. Die schmalere Hauptspitze bewirkt bei den Unterkieferzähnen von *P. maltzani* eine ausgeprägtere konkave Krümmung der mesialen Schneidekante. Die Kronen von *P. maltzani* wirken daher insgesamt schlanker und spitzer als solche von *P. latus*. Auf dem mesialen Kronenabsatz der Unterkieferzähne von *P. maltzani* sind niedrige Zähnchen oder unregelmäßige Kerben nur vereinzelt zu finden, bei *P. latus* sind sie fast immer vorhanden. Entsprechendes gilt für den mesialen Kronenabsatz der vorderen und seitlichen Oberkieferzähne. Während bei *P. maltzani* die Zähnelung sehr schwach und unregelmäßig entwickelt ist, treten bei *P. latus* meistens sehr ausgeprägte mesiale Zacken auf, die bei manchen Zähnen fast so kräftig wie die distalen Seitenzähne entwickelt sind. Manche Zähne lassen sich (ohne Kenntnis der stratigraphischen Herkunft) nicht eindeutig einer der beiden Arten zuordnen. Dies gilt für die medialen Zähne und die wenig differenzierten Zähne aus hinteren Reihen und der Kommissur.

Material:

Ahnetal: 12 Zähne SG, 6 Zähne SNMK.

**Abb. 21.** *Physogaleus maltzani* WINKLER 1875

- A) Antero-lateraler Zahn des Oberkiefers, lingual, Höhe: 8 mm, Breite: 7 mm, SG, Ahnetal.
 B) Selber Zahn, labial.
 C) Antero-lateraler Zahn des Oberkiefers, labial, Höhe: 12 mm, Breite: 11 mm, SG Ahnetal.
 D) Selber Zahn, lingual.
 E) Antero-lateraler Zahn des Oberkiefers, lingual, Höhe: 7 mm, Breite: 8 mm; SG, Ahnetal.
 F) Selber Zahn, labial.
 G) Antero-lateraler Zahn des Oberkiefers, labial, Höhe: 11 mm, Breite: 12 mm, SG, Ahnetal.
 H) Selber Zahn, lingual.

Überordnung Batomorphii CAPPETTA 1980b
Ordnung Rajiformis BERG 1940
Familie ?Arhynchobatidae FOWLER 1934

Raja ceciliae STEURBAUT & HERMAN 1978

(Abb. 22 A–F)

1978 *Raja heinzelini* STEURBAUT & HERMAN

1978 *Raja terhagenensis* STEURBAUT & HERMAN

1978 *Raja ceciliae* STEURBAUT & HERMAN

Zahnbeschreibung:

Sehr kleine Zähne mit deutlich asymmetrischer Krone. Die Kronenvorderfläche ist breit und ziemlich eben. Der Transversalgrat ist weit nach hinten gerückt und läuft in einer starken Spitze aus. Die Kronenhinterfläche ist schmal und fällt steil zur Wurzel ab. Die Wurzel ist stark entwickelt, zweilappig mit medianem Kanal und fast ebener Unterseite. Eine weitere Variante (Männchen?) dieser Art, die früher zu *R. terhagenensis* gezählt wurde, zeichnet sich durch eine Krone mit einer starken Spitze mit abgerundetem dreieckigem Querschnitt aus.

Material:

Ahnetal: 4 unvollständige Zähne SG, 9 Zähne SR.

Ittersberg: 3 unvollständige Zähne SM.

Bemerkung:

Die früheren drei Arten *R. ceciliae*, *R. terhagenensis* und *R. heinzelini* wurden 1999 von HOVESTADT & HOVESTADT-EULER zusammengefasst.

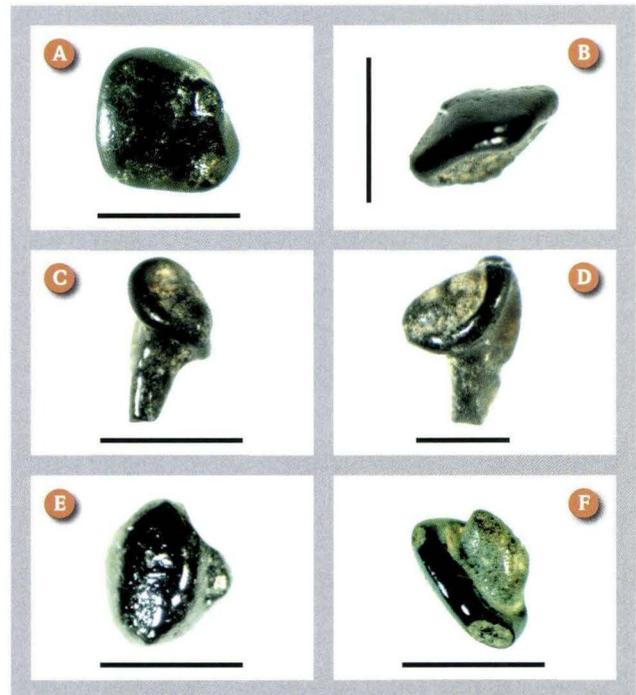


Abb. 22. *Raja ceciliae* STEURBAUT & HERMANN 1978

Alle Zähne SG, Fundort Ahnetal und Maßstab = 1 mm.

A) Antero-lateraler weiblicher Zahn, okklusal.

B) Antero-lateraler weiblicher Zahn, labial.

C) Antero-lateraler männlicher Zahn, labial.

D) Antero-lateraler männlicher Zahn, labial.

E) Antero-lateraler weiblicher Zahn, okklusal.

F) Antero-lateraler weiblicher Zahn, basal.

Familie Rajidae BLAINVILLE 1816
Gattung *Raja* LINNAEUS 1758

Raja casieri STEURBAUT & HERMAN 1978

(Abb. 23 A–C)

Zahnbeschreibung:

Sehr kleine Zähne (bis etwa 1,5 mm Kronenbreite) mit recht massiver Krone. Beherrschendes Element in der Morphologie der Kronenoberseite ist ein relativ stark ausgeprägter Transversalgrat, der in der Mitte zu einer deutlichen, breiten Spitze ausgezogen ist.

Material:

Ahnetal: 1 Zahn SG.

Bemerkung:

Zum ersten Mal wurde diese Art aus dem Kasseler Meeressand nachgewiesen. Trotz großer Mengen ausgeschlammten Sedimentes blieb es bei diesem Einzelfund.

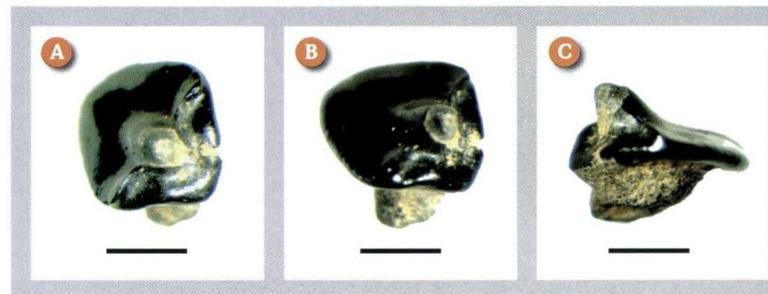


Abb. 23. *Raja casieri* STEURBAUT & HERMANN 1978

A) Antero-lateraler weiblicher Zahn, okklusal, SG, Maßstab = 1 mm, Ahnetal.

B) Antero-lateraler weiblicher Zahn, Profil, SG, Ahnetal Maßstab = 1 mm.

C) Antero-lateraler weiblicher Zahn, okklusal, SG, Ahnetal. Maßstab = 1 mm.

Ordnung
Familie
Gattung

Myliobatiformes COMPAGNO 1973
Dasyatidae JORDAN 1888
Dasyatis RAFINESQUE 1810

gelmäßige Kerben zum Vorderrand ausgehen. Die zweilappige Wurzel ist groß und steht etwas schräg zur Mittelachse der Krone.

Dasyatis aff. *delfortriei* CAPPETTA 1970

(Abb. 24 A–K)

1970 *Dasyatis delfortriei* CAPPETTA

Zahnbeschreibung:

Sehr kleine Zähne, Krone mit abgerundetem, pentagonalem Umriss. Zwischen den beiden Lateralecken verläuft ein meist kräftiger Transversalgrat, von dem einige kräftige, etwas unre-

Material:

Ahnetal: 1 und 3 Zähne SG, 16 und 27 Zähne SR.

Glimmerode: 2 Zähne SM.

Ittersberg: 1 Zahn SM.

Bemerkung:

BOY (1975a) beschrieb diese Art sehr ausführlich aus dem Mainzer Becken.

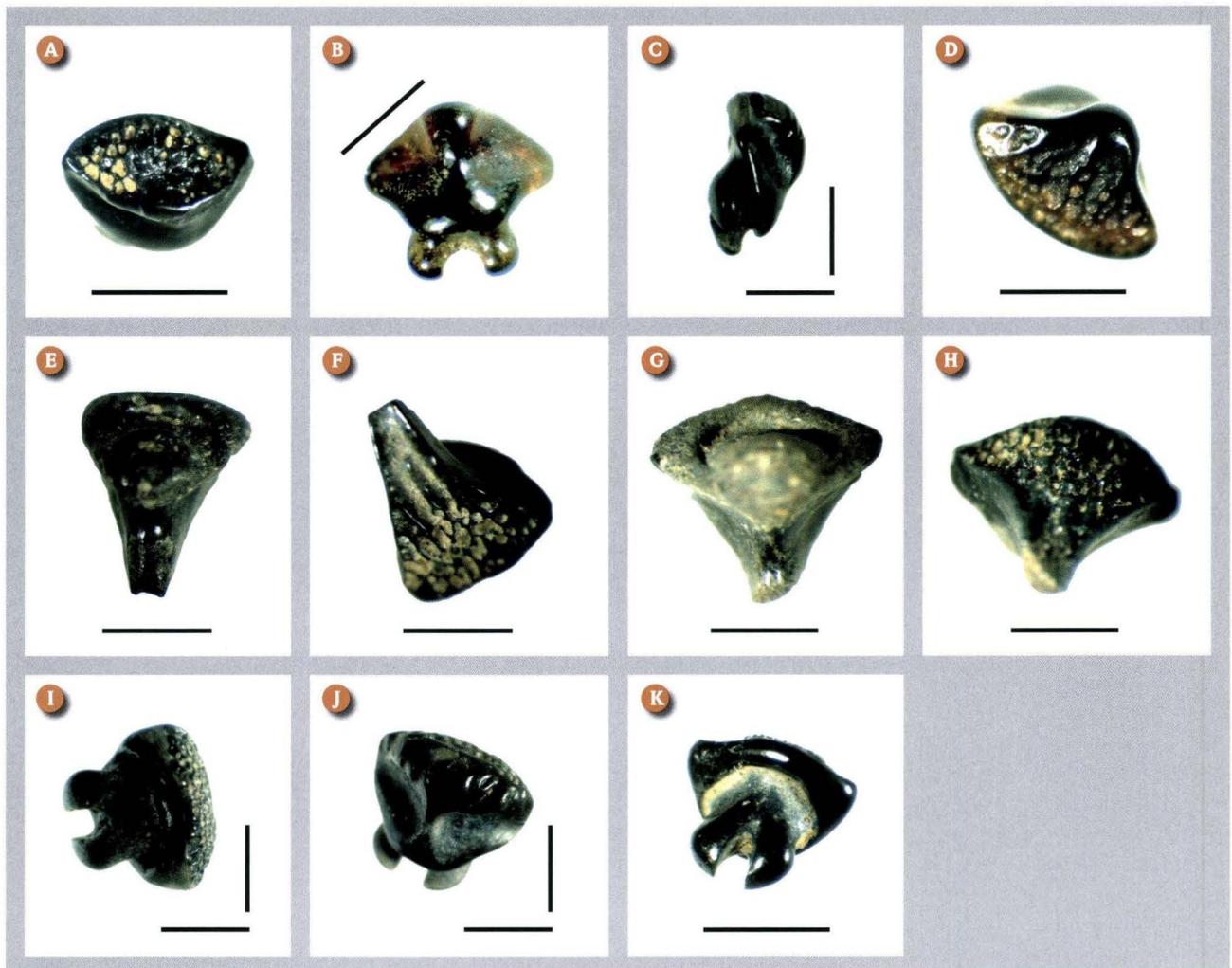


Abb. 24. *Dasyatis* aff. *delfortriei* CAPPETTA 1970

Alle Zähne SG, Maßstab = 1 mm und Fundort Ahnetal.

- A) Antero-lateraler weiblicher Zahn, okklusal,
- B) lingual,
- C) Profilansicht,
- D) okklusal.
- E) Antero-lateraler männlicher Zahn, basal,

- F) okklusal,
- G) basal,
- H) okklusal.
- I) Antero-lateraler weiblicher Zahn, basal,
- J) lingual,
- K) basal.

Familie Myliobatidae BONAPARTE 1838
Gattung *Myliobatis* CUVIER 1817

Myliobatis (sensu lato) sp.
 (Abb. 25 A–E)

Zahnbeschreibung

Die Symphysenzähne sind mesio-distal gestreckt und zeigen in okklusaler Ansicht einen hexagonalen Umriss. Laterale Zähne zeigen in okklusaler Ansicht einen nahezu hexagonal-rhombischen Umriss mit etwas größerem labial-lingualem Durchmesser.

Material:

Ahnetal: 5 mediane Zahnleisten und 11 Zähne aus dem Lateralbereich SG, 36 mediane und 4 Lateralzähne SNMK, 4 mediane (fragmentär) und 5 Lateralzähne SR, 5 mediane und 3 laterale Zähne SVDH.

Glimmerode: 3 mediane Zahnleisten und 2 Zähne aus dem Lateralbereich SM.

Bemerkung:

Isolierte Zähne aus der Gattung *Myliobatis* sp. sind aufgrund großer innerartlicher Variationen nicht auf Artebene bestimmbar.



Abb. 25. *Myliobatis* (sensu lato) sp.
 A) Symphysenzahn, basal, Höhe: 5 mm, Breite: 22 mm, Tiefe: 6 mm, SNMK, Glimmerode.
 B) lingual.
 C) *Myliobatis* sp. Symphysenzahn; okklusal, SG, Ahnetal.
 D) basal, Ahnetal.
 E) Profil.

Familie Rhinopterae JORDAN & EVERMANN 1896
Gattung *Rhinoptera* CUVIER 1829

Rhinoptera sp.
 (Abb. 26 A, B)

Zahnbeschreibung:

Der hexagonale Umriss und die Abmessungen des Zahnes, insbesondere das Breiten–Tiefen-Verhältnis, sprechen dafür,

dass es sich bei diesem Zahn um einen Vertreter der Gattung *Rhinoptera* handelt.

Material:

Ahnetal: 1 Zahn SG Ahnetal.

Bemerkung:

Der Nachweis der Gattung *Rhinoptera* kann als Erstnachweis für das Ober-Oligozän des gesamten Nordseebeckens gewertet werden.

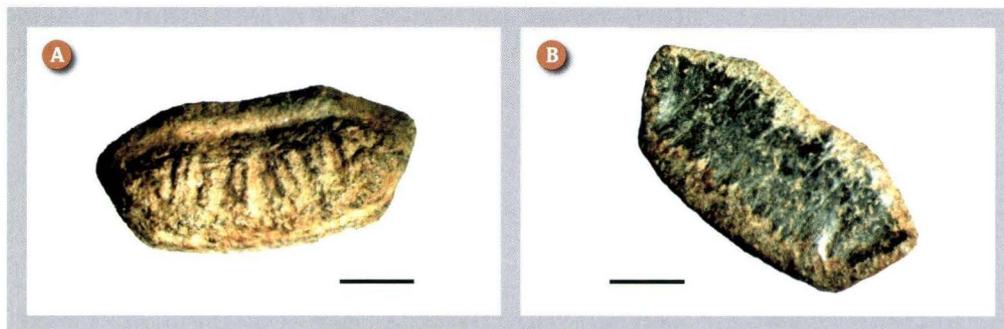


Abb. 26. *Rhinoptera* sp.
 A) Zahn einer lateralen Reihe, okklusal, SG, Ahnetal. Maßstab = 1 mm.
 B) basal.

7 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Nach vorliegendem Kenntnisstand sind an den Fundorten Ahnetal, Glimmerode, Kaufungen und Deute (= Ittersberg) 19 Elasmobranchiergattungen mit 23 Arten nachgewiesen. Von diesen 23 Arten kommen allein im oberen Ahnetal 20 vor, wobei die Arten *Raja casieri* STEURBAUT & HERMAN 1978 und *Pachyscyllium braaschi* REINECKE et al. 2005 Neunachweise für das gesamte Ober-Oligozän der Hessischen Senke darstellen. Das Vorkommen der Rochenart *Rhinoptera* sp. kann als Erstnachweis für das Ober-Oligozän des gesamten Nordseebeckens gewertet werden. Dabei sprechen die stratigraphische Position des Fundes sowie seine gute Erhaltung gegen eine Umlagerung aus dem Rupelton.

WEILER listete 1943 im Ahnetal nur neun Gattungen auf. VON DER HOCHT veröffentlichte 1978 eine vorläufige Liste, nach der es im NW-deutschen Chattium mindestens 24 Chondrichthyes-Arten geben soll. Auch 1986 gibt er eine Tabelle zur Verbreitung der Chondrichthyes-Arten vom Eozän bis Miozän in NW-Deutschland an. Berücksichtigt wurden dabei die Faunen des Sternberger Gesteins, von Bünde, vom Niederrhein, von Astrup bei Osnabrück sowie von Kassel. Alle Faunen sind seiner Meinung nach aber unvollständig, da offensichtlich kleinzahnige Arten nicht berücksichtigt wurden. Aus dieser Tabelle kann man für das NW-deutsche Ober-Oligozän auf 24 Gattungen schließen.

Nach REINECKE et al. (2005) dagegen sind im Chattium des Nordseebeckens und angrenzender Gebiete 35 Elasmobranchierarten bzw. -gattungen nachgewiesen.

Betrachtet man die Faunenzusammensetzung an den Fundorten Ahnetal, Glimmerode und Deute genauer, fallen doch signifikante Unterschiede auf. So macht die Selachier-Art *Carcharias cuspidatus* (AGASSIZ 1844) am Fundort Glimmerode mehr als 70 % der Gesamtfaua aus, während im Ahnetal und am Ittersberg bei Deute die Rochenarten *Myliobatis* sp. bzw. *Raja ceciliae* größere Anteile an der Faunenzusammensetzung haben.

Falls sich in dieser Verteilung nicht ein unterschiedlich intensiver Bearbeitungsstand (respektive unterschiedlich gründliche Probenaufbereitung und -auslese) der einzelnen Fundorte widerspiegeln sollte, können eigentlich nur ökologische Faktoren dafür verantwortlich sein.

REINECKE et al. veröffentlichten 2005 eine Tabelle mit wichtigen Ökomorphotypen von Haien und Rochen mit Bezug zu den Elasmobranchierfaunen des Oberen Oligozäns und Unteren Miozäns im Nordseebecken. Bei einer Übertragung auf die bisher bekannten nordhessischen oberoligozänen Elasmobranchierfaunen zeigt sich, dass zumindest die unten aufgeführten

und erläuterten acht Ökomorphotypen abgegrenzt werden können (in Klammern sind die in Nordhessen vorkommenden Gattungen aufgeführt).

Schelfbereiche von Kontinenten und Inseln:

Aquilopelagisch (*Myliobatis*): Bodennah und pelagisch lebende Rochen mit beiderseits dreieckig verbreiteter Körperscheibe; die vertikale Bewegung der Brustflossen erzeugt eine flugähnliche Fortbewegung; Ernährung durophag (*Myliobatidae*, *Rhinopteridae*) oder durch Filtern von Plankton (*Mobulidae*).

Eurytroph-litoral (*Notorynchus*, *Galeocерdo*): Küstennah lebende, große Haie, 3 bis >5 m lang; Zähne groß und breit, mit gesägten Schneidekanten oder zahlreichen Spitzen. Opportunistische Jäger mit großem Beutespektrum, einschließlich mariner Säugetiere, anderer Elasmobranchier, Seevögel und Kadaver (omnivor).

Mesobenthisch-litoral (*Scyliorhinus*, *Pachyscyllium*): Bodennah lebende Haie mit etwas abgeflachtem Körper, meist 1–1,5 m lang; unspezialisierte Bezahnung, geeignet zum Packen und Zerquetschen von Beutetieren (Invertebraten, Knochenfische, Krebstiere).

Mesotroph-litoral (*Carcharias*, *Physogaleus*, *Carcharhinus*, *Squalus*, *Galeorhinus*): Küstennah lebende, aktiv schwimmende Haie mit unspezialisierter, vor allem piscivorer Ernährung; typischerweise 1,5–2 m lang; Heterodontie zwischen Ober- und Unterkiefer (dignath) und entlang der Kieferbögen (monognath) mäßig ausgeprägt.

Mikrotroph-litoral (*Cetorhinus*): Sehr große, langsam schwimmende Haie mit speziellen Organen in der Kiemenregion zum Filtern von Plankton; Zähne sehr klein, funktionell reduziert.

Platybenthisch-litoral (*Squatina*): Haie mit sehr flachem Körper; auf dem Meeresboden ruhend oder im Substrat eingegraben; durchschnittlich 1,5–2 m lang; Zähne hakenförmig und schlank.

Rajobenthisch (*Raja*, *Dasyatis*): Bodennah lebende Rochen mit breiter Körperscheibe. Schwimmbewegung durch Undulation der Brustflossen.

Offener Ozean:

Aquilopelagisch: siehe oben.

Makropelagisch/tachypelagisch (?*Carcharoides*, *Isurus*, ?*Isorolamna*): Große ozeanische Haie, spezialisiert auf Kno-

chenfische und Knorpelfische unterschiedlicher Größe, sowie Cephalopoden; ausgestattet z.T. mit speziellen Beute-Strategien und der Fähigkeit zur erheblichen Beschleunigung beim

Schwimmen; mittelgroße bis große Zähne mit ungezähnelten Schneidekanten.

Ökomorphotypen

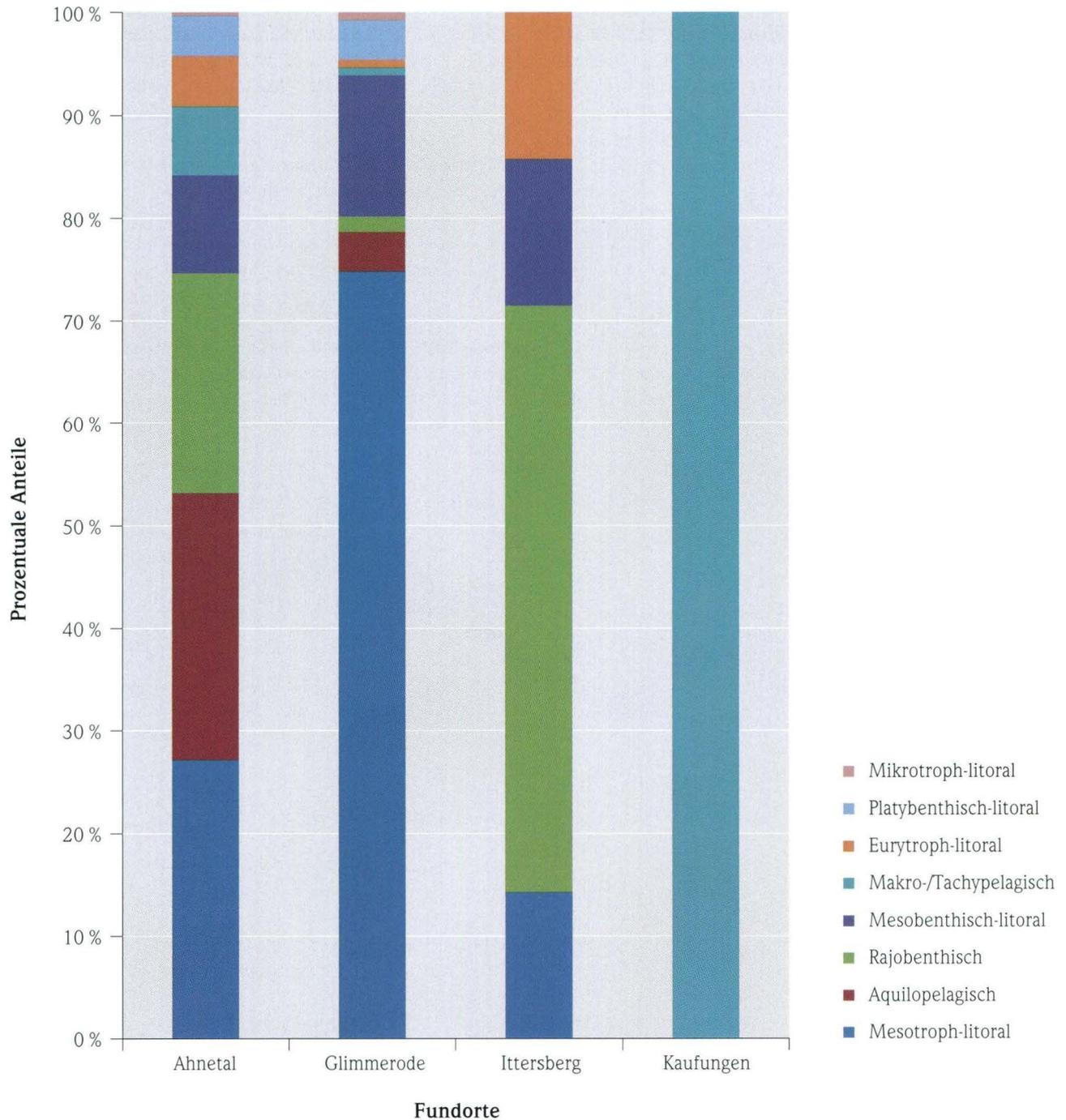


Abb. 27. Verteilung der Ökomorphotypen entsprechend REINECKE et al. (2005) an den verschiedenen Fundorten (s. Text).

Die größte Spannbreite an Ökomorphotypen zeigt die Lokalität Ahnetal, wobei mesotroph-litorale, aquilopelagische sowie rajobenthische Ökomorphotypen stark hervortreten. Zusammen mit der häufig festzustellenden und oft nicht zur Kenntnis genommenen starken Abrollung der Zähne könnte man beim Ahnetal fast schon von einem strandnahen Bereich mit stark bewegtem Wasser ausgehen. Auch PENNDORF (1926: 52) äußert sich dahingehend „...dass also im Beginn des oberen Oligozäns in Nordhessen eine Flachsee bzw. ein Strand vorhanden war“. Zahlreiche Funde bestätigen einen nahtlosen Übergang von Meeresablagerungen vom unteren zum oberen Oligozän. Dies wird auch durch die Aussage von KÜMMERLE (1963) anhand der Foraminiferenfauna gestützt. Daran ändert auch die Tatsache nichts, dass hier auch makropelagisch/tachypelagische Elemente nachgewiesen sind, denn große ozeanische Haie können durchaus bis in Strandnähe vordringen.

Im Falle von Glimmerode entfallen mehr als 70 % der Anteile an der Gesamtfaua auf den mesotrophisch-litoralen Ökomorphotyp, außerdem ist der mesobenthisch-litorale Anteil größer als im Ahnetal.

Das spricht auf jeden Fall für ein küstennahes litorales Milieu. Nach JANSSEN (1981, 1986) entsprechen die Mollusken-

assoziationen von Glimmerode dem unteren Litoral bis oberen Sublitoral bis in eine (geschätzte) Wassertiefe von 40 m. Es darf aber keinesfalls übersehen werden, dass hier Formen vertreten sind (z.B. *Premontreia*), die in ganz unterschiedlichen Tiefen auftreten können. Die Gattung *Scyliorhinus* kommt heute noch mit zahlreichen Arten vor, die je nach Art vom nur 15–20 m tiefen inneren Sublitoral bis zum Rand des Kontinentalschelfes verbreitet sind (BOY 1975a). Gegebenenfalls müssen auch jahreszeitlich bedingte „Wanderungen“ berücksichtigt werden. So tauchen manche rezente *Dasyatis*-Arten im Winter in größere Tiefen ab. Auffällig ist jedenfalls das zahlenmäßig stark zurücktretende Vorkommen von *Dasyatis* aff. *delfortriei* gegenüber dem Fundort Ahnetal. Es müsste also auch die Möglichkeit in die Überlegungen mit einbezogen werden, dass das Gebiet um Glimmerode in einem Bereich mit rascher Tiefenzunahme gelegen haben könnte, wo eben „Rückzugsmöglichkeiten“ auf relativ geringer horizontaler Distanz möglich waren. Im Prinzip gilt dies auch für den Fundort Ittersberg bei Deute. Nur täuschen hier die zahlenmäßig wenigen Funde das Vorhandensein einer anders gearteten Ökomorphotypen-Zusammensetzung vor. Das gilt natürlich für den Fundort Kaufungen in sehr viel stärkerem Maß. Der einzige nachgewiesene Zahn der Art *Isurolamna gracilis* lässt eigentlich keine ökologische Interpretation zu, wenn auch *Isurolamna* einen

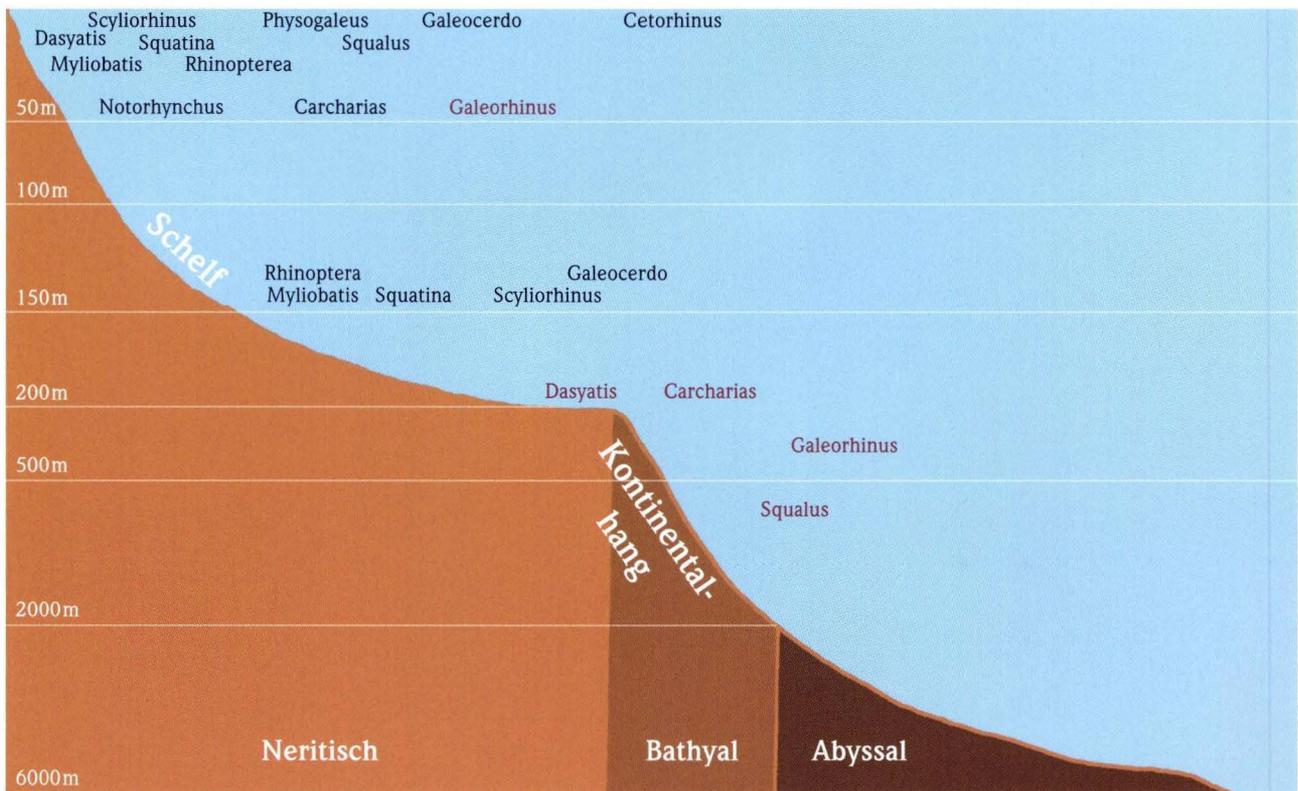


Abb. 28. Tiefenverbreitung rezenter Elasmobranchiergattungen. Aus Platzgründen nur ungefähr dargestellt. Es bleibt festzuhalten, dass viele Gattungen in verschiedenen Tiefen auftreten. Rückschlüsse auf fossile Gattungen sind sehr fragwürdig.

Haityp des offenen Ozeans repräsentiert. JANSSEN (1981, 1986) ordnet die Molluskenassoziation von Kaufungen dem mittleren Sublitoral zu. Vergleichbare rezente Zönosen kommen danach meist in Tiefen zwischen 20 und 50 m vor.

Abschließend bleibt noch die Feststellung, dass die Zusammensetzung der nordhessischen oberoligozänen Elasmobran-

chierfauna, was die Arten betrifft (nicht aber in der Gewichtung), eine große Übereinstimmung mit der des Sternberger Gesteins zeigt. Für die Molluskenfauna des Sternberger Gesteins geht JANSSEN (1986) von einer vielleicht etwas größeren Tiefenlage gegenüber den anderen Fundorten oder aber einer mehr zur offenen See gerichteten Position aus.

Häufigkeit von Haien

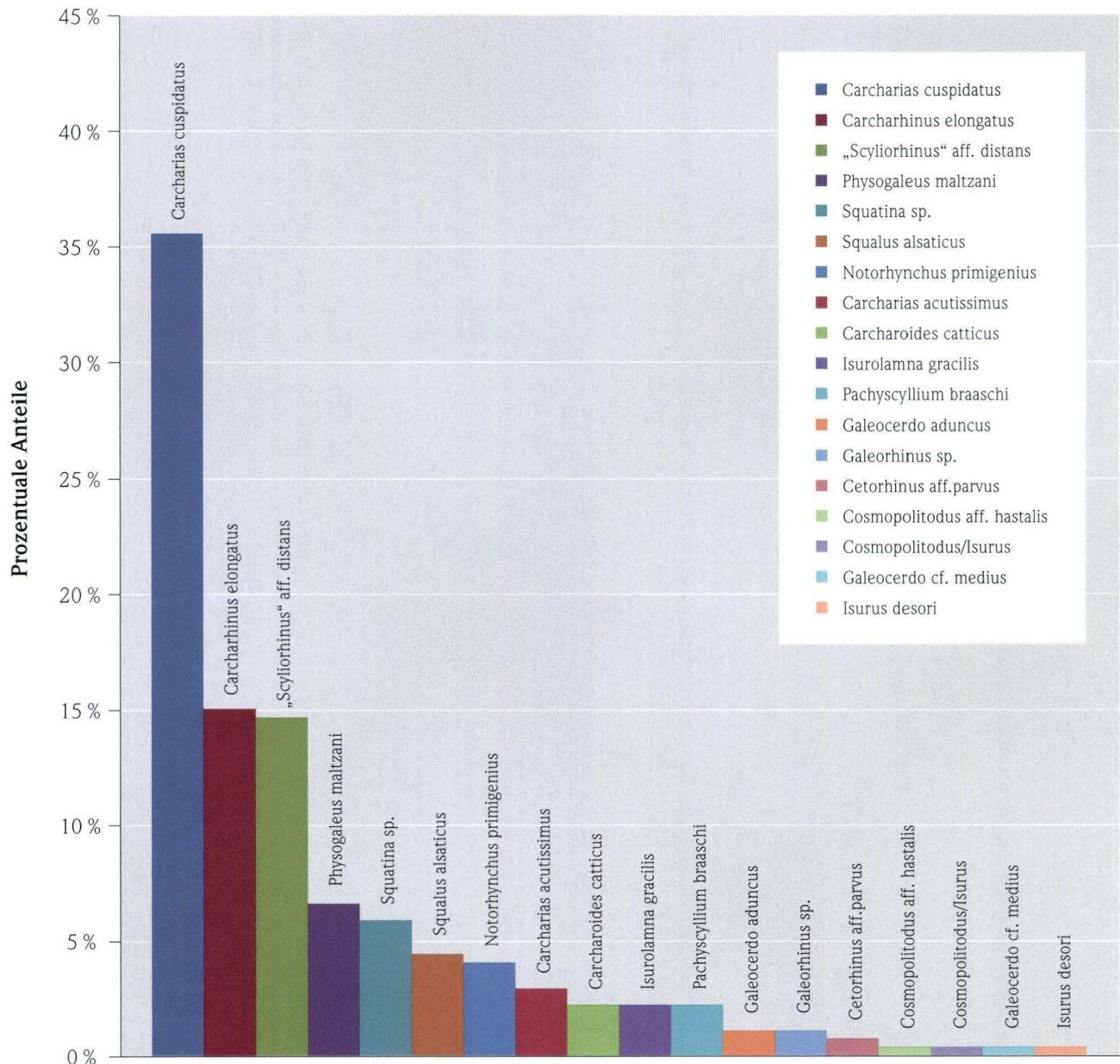


Abb. 29. Relative Häufigkeit von Selachierarten im Kasseler Meeressand Nordhessens.

Häufigkeit von Rochen

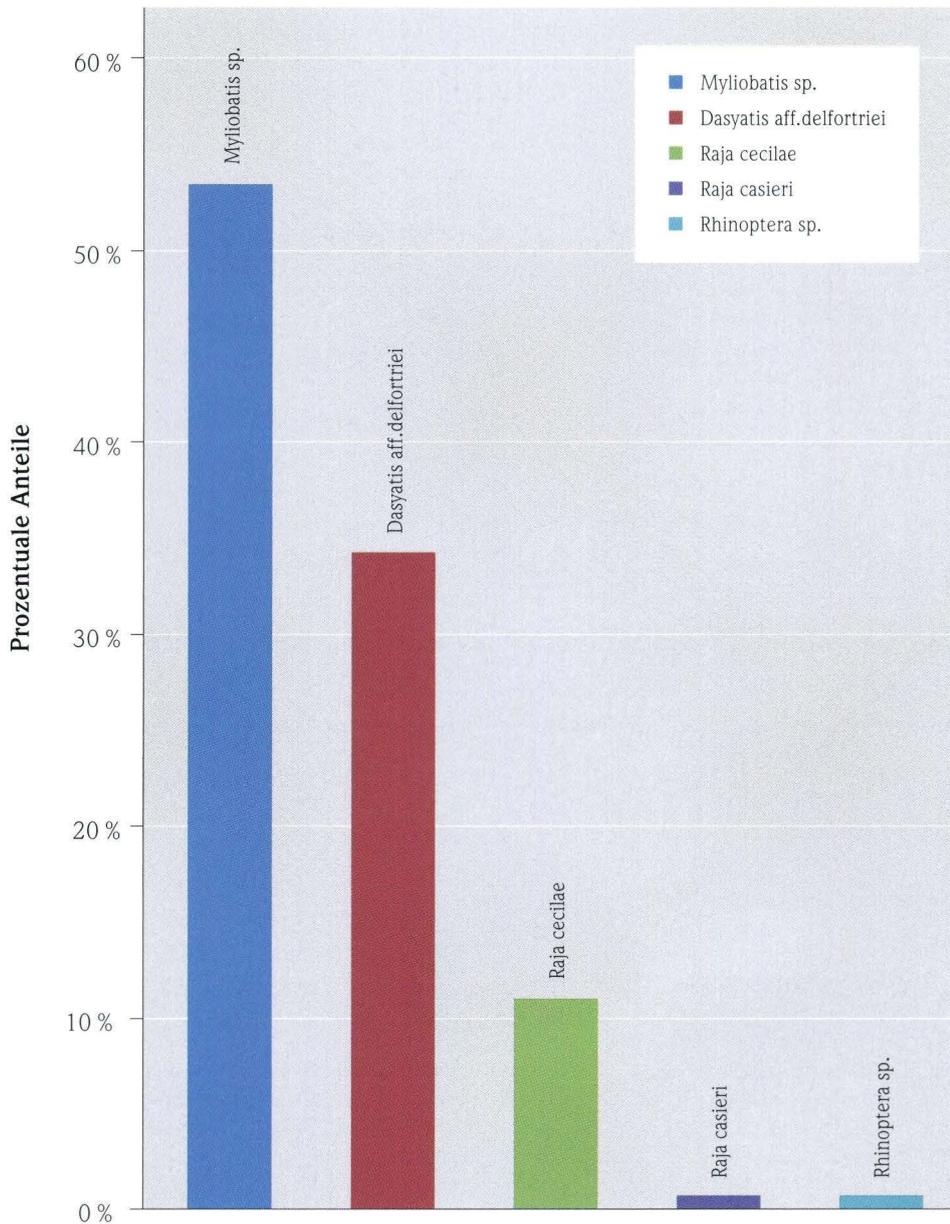


Abb. 30. Relative Häufigkeit von Rochenarten im Kasseler Meeressand Nordhessens.

Danksagung: Folgenden Personen möchten wir unseren Dank aussprechen: Wolfgang Szameitat, Hans Joachim Hanke, Magrit Fuhr, Beate Papenfuß, Martin Jaunisch, Oliver Jahnke, Norbert Kirchhoff, Dr. Cornelia Kurz.

Herrn Dr. Reinecke (Bochum) besonderen Dank für die sehr freundlich zur Verfügung gestellten Bilder der Gattung *Galeorhinus* sp., aber auch für viele andere Hilfestellungen. In diesem Sinne sind wir auch Herrn Fritz von der Hocht (Kerpen) zu Dank verpflichtet.

Auch bei Herrn Keller vom Landesamt für Denkmalpflege Hessen (Wiesbaden) möchten wir uns für die Genehmigungen zur Nachforschung bedanken. Herr Uwe Cechowitz (Kassel) hat sich bei der Bearbeitung des Kasseler Meeressandes sehr verdient gemacht. Ohne ihn wäre so mancher Fund nicht möglich gewesen.

Nicht zuletzt danken wir Herrn Ralph Cannon für die Überlassung seiner Meeressandproben aus dem oberen Ahnetal.

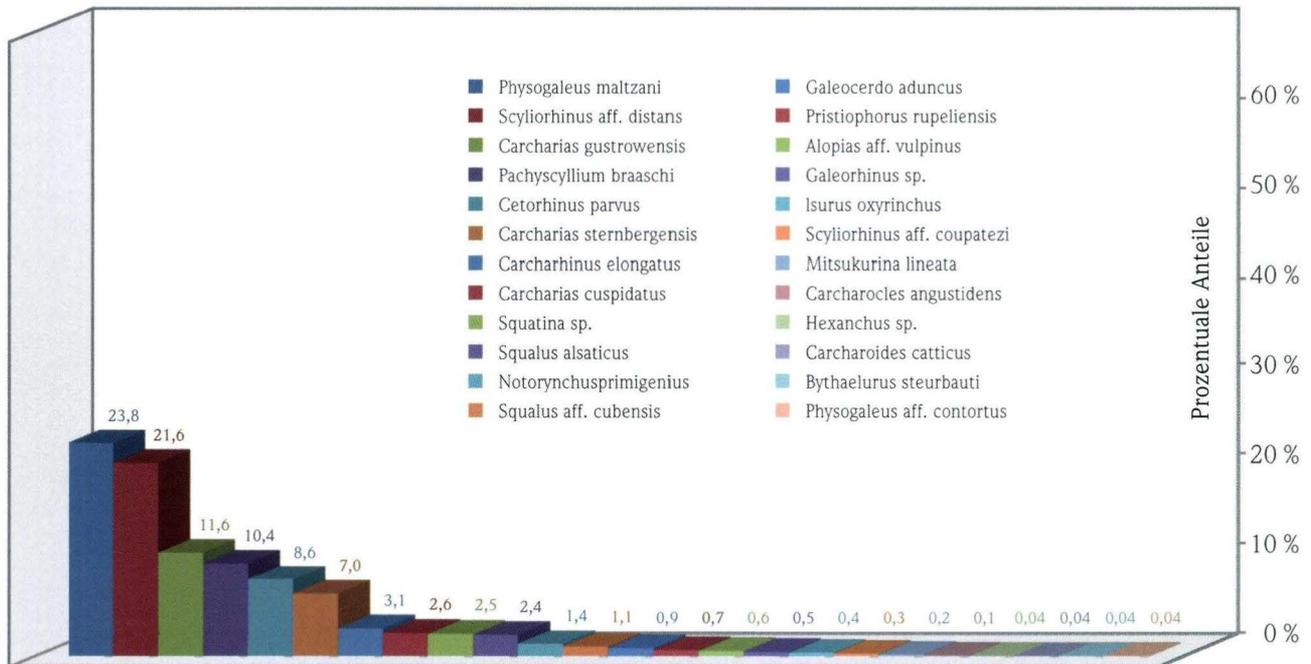


Abb. 31. Relative Häufigkeit von Selachierarten im Sternberger Gestein. Es sind signifikante Unterschiede zum Kasseler Meeressand vorhanden.

8 Schriftenverzeichnis

- AGASSIZ, L. (1833–1844): Recherches sur les poissons fossiles: 1–390; Neuchâtel.
- ANDERSON, H.-J. (1961): Gliederung und paläogeographische Entwicklung der Chattischen Stufe (Oberoligocän) im Nordseebecken. – Meyniana, **10**: 118–146; Kiel.
- ANDERSON, H.-J. (1969): Die Molluskenfaunen der marinen Oligocän-Ablagerungen in Nordwestdeutschland – Ein Überblick über den gegenwärtigen Stand der Kenntnis und der stratigraphischen Verwertbarkeit. – In: ANDERSON, H.-J., GRAMANN, F., RITZKOWSKI, S., SONNE, V. & TOBIEN, H. (Hrsg.): Führer zur Oligocän-Exkursion 1969: 28–33; Marburg.
- ANDREAE, A. (1892): Weitere Beiträge zur Kenntnis des Oligozäns im Elsass. – Mitt. geol. L.-Anst. Elsaß-Lothringen, **3**: 105–122; Straßburg.
- BEYSCHLAG, F. (1908): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten [1 : 25 000] Lfg. **92**, Blatt [4622] Wilhelmshöhe. – 63 S., 2 Taf.; Berlin.
- BOSCH, M. VAN DEN (1971): Elasmobranchii uit het Rupelien van Lintof bij Düsseldorf (Westduitsland) – Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie, **8**: 46–61; Leiden.
- BOSCH, M. VAN DEN (1984): Oligocene to Recent Cetorhinidae (Vertebrata, Basking sharks): Problematical finds of teeth, dermal scales and gill-rakers. – Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie, **21**: 205–232; Leiden.
- BOSCH, M. VAN DEN, CADÉE, M.C. & JANSSEN, A.W. (1975): Lithostratigraphical and biostratigraphical subdivision of Tertiary deposits (Oligocene–Pliocene) in the Winterswijk-Almelo region (eastern part of the Netherlands). – Scripta Geologica, **29**: 1–167; Leiden.
- BOY, J.A. (1975a): Eine neue Selachier-Fauna aus dem mitteloligocänen Meeressand des Mainzer Beckens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 71–101; Wiesbaden.
- BOY, J.A. (1975b): Über fossile Mundwinkelzähne von Haifischen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **150**: 294–313; Stuttgart.
- CAPPETTA, H. (1970): Les séliaciens du Miocène de la région de Montpellier. – Palaeovertebrata, Mémoire extraordinaire, **1970**: 1–139; Montpellier.
- CAPPETTA, H. (1992): Carcharhiniformes nouveaux (Chondrichthyes, Neoselachii) de l'Yprésien du Bassin de Paris. – Geobios, **25** (5): 639–646; Amsterdam.
- COLLINS, M. (1996): Die Muschelgattung *Glycymeris* – eine Fossilien-grabung im Kasseler Meeressand und ihre Verwendung für den Schulunterricht. – Examensarb. Univ. Marburg: 103 S.; Marburg (unveröff.).
- Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – 1 Tab., Beih.: 16 S.; Potsdam.
- FREESS, W.B. (1991a): Elasmobranchii und Teleostei des Sternberger

- Gesteins (Oberoligozän): – Arch. für Geschiebekde., **1**: 131–216; Hamburg.
- FREESS, W.B. (1991b): Beiträge zur Kenntnis von Fauna und Flora des marinen Mitteloligozäns bei Leipzig. – Altenburger naturwiss. Forsch., **6**: 1–74; Altenburg.
- FREESS, W.B. (1992): Haie, Rochen und Chimären aus dem mitteloligozänen Meeressand von Leipzig. – Der Aufschluß, **43**: 195–214, Heidelberg.
- FUCHS, T. (1894): Tertiärfossilien aus den kohlenführenden Miocänablagerungen der Umgebung von Krapina und Radoboj und über die Stellung der sogenannten „aquitanischen Stufe“. – Mitt. Jb. kgl.-ungar. geol. Anst., **10** (5): 163–175; Budapest.
- HOCHT, F. VON DER (1978a): Verbreitung von Chondrichthyes-Arten (Vertebrata, Pisces) im Rupelium des Mainzer Beckens und im Chattium von Norddeutschland. – Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie, **15**: 163–165; Rotterdam.
- HOCHT, F. VON DER (1978b): Bestandsaufnahme der Chondrichthyes-Fauna des Unteren Meeressandes (Oligozän, Rupelium) im Mainzer Becken. – Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie, **15**: 77–83; Rotterdam.
- HOCHT, F. VON DER (1986): Stand der Untersuchungen an der Chondrichthyes-Fauna des nordwestdeutschen Tertiärs. – In: TOBIEN, H.: Nordwestdeutschland im Tertiär: 503–509; Stuttgart (Borntraeger).
- HORNSTEIN, F.F. (1906): Neues vom Kasseler Tertiär. – Z. dt. geol. Ges., **58**: 114–118; Berlin.
- HOVESTADT, D.C. & HOVESTADT-EULER, M. (1999): *Weissobatis micklichii* n.gen., n.sp., an eagle ray (Myliobatiformes, Myliobatidae) from the Oligocene of Frauenweiler (Baden-Württemberg, Germany). – Pal. Zeitschr., **73**: 337–349; Stuttgart.
- JAEKEL, O. (1898): Verzeichnis der Selachier des Mainzer Oligozäns. – Sitzungber. Ges. naturforsch. Freunde zu Berlin, **9**: 161–169; Berlin.
- JANSSEN, R. (1978): Die Scaphopoden und Gastropoden des Kasseler Meeressandes von Glimmerode (Niederhessen). – Geol. Jb., **A41**: 3–195; Hannover
- JANSSEN, R. (1981): Mollusken-Assoziationen und Biotope im nordwestdeutschen Oberoligozän. – Natur und Museum, **111**(3): 70–78; Frankfurt a.M.
- JANSSEN, R. (1986): Mollusken-Assoziationen und Biotope im nordwestdeutschen Oberoligozän (Chattium). – In: TOBIEN, H.: Nordwestdeutschland im Tertiär: 318–341; Stuttgart (Borntraeger)
- KÜMMERLE, E. (1963): Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel-West). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **45**: 72 S.; Wiesbaden.
- LE HON, H. (1871): Préliminaires d'un mémoire sur les poissons tertiaires de Belgique. – 15 pp.; Bruxelles (H. Merzbach).
- LERICHE, M. (1908): Note préliminaire sur les poissons nouveaux de l'Oligocène belge. – Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, **22**: 378–384; Bruxelles.
- LERICHE, M. (1910): Les poissons oligocènes de la Belgique. – Mémoires du Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique, **5**: 233–363; Bruxelles.
- MÜLLER, A. (1983): Fauna und Palökologie des marinen Mitteloligozäns der Leipziger Tieflandsbucht (Böhleener Schichten) – Altenburger naturwiss. Forsch., **2**: 1–52; Altenburg.
- MÜLLER, A. (1996): Die Ichthyofauna des Oberoligozäns der Hessischen Senke (Raum Kassel, Deutschland): – Leipziger Geowissenschaften, **2**: 31–115; Leipzig.
- PENNDORF, H. (1926): Geologische Wanderungen im Niederhessischen Bergland – 345 S.; Melsungen.
- PHILIPPI, R.A. (1846): *Tornatella abbreviata*, *Otodus mitis*, *Otodus caticus* und *Myliobates testae*. – Palaeontographica, **1**: 23–25; Cassel.
- PROBST, J. (1879): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Fische aus der Molasse von Baltringen. Hayfische (Selachioidei A. GÜNTHER) (Schluss). – Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, **35**: 127–191; Stuttgart.
- PURDY, R.W., SCHNEIDER, V.P., APPLGATE, S.P., MCLELLAN, J.H., MEYER, R.L. & SLAUGHTER, B.H. (2001): The neogene sharks, rays, and bony fishes from Lee Creek Mine, Aurora, North Carolina. – In: RAY, C.E. & BOHASKA, D.J. (eds): Geology and Paleontology of the Lee Creek mine, North Carolina. – Smithsonian Contributions to Paleobiology, **90**, 71–202; Washington D.C.
- REINECKE, T., STAFF, H. & RAISCH, M. (2001): Die Selachier und Chimären des Unteren Meeressandes und Schleichsandes im Mainzer Becken (Rupelium, Unteres Oligozän) – Palaeontos, **1**: 73 S.; Boechut.
- REINECKE, T., MOTHES, H., GRANT, A. & BREITKREUZ, H. (2005): Die Elasmobranchier des norddeutschen Chattiums, insbesondere des Sternberger Gesteins (Eochattium, Oligozän). – Palaeontos, **8**: 135 S.; Boechut.
- RITZKOWSKI, S. (1967): Mittel-Oligozän, Ober-Oligozän und die Grenze Rupel/Chatt im nördlichen Hessen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **127** (3): 293–336; Stuttgart.
- RITZKOWSKI, S. (2005): Das Tertiär der Hessischen Senke in der stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – Newsl. on Stratigraphy, **41** (1–3): 339–346; Berlin.
- RITZKOWSKI, S. & KUPFAHL H.-G. (1981): Oberoligozän (Chatt). – Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4723 Oberkaufungen: 58–61; Wiesbaden.
- RÖSING, F. (1969): Tertiär. – Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4622 Kassel West: 44–70; Wiesbaden.
- SCHÄFER, F.N. (2004): Ein Bohrprofil aus dem Kasseler Meeressand: Auswertung von Materialproben einer Brunnenbohrung im nordöstlichen Habichtswald bei Kassel. – Philippia, **11/3**: 183–194; Kassel.
- SCHWARZ, F. (1930): Geologie der Gegend zwischen Kassel und dem Reinhardswalde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., **132**: 100 S.; Berlin.
- STEURBAUT, E. & HERMAN, J. (1978): Biostratigraphie et poissons fossiles de la formation de l'Argile de Boom (Oligocène moyen du Bassin Belge). – Geobios, **11** (3): 297–325; Amsterdam.
- WEILER, W. (1928): Beiträge zur Kenntnis der tertiären Fische des Mainzer Beckens II (3. Teil: Die Fische des Septarientons) – Abh. hess. geolog. L.-Anst. Darmstadt, **8**: 1–63; Darmstadt.
- WEILER, W. (1943): Fischreste aus dem Oberoligozän Nordwestdeutschlands und dem Mittelmiozän von Venlo in Holland. – Ber. Reichsamt Bodenforsch., **1943 (5/8)**: 74–90; Wien.
- WEILER, W. (1957): Zur Fischfauna des Dobergs bei Bünde in Westfalen. – Paläontologische Zeitschrift, **31**: 135–138; Stuttgart.
- WINKLER, T.C. (1873): Mémoire sur des dents des poissons du terrain bruxellien. – Archives du Musée Teyler, **3**: 295–304; Haarlem (1873 als Sonderdruck publiziert, 1874 regulär erschienen).
- WINKLER, T.C. (1874): Deuxième mémoire sur les dents de poissons fossiles du terrain bruxellien. – Archives du Musée Teyler, **4**: 17–48; Haarlem.
- WINKLER, T.C. (1875): Beschreibung einiger fossiler Tertiär-Fischreste, vorzugsweise des Sternberger Gesteins. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, **29**: 97–129; Rostock.

Verbreitung und Zusammensetzung der Elasmobranchierfauna im Kasseler Meeressand (Ober-Oligozän, Chattium, Kassel-Formation) Nordhessens,
insbesondere im Ahnetal bei Kassel (GK 25, Bl. 4622 Kassel West)

WITTICH, E. (1898): Neue Fische aus den mitteloligozänen Meeressanden des Mainzer Beckens (II. Theil): – Notizbl. Ver. Erdkde. mittelrhein. geol. Ver., (III) **19**: 34–49; Darmstadt.

WOLFART, P. (1719): *Historiae Naturalis Hassiae Inferioris, Pars Prima* (Der Naturgeschichte des Niederfürstentums Hessen) – 52 S., 25 Taf.; Cassel.

Manuskript eingegangen am 23.1.2007, angenommen am 3.9.2008.

KIRSTEN I. GRIMM¹ & THOMAS SCHINDLER²

Eine Foraminifere (Fusulinacea) aus den Langen-Schichten (Rotliegend, Perm) des Sprendlinger Horstes (Süddeutschland)

Kurzfassung

In den Rotliegend-Sedimenten des Sprendlinger Horstes wurden Foraminiferen gefunden. Das Auftreten dieser Fusulinacea in einem intrakontinentalen Playasee wird als autoch-

thon angesehen. Sie sind vermutlich durch Insekten über mehrere Stationen aus Randbereichen der Palaeotethys in den See verschleppt worden.

Abstract

In this paper we report the discovery of Foraminifera in Rotliegend-sediments from the Sprendlingen Horst (Germany). The occurrence of these Fusulinacea within an intracontinental

playa lake is of autochthonous nature. Probably, they had been transported from marginal areas of the Palaeotethys areas to terrestrial lakes by insects.

Inhaltsverzeichnis

1 Einführung	35
2 Beschreibung und Taxonomie	36
3 Ökologische Interpretation	37
4 Schriftenverzeichnis	38

1 Einführung

2006 wurde mit Genehmigung des Landesamtes für Denkmalpflege Hessen durch ehrenamtliche Mitglieder der Arbeitsgruppe Palaeo-Geo e.V. (Kelkheim) eine Grabung im Bereich des Neubaus der Umgehungsstraße Dreieich-Götzenhain (L3317) durchgeführt. Diese Grabung ermöglichte die Dokumentation und Neuinterpretation der Genese der „Plattenkalke“, einem Seehorizont der oberen Langen-Schichten (SCHINDLER 2010). Die Langen-Schichten haben den informellen Rang einer Formation innerhalb der Rotliegend-Gruppe (Permkarbon). Sie sind lithostratigraphisch vergleichbar mit der Schöneck- und basalen Bleichenbach-Formation der Wetterau und der Donnersberg- und basalen Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Beckens (MARELL 1989, OTT & SCHINDLER

2005). Chronostratigraphisch fallen sie in das höchste Asseilium und untere Sakmarium des Unterperm (MENNING et al. 2002). Detaillierte Angaben zu Geologie und zum Profil sowie der Begleitfauna sind in SCHINDLER (2010) nachzulesen.

In der basalen Schicht 8 des Profils wurden in Anschliffen Foraminiferen gefunden. Lithologisch handelt es sich bei dieser 2,8 bis 3,1 cm mächtigen Schicht um einen grüngrauen bis rotbraunen siliziklastischen Intraklast-Pack- bis Grainstone. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht, er ist ungeschichtet und weist am Top Grabgänge auf. An Komponenten treten Hell- und Dunkelglimmer, Intraklasten, zerbrochene Mikritkrusten sowie Bioklasten wie z. B. Kalkalgen und Ostrakoden auf.

¹ PD Dr. K.I. Grimm (e-mail: dr.kirsten.grimm@stadt.mainz.de), Naturhistorisches Museum Mainz/Landessammlung für Naturkunde Rheinland-Pfalz, Reichklarastr. 10, 55116 Mainz

² Dipl.-Geol. T. Schindler (e-mail: meisenheimichthys@web.de), Büro für Paläontologie, Stratigraphie und Geotopschutz, Am Wald 11, 55595 Spabrücken

2 Beschreibung und Taxonomie

Bei den hier in Anschliffen gefundenen Foraminiferen handelt es sich um Fusuliniden der Gattung aff. *Reichelina* (Abb. 1).

Klasse Foraminiferida

Ordnung Fusulinida

Superfamilie Fusulinacea VON MOELLER 1875

Familie Ozawainellidae THOMPSON & FOSTER 1937

Unterfamilie Ozawainellinae THOMPSON & FOSTER 1937

Gattung aff. *Reichelina* ERK 1942

Diagnose nach LOEBLICH & TAPPAN (1988): Schmales, linsenförmiges Gehäuse, das im frühen Stadium planspiral involut eingerollt ist. Umgänge langsam größer werdend, der Umfang ist subangular. Die letzte Windung nimmt schnell an Höhe zu, die Abwicklung erscheint fast peneropliform. Die Septen sind nach vorne gebogen, besonders im späteren entrollten Stadium. Die Wandung hat Tectum und Diphanoteca, sekundäre Ablagerungen bestehen aus breiten Chomata, die breiter und dicker polwärts vom Tunnel werden. Der Tunnel

ist subtriangular mit abgerundeten Ecken, die Septen haben auch Poren.

Stratigraphische Reichweite: Mittel- und Oberperm

Paläogeographische Verbreitung: am gesamten Randgebiet der Palaeotethys

Beschreibung: Im Axialschnitt ist ein schmales diskusförmiges Gehäuse mit feinkörniger kalkiger perforater Schale erkennbar. Die Kammern sind planspiral angeordnet, es sind vier Umgänge erkennbar. Die Windungsachse entspricht der größten Gehäusehöhe. Im Axialschnitt beträgt die Breite der vier Individuen maximal 1,8 mm, die Höhe maximal 0,6 mm.

Da die erkennbaren Merkmale eine Zuordnung zur Gattung *Reichelina* wahrscheinlich machen, diese aber erst ab dem Mittelperm bekannt ist, haben wir das Präfix affinis verwendet.

Ökologie: Fusuliniden lebten benthisch im marinen Bereich und bevorzugten flache Zonen mit klarem Wasser.

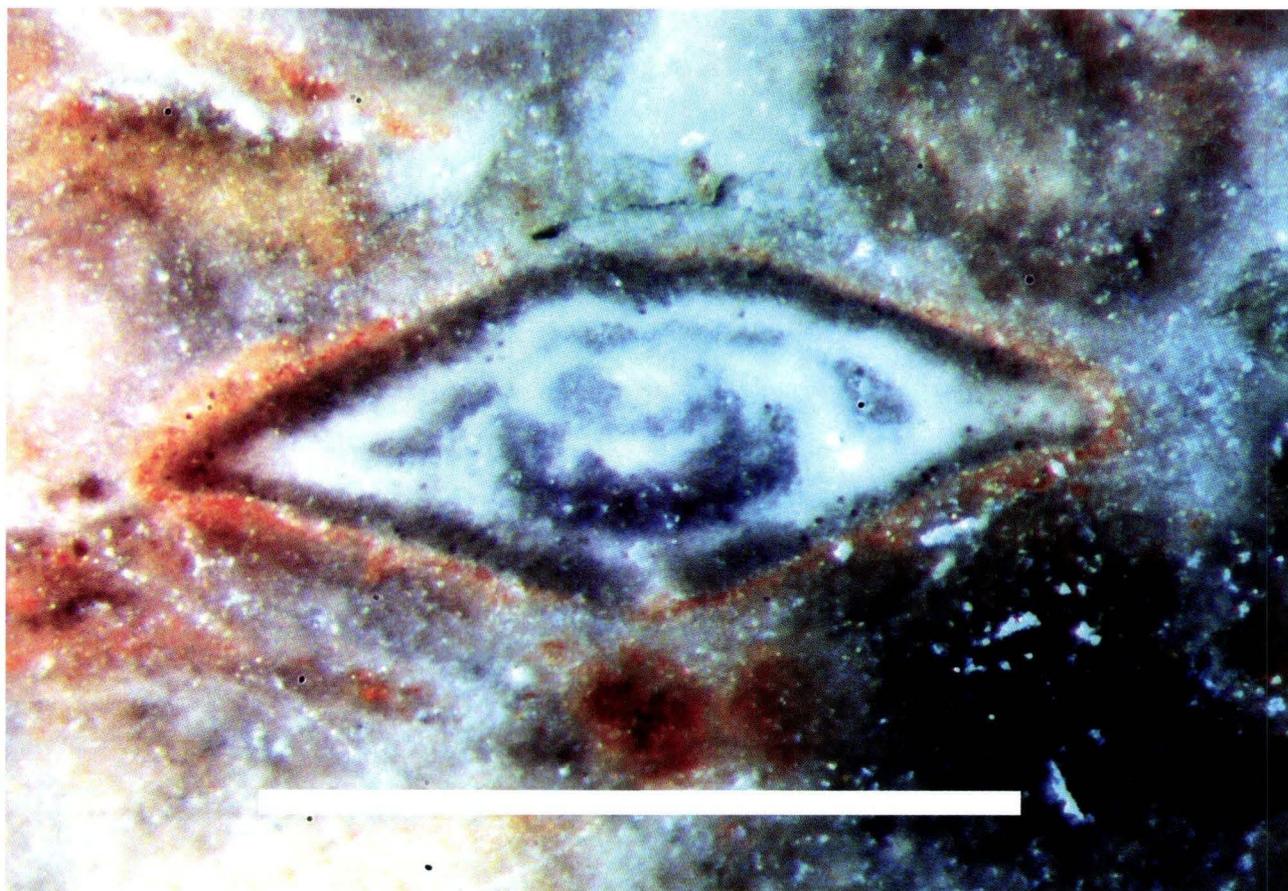


Abb. 1. Axialschnitt von aff. *Reichelina* sp. aus Fundschicht 8; Maßstab = 1 mm.

3 Ökologische Interpretation

Mit dieser Arbeit wird weltweit erstmals das Auftreten von Foraminiferen in einem permischen See beschrieben. Das Wasser des Sees, in dem sich Fundschicht 8 bildete, hat sehr wahrscheinlich salinaren Charakter gehabt, wie auch Funde von „marinen“ Kalkalgen beweisen (SCHINDLER 2010). Eine marine Transgression ist allerdings auf Grund der paläogeographischen Verhältnisse auszuschließen (Abb. 2). Foraminiferen mit kalkigem und somit auch fossil erhaltungsfähigem Gehäuse kommen rezent im marinen Bereich und in salinaren Seen vor (NUGLISCH 1985). Salinarfazies ist im höheren Rotliegend nicht selten und z. B. aus Thüringen (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993), der Wetterau (KOWALCZYK 1983) sowie dem Saar-Nahe-Becken (STAPF 1982) bekannt. Für den Sprendlinger Horst nahm MARELL (1989) für die oberen Langen-Schichten Playa-Verhältnisse an. Die Frage nach der Herkunft der Foraminiferen in dem jetzt auch als Bildung eines Playasees gedeuteten „Plattenkalk“ von Götzenhain ist damit allerdings nur teilweise beantwortet. Da Foraminiferen keine Zysten ausbilden und so auch keine Trockenphasen z. B. auch während eines Transportes überstehen können, entfällt die Möglichkeit eines

Transportes per Wind, so wie es für Sporen mariner Kalkalgen angenommen wird (SCHNEIDER & GEBHARDT 1992). Ein Transport durch wandernde Reptilien und Amphibien ist aus den gleichen Gründen unwahrscheinlich. Eine Einschleppung aus dem Palaeotethysbereich bzw. einem nördlichen Seitenarm der Palaeotethys (Donez-Becken) ist aber wahrscheinlich, da hier das nächste zeitgleiche vollmarine Milieu mit Foraminiferen zu erwarten ist (vgl. Abb. 2). Subrezent ist der Transport von Foraminiferen durch Vögel vom Meer zu intrakontinentalen Seen bekannt (WENRICH et al. 2007). Da es aber im Perm noch keine Vögel gab, bleiben für den Transport nur Insekten übrig. Insekten transportieren rezent auch Schneckenlarven etc. (DONATH 1986, CORBET 1999: 319). Geflügelte Insekten sind z.B. bei Nierstein (Saar-Nahe-Becken) über ihre Fährten nachgewiesen und auch aus anderen altersgleichen Ablagerungen bekannt (MINTER et al. 2007). Im Rezentvergleich wäre ein Transport z.B. durch Libellen möglich. Libellen legen ihre Eier in Brackwasserseen ab (CORBET 1999: 193ff.) und können auch größere Strecken im Flug zurücklegen. In der Camargue wechseln Libellen ständig zwischen brackischen und marinen Gewässern (mündl. Mitt. N. Lenz 2007), hier wäre eine Mitnahme von Mikroorganismen von einem zum anderen Milieu gut denkbar. Im Perm lebten die größten Libellenartigen aller Zeiten (Flügelspannweite bis 73 cm; BRAUCKMANN 2007). So könnten auch während der Ablagerungszeit der Langen-Schichten libellenähnliche Insekten bei der Eiablage im lagunären Milieu am Palaeotethys-Rand Foraminiferen aufgenommen haben und diese dann in weiter im Inland liegenden Seen wieder abgeben haben. Da klimatisch bedingt ab dem höheren Rotliegend Playa-Fazies zwischen der Tethys und der Fundregion weit verbreitet war, ist ein Transport von Playa-See zu Playa-See auch über eine größere Distanz vorstellbar.

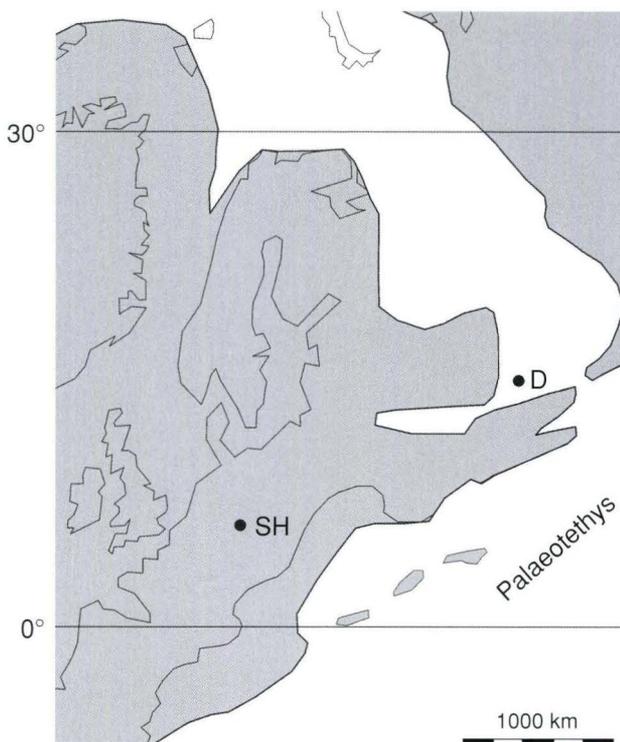


Abb. 2. Paläogeographische Übersichtskarte zur Zeit des Sakmariums (Unterperm) (verändert nach ZIEGLER et al. 1996); SH = Sprendlinger Horst, D = Donez Becken.

Danksagung: Für Diskussionen und Hinweise zum rezenten Vergleich danken wir Prof. Dr. Norbert Lenz (Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe) und Dr. Carsten Renker (Naturhistorisches Museum Mainz). Bei Herrn Uwe Kaulfuß (University of Otago, Neuseeland) möchten wir uns für die Manuskriptdurchsicht und die kritischen Anmerkungen bedanken. Herr Manfred Keller (Frankfurt a.M.) fertigte dankenswerterweise ergänzende Dickschliffe der Fundschicht an. Der Zweitautor dankt dem Landesamt für Denkmalpflege Hessen/Archäologische und Paläontologische Denkmalpflege für den Auftrag zur Bearbeitung der Grabungsergebnisse Götzenhain. Herrn Dr. Martin Hottenrott (Hess. Landesamt f. Umwelt u. Geologie, Wiesbaden) wird für etliche Hinweise im Rahmen des Review gedankt.

4 Schriftenverzeichnis

- BRAUCKMANN, C. (2007): Die Insekten im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens. – In: SCHINDLER, T. & HEIDTKE, U.H.J. (Hrsg.): Kohlesümpfe, Seen und Halbwüsten. – Pollichia-Sonderveröffentlichung, **10**: 170–196, 17 Abb.; Bad Dürkheim.
- CORBET, P.S. (1999): Dragonflies. – XXXII + 829 S., 250 Abb., 96 Taf., 95 Tab., 95 Tab. im Anhang; Colchester (Harley Books).
- DONATH, H. (1986): Eine Beobachtung zur möglichen passiven Ausbreitung der Teich-Napfschnecke [*Acroloxus lacustris* (L.)]. – Biologische Studien, **15**: 83–84; Luckau.
- LOEBLICH, A. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their Classification. – 970 S. + Tafelband 211 S., 847 Taf.; New York (Van Nostrand Reinhold Company).
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**: 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **89**: 128 S., 57 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MENNING, M., BENEK, R., BOY, J., GAST, R., HANEKE, J., KOWALCZYK, G., LÜTZNER, H., REICHEL, W., SCHNEIDER, J.W., FÖRSTER, H.-J., KRAMER, W., LORENZ, V. & SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (2002): Rotliegend. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002; Potsdam (GeoForschungszentrum).
- MINTER, N.J., BRADY, S.J. & VOIGT, S. (2007): Klein aber fein. Die Arthropodenfährten aus dem Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens. – In: SCHINDLER, T. & HEIDTKE, U.H.J. (Hrsg.): Kohlesümpfe, Seen und Halbwüsten. – Pollichia-Sonderveröffentlichung, **10**: 198–205, 3 Abb.; Bad Dürkheim.
- NUGLISCH, K. (1985): Foraminiferen. – Neue Brehm Bücherei, **560**: 174 S., 178 Abb.; Wittenberg Lutherstadt.
- OTT, W. & SCHINDLER, T. (2005): Neue Wirbeltierfunde aus den „Plattenkalken“ des Spremlinger Horstes („Langen-Schichten“, höheres Rotliegend, Perm). – Bericht Offenbacher Verein f. Naturkunde, **105**: 3–23, 9 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Offenbach.
- SCHINDLER, T. (2010): Neues zu den „Plattenkalken“ – Ablagerungen karbonatischer Playa-Seen mit einer außergewöhnlichen Flora und Fauna (Langen-Schichten, höheres Rotliegend, Perm; Spremlinger Horst, Süddeutschland). – Geol. Jb. Hessen, **136**: 39–57; Wiesbaden.
- SCHNEIDER, J. & GEBHARDT, U. (1992): Dasycladaceen und andere „marine“ Algen in lakustrischen Kalken des Unter-Perm (Assel) im intermontanen Döhlen-Becken (Elbe-Zone). – Freiburger Forschungshefte, **C445**: 66–88, 5 Abb., 4 Taf.; Leipzig.
- SCHNEIDER, J. & GEBHARDT, U. (1993): Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm, Nord- und Ostdeutschland). – Geol. Jb., **A131**: 57–98, 13 Abb.; Hannover.
- STAPP, K.R.G. (1982): Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell. – Mitt. Pollichia, **70**: 7–64, 11 Abb.; Bad Dürkheim.
- WENRICH, V., MENG, S. & SCHMIEDL, G. (2007): Foraminifers from holocene sediments of two inland brackish lakes in central Germany. – Journal of Foraminiferal Research, **37**(4): 318–326, 2 Abb., 1 Taf.; Washington.
- ZIEGLER, A.M., HULVER, M.L. & ROWLEY, D.B. (1997): Permian World Topography and Climate. – In: MARTINI, I.P. (ed.): Late Glacial and Postglacial Environmental Change – Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic: 111–146, 4 Abb.; New York (Oxford Univ. Press).

Manuskript eingegangen am 29.1.2008, angenommen am 31.1.2008.

THOMAS SCHINDLER¹

Neues zu den „Plattenkalken“ – Ablagerungen karbonatischer Playa-Seen mit einer außergewöhnlichen Flora und Fauna (Langen-Schichten, höheres Rotliegend, Perm; Sprendlinger Horst, Süddeutschland)

Kurzfassung

Rotliegend-„Plattenkalke“ sind intermontane Süßwasserablagerungen. Sie wurden überwiegend in bewegtem Wasser gebildet. Sie weisen eine Bakterien- und Algen-Flora sowie eine Fauna aus wenigen Invertebraten und vielen Vertebraten auf. Flora und Fauna sind vertikal deutlich zониert. Neufunde

„mariner“ Kalkalgen und fusulinider Foraminiferen in der Basislage eines Kalkhorizontes werden als Verschleppungen in ein partiell salinaries Milieu gedeutet, nicht als Anzeiger einer marinen Transgression. Die „Plattenkalke“ bildeten sich teilweise unter Bedingungen einer Playa.

Abstract

Lower Permian (Rotliegend) bedded limestone of the intermontane Sprendlingen Horst has been investigated. It is of freshwater origin. Fossil finds during an excavation include calcareous cyanobacterian, rhodophytan and chlorophytan remains. The Fauna includes some invertebrates and common vertebrate fossils. The vertical distribution of the fossils is clearly zoned. Finds from the base of the excavated limestone horizon are „marine“ chlorophytans (Dasycladaceae) and

fusulinid foraminifers. Upper parts of the limestone reveal amphibians and other vertebrates. The „marine“ fossils are interpreted as allochthonous, getting into the freshwater environment by wind drift or any other passive dispersal. A marine transgression can be excluded due to the distance to next marine realms, the lack of other marine fossils and the abundance of typical freshwater fauna. The limestone has partly been developed under playa conditions.

Inhaltsverzeichnis

1 Überblick zu Rotliegend-„Plattenkalken“ und Anlass für Neuuntersuchungen	40
2 Bisherige Bearbeitungen	40
3 Die Grabung 2006 und deren Auswertung	42
4 Karbonatmikrofazies und Fossilführung des Profils	42
4.1 Karbonatmikrofazielle Ansprache der ergrabenen Schichten	42
4.2 Beschreibung der Komponenten	45
4.2.1 Kalkbildner	45
4.2.2 Intra-, Extra- und Siliziklasten	47
4.2.3 Bioklasten und Biogene	47
5 Mikrofazies und Ablagerungsraum	49
5.1 Mikrofazielle Interpretation der „Plattenkalke“	49
5.1.1 Interpretation der Komponenten (ohne Fossilien)	49
5.1.2 Vertikale Verteilung von Mikritkrusten, coated grains und Kalkalgen	50
5.1.3 Taphonomie und Ökologie der eindeutig bestimmbareren Fossilfunde	50
5.1.4 Standard-Mikrofazies-Typen (SMF) und ihre Milieuaussage für die ergrabenen Schichten	51
5.1.5 Mikrofazielle und paläoökologische Deutung der „Plattenkalke“	51
5.2 Bio- und lithofazielles Bild der Paläoumwelt zur Zeit der Langen-Schichten	51
6 Schriftenverzeichnis	52
7 Anhang: Profil der Grabung auf der L3317	54

¹Dipl.-Geol. T. Schindler (e-mail: meisenheimichthys@web.de), Büro für Paläontologie, Stratigraphie und Geotopschutz, Am Wald 11, 55595 Spabrücken

1 Überblick zu Rotliegend-„Plattenkalken“ und Anlass für Neuuntersuchungen

Die Rotliegend-„Plattenkalken“ des Sprendlinger Horstes gehören zu den Langen-Schichten. Diese informelle Einheit im Rang einer Formation gehört zur Rotliegend-Gruppe (Permo-karbon). Sie ist lithostratigraphisch vergleichbar mit der Schöneck- und basalen Bleichenbach-Formation der Wetterau und der Donnersberg- und basalen Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Beckens (MARELL 1989, OTT & SCHINDLER 2005). Gehäuft auftretende plattige Kalkhorizonte in der Mitte der Langen-Schichten („Plattenkalken“) dienen zur Aufteilung in einen unteren und einen oberen Teil (MARELL 1989).

Die „Plattenkalken“ sind seit über 100 Jahren für ihre reiche Wirbeltierfauna bekannt. Da sie in neuerer Zeit kaum aufgeschlossen waren (Baugruben in Dreieichenhain, BACKHAUS 1965), konnten sie nicht modern bearbeitet werden. Sie wurden – überwiegend anhand von Lesesteinen – mehrfach geologisch und paläontologisch bearbeitet (v. REINACH 1892, 1894; KLEMM 1901, 1910; BACKHAUS 1965, 1966; MARELL 1989; KOWALCZYK 1999; KOWALCZYK 2001). Die letzte Bearbeitung (OTT & SCHINDLER 2005) fasst die früheren Funde und

Befunde sowie Lesesteinfunde eines fossilreichen Niveaus zusammen und interpretiert die Lithofazies neu.

2006 wurde die Umgehungsstraße (L3317) bei Götzenhain-Dreieich/Hessen gebaut. Sie schnitt auf rund 1,5 km Länge die Langen-Schichten an. Hier bot sich die einmalige Chance, umfangreiches und vor allem erstmals horizontiertes Material aus den „Plattenkalken“ zu bergen. Die Grabung wurde mit Genehmigung des Landesamtes für Denkmalpflege Hessen/Archäologische und Paläontologische Denkmalpflege durch ehrenamtliche Mitglieder der Arbeitsgruppe Palaeo-Geo e.V. (Kelkheim) durchgeführt. Fossilfunde wurden horizontiert geborgen und ein orientiertes Profil en bloc entnommen. Alle wichtigen Fossilfunde wurden im Hessischen Landesmuseum Darmstadt hinterlegt.

Die Grabung auf der L3317 ermöglichte erstmals, geologische und paläontologische Befunde in situ zu dokumentieren sowie mittels mikrofazieller Untersuchungen die Genese der Ablagerungen neu zu deuten. Die Paläoumwelt zur Zeit der Langen-Schichten wird neu interpretiert.

2 Bisherige Bearbeitungen

Die „Plattenkalken“ haben ihre Hauptverbreitung im Gebiet Langen-Sprendlingen (KOWALCZYK 1999). Sie sind in ähnlicher Fazies und stratigraphischer Position auch in der Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle/Offenbach sowie in der Wetterau nachgewiesen (KOWALCZYK 1983, MARELL 1989).

Die „Plattenkalken“ bilden keinen Einzelhorizont, sondern eine Vielzahl zentimeter- bis dezimetermächtiger Bänke, die sich über mehrere Dekameter der Schichtenfolge verteilen. Die Profile in MARELL (1989) sowie die geologische Karte (KOWALCZYK et al. 1999) zeigen bis zu vier „Plattenkalk“-Horizonte mit mehreren Metern Abstand an der Basis der oberen Langen-Schichten (über ca. 14 m Mächtigkeit im summarischen Profil in MARELL 1989). Von vier tieferen Bohrungen im Bereich der Langen-Schichten mit „Plattenkalk“-Ausstrich (KLEMM 1901 und BACKHAUS 1965: Bhrg. Kirschbornweiher; v. REINACH 1894 und KOWALCZYK et al. 1999: Bhrg. 101, 111 und 112) haben nur die Bohrungen Kirschbornweiher und Dampfmühle (111) Kalke angetroffen. In dazwischen liegenden Bohrungen fehlen Kalkbänke, was auf schnelle laterale Fazieswechsel hinweist (BACKHAUS 1965). Vereinzelt treten weitere Kalkbänke außerhalb der „Plattenkalk“-Zone auf (bis ca. 15 m darunter und ca. 15 m darüber; MARELL 1989: Abb. 16).

Es gibt vier veröffentlichte Profile mit „Plattenkalken“ im Raum Dreieich (Abb. 1):

- v. REINACH (1892): 1889 an der Straße zwischen Götzenhain und Neuohf abgeteufter Versuchsschacht (Nardesgarten; Profilskizze in BACKHAUS 1965):

„1 m rother Letten

0,5 m feste dichte graue Plattenkalken, oberste Schicht mit Pflanzenresten, dann Stegocephalenreste [Branchiosauridae]; hier fand sich der oben erwähnte Unterkiefer von *Protriton petrolei* [Branchiosauridae]

1,5 m Kalk mehr conglomeratisch ausgebildet [wohl Onkolith] mit rötlichem Glimmer und Kaolin, keine größeren Platten, sondern handgroße Stücke in rothem Letten liegend

0,5 m festere Kalkbänke, geschichtet, weniger conglomeratisch, viele Stegocephalenreste

1,25 m rothe Tonschiefer mit vielem Glimmer

1 m Thonsteine in Arkose übergehend“.

- KLEMM (1901): 1894 von der Stadt Offenbach am Kirschbornweiher abgeteufter Brunnen (Profilskizze in BACKHAUS 1965): Nach mehreren Metern Tonstein und Arkose zwischen 18,25 und 23,3 m vier Lagen Kalkstein, zwischen 0,30 und 1,0 m mächtig.

- BACKHAUS (1965): 1964 aufgenommene Schichtabfolge in dem im nördlichen Teil von Dreieichenhain gelegenen Neubaugebiet Kellerbüschchen:

Drei Kalksteinniveaus in 0,4–2,5 m Abstand, bis zu 0,35 m mächtig, verteilt auf 5 Meter; Horizonte halten lateral kaum aus, können in Kalkknollen-Lagen übergehen; Ooide, Onkoide, Pflanzenreste und „kleine Fossilien“ (nicht näher spezifiziert) nachgewiesen.

• V. REINACH (1894), KOWALCZYK et al. (1999): Bohrung Dampfmühle in Dreieichenhain:
Zwei „Plattenkalke“ von 0,5 m Mächtigkeit in 22 m Abstand, dazwischen karbonatischer Arkosesandstein mit geringmächtigen roten „Schiefer-ton-Zwischenlagen“.

Wie eigene Beobachtungen von Kalken am Golfplatz Neuhof zeigten (jüngstes kartiertes „Plattenkalk“-Niveau), ist die Ausbildung und Fossilführung der einzelnen „Plattenkalk“-Niveaus etwas verschieden. 1991 konnten am Neuhof neben einem Bioklast-Onkoid-Grainstone (mit Ooiden, Onkoiden, Elonichthyiden-Resten, *Triodus kraetschmeri*-Zähnen) rhyolithische Tuffite beprobt werden. MARELL (1989) hat für diesen Abschnitt der Langen-Schichten in seinem kompilierten Profil keine Tuffe verzeichnet. In der Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle (Profil in MARELL 1989) wird jedoch ebenfalls die oberste Kalkbank von einem rhyolithischen Tuffit überlagert, so dass die Kalkbank vom Golfplatz Neuhof in etwa damit zu parallelisieren wäre. OTT & SCHINDLER (2005) und die aktuelle Grabung auf der L3317 haben Daten eines tieferen älteren Kalkhorizontes erfasst. Dieser entspricht einem der Fundpunkte von V. REINACH (1892, 1894) (laut BACKHAUS 1965: Punkt B im Nardesgarten) und einem Lesesteinfundpunkt von BACKHAUS (1965: Taf. 10, Fig. 6; geätzte Fossilfunde aus BACKHAUS 1966). In diesem Abschnitt fehlen rhyolithische Tuffe, und im „Plattenkalk“ treten andere Haiarten auf. Deshalb können die bisherigen Publikationen nicht in allen Punkten mit den neuen Ergebnissen verglichen werden.

Bei den „Plattenkalken“ handelt es sich nach KOWALCZYK (1999) um von Algen bzw. Cyanobakterien gebildete organogene Kalke. Sie bauen sich aus Stromatolithen, Onkolithen,

dezimeterlangen Großonkoiden (Umkrustungen von ?Pflanzenachsen; OTT & SCHINDLER 2005) und bioklastischen Kalken auf. Stromatolithen sind selten; Onkoide weisen Durchmesser um 1 cm, max. 7 cm auf (KOWALCZYK 1999), im Kern enthalten sie Intraklasten, Extraklasten, Wirbeltier- und Pflanzenreste (BACKHAUS 1965, MARELL 1989). Weiterhin gibt es zusammengesetzte Onkoide („Polyonkoide“), selten kleine Ooide sowie unregelmäßig geformte Intraklasten (BACKHAUS 1965, MARELL 1989, KOWALCZYK 1999). Der Kalkgehalt beträgt 88–97 %, im Rückstand sind nach MARELL (1989) i.W. Quarz und Tonminerale enthalten. Dolomit ist wenig vorhanden (BACKHAUS 1965). Bioklasten und Biogene setzen sich aus Conchostraken, xenacanthiden Haien, elonichthyiden und amblypteriden Knochenfischen, dissorophoiden und archegosauriden Amphibien sowie Koprolithen zusammen (OTT & SCHINDLER 2005). GEINITZ (1889) nennt noch marine Gastropoden, V. REINACH (1892), schränkt aber ein, dass sie aus Maingeröllen herantransportiert sein könnten. BACKHAUS (1965, 1966) nennt darüber hinaus Cyanobakterien-Bildungen (BACKHAUS 1965, Taf. 10, Fig. 6: *Phycosephen*), Grünalgen und Bryozoen. Die „Bryozoe“ überstand die Säurebehandlung und soll verkieselt sein. BACKHAUS (1966) erwägt eine mögliche Verwechslung mit spongiösen Fischknochen. Der Nachweis von Acanthodier-Stacheln (MARELL 1989) beruht zum Teil auf Verwechslungen (v.a. mit schlanken Elonichthyiden-Knochen, vid. Sammlungsmaterial Univ. Frankfurt a.M.). Acanthodier konnten aber in der jetzigen Untersuchung erneut bestätigt werden.

MARELL (1989) interpretiert die unteren Langen-Schichten als Ablagerungen verzweigter Flussrinnen mit klimatisch bedingter stark schwankender Wasserführung; die Korngröße nimmt nach oben ab, gleichzeitig treten Ablagerungen

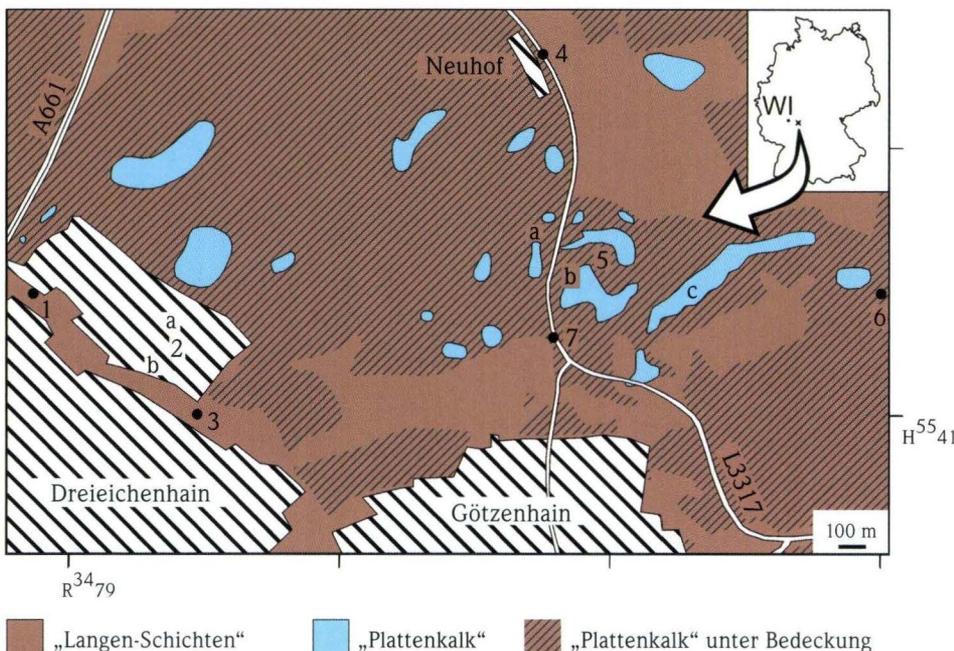


Abb. 1. Abgedeckte geologische Karte der Region um Dreieichenhain (nach KOWALCZYK et al. 1999); 1 Bohrung Dampfmühle 1892, 2 Neubaugebiet Kellerbüschchen 1964, 3 Winkelmühle, 4 Golfplatz, 5 Schürfe und Lesesteine Nardesgarten, 6 Bohrung Kirschbornweiher 1894, 7 Grabung 2006.

mäandrierender Flüsse auf. In den oberen Langen-Schichten ist ab den „Plattenkalken“ ein Flachwasserbereich mit wechselnder geringer bis mäßiger Turbulenz nachgewiesen, darüber geht die Abfolge unter weiterer Kornverfeinerung und Turbulenzabnahme in Playa-Ablagerungen mit einzelnen äolischen Sandablagerungen über (MARELL 1989). BACKHAUS (1965, 1966) meint über Fossilfunde einen marinen Ein-

schlag in den Kalken feststellen zu können und korreliert die „Plattenkalke“ mit dem Zechstein Z3. OTT & SCHINDLER (2005) interpretieren schließlich die Kalke als mikrobielle Süßwasser-Karbonate mit einem in höher energetischem Milieu gebildeten Bioklastkalk und in Stillwasser gebildetem Schlammkalk.

3 Die Grabung 2006 und deren Auswertung

Von den ca. vier verschiedenen Seehorizonten der basalen Oberen Langen-Schichten (KOWALCZYK et al. 1999) wurde ein fossilreicher Abschnitt am Nordende der Umgehungsstraße (TK25, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 80 825, H 55 41 325; Abb. 1, Nr. 7) angefahren und beprobt. Er entspricht dem Lesesteinmaterial des von OTT & SCHINDLER (2005) untersuchten Niveaus (Abb. 1, Nr. 5b). Die Grabung war als Notgrabung angelegt und im Wesentlichen auf Fossilfunde ausgerichtet. Die Fossilbergung durch die Mitglieder der Paläo-Geo e.V. erfolgte horizontiert. Bedingt durch laterale Änderungen der Schichten konnten teilweise aber nur summarische Angaben gemacht werden (z.B. Schicht 2 bis 3). Eine Fundstatistik wurde nicht geführt. Die Auswertung der Taphonomie beschränkt sich daher auf die Erfassung der Erhaltungsstadien. Schicht 1 bis 3 wurden flächig abgegraben. Aufgrund des zügigen Bau-

fortschritts wurde unterhalb davon (Schicht 4 bis 8) nur ein Profilschurf angelegt. Die Befunde wurden im Gelände fotografisch dokumentiert. Ein vollständiges Profil, aufgeteilt in acht Schichten mit insgesamt 11 Profiltteilen, wurde zur Untersuchung orientiert entnommen.

Aus den Profiltteilen wurden nach Anweisung des Autors durch Mitglieder der Paläo-Geo e.V. polierte Dickschliffe angefertigt. Mit dem Binokular wurden dann mikrofazielle und paläontologische Details aufgenommen. Zusätzlich Daten wurden von den Verwitterungskanten der Sägereste gewonnen. Anschließend wurden von den Dickschliffen Acetatfolien-Abzüge (Peels) angefertigt und unter dem Durchlichtmikroskop ausgewertet. Die Mikrofazies wurde nach FLÜGEL (2004) angesprochen und Mikrofazies-Typen (LMF bzw. SMF) zugeordnet.

4 Karbonatmikrofazies und Fossilführung des Grabungsprofils

Das rund 37 cm mächtige Profil besteht aus Kalkstein mit wechselndem siliziklastischem Anteil (Abb. 2). Teilweise sind vertikale Styolithen erkennbar, deren Drucklösungsflächen mit Hämatit und Siliziklastika belegt sind. Das Liegende wurde nicht dokumentiert; nach mündlichen Mitteilungen von G. Kowalczyk, Frankfurt a.M. und T. Keller, Wiesbaden handelt es sich um eine graue Arkose. Direkt im Liegenden und Hangenden des Kalksteins waren jeweils mehrere Zentimeter dünnplattige sandige Siltsteine ausgebildet (mdl. Mitt. W. Ott, Offenbach).

4.1 Karbonatmikrofazielle Ansprache der ergraben Schichten (s.a. Anhang)

Schicht 8: Nur das Profilstück liegt vor. Es handelt sich um einen 2,8–3,1 cm mächtigen grüngrauen bis rotbraunen siliziklastischen Intraklast-Pack- bis Grainstone. Er ist gebankt und weist am Top Grabgänge auf. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht. Komponenten sind Hell- und Dunkelglimmer (an Basis und Top), Intraklasten, viele zerbrochene Mikritkrusten, Bioklasten (?Bivalve, Kalkalgen, Foraminifere, Ostracoden, weiße Schalen indet., ?Conchostraken), Biogene (ein ?Gastropod) sowie wenige Ooide. Die Intraklasten sind mikritisch auf-

gebaut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten.

Schicht 7: Nur das Profilstück liegt vor. Es handelt sich um einen 1,9–2,3 cm mächtigen grünfleckigen rotbraunen siliziklastischen Intraklast-Pack- bis Grainstone. Er ist gebankt und weist an der Basis und am Top Grabgänge auf. Die Sortierung ist gut bis mäßig gut. Komponenten sind Hell- und Dunkelglimmer, andere Siliziklasten, viele Intraklasten, Bioklasten, zerbrochene Mikritkrusten sowie in der Mitte Automikritkrusten. Die zerbrochenen Mikritkrusten sind teils intern rekristallisiert (Sparit). Intraklasten sind mikritisch aufgebaut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten. Die Bioklasten (?Conchostraken, weiße Schalenreste indet.) sind z.T. von prismatischem Säulen-Calcit umhüllt.

Schicht 6: Nur das Profilstück liegt vor. Es handelt sich um einen 2,5–3,5 cm mächtigen grünfleckigen rotbraunen siliziklastischen Intraklast-Pack- bis Grainstone. Er ist gebankt und am Top bioturbiert (rotierte Komponenten). Die Sortierung ist mäßig gut bis mäßig. Komponenten sind Hell- und Dunkelglimmer, Intraklasten, zerbrochene Mikritkrusten, zerbrochene stromatolithische Krusten, selten Ooide, selten mikrobielle

Ooide und selten Bioklasten (wenige Fischreste indet., ein ?Ostracode). Die Mikritkrusten sind teils intern rekristallisiert (Sparit). Intraklasten sind mikritisch aufgebaut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten.

Schicht 5b: Nur das Profilstück liegt vor. Es handelt sich um einen 0,8–1,4 cm mächtigen grünfleckigen rotbraunen siliziklastischen Intraklast-Pack- bis Grainstone. Er ist fein geschichtet. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht. Komponenten sind Hell- und Dunkelglimmer, viele andere Siliziklasten, Intraklasten, selten Ooide, zerbrochene Mikritkrusten und Bioklasten (wenige Elonichthyiden-Reste) und Biogene (eine doppelklappige ?Ostracode). Die Mikritkrusten sind teils intern rekristallisiert (Sparit). Intraklasten sind mikritisch aufge-

baut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten.

Schicht 5a: Nur das Profilstück liegt vor. Es handelt sich um einen 5,2–5,5 cm mächtigen grünfleckigen rotbraunen siliziklastischen Intraklast-Packstone. Siltig-sandige Partien sind v.a. in der Mitte und am Top vorhanden. Er ist unruhig weit laminiert bis fein geschichtet und im oberen Teil bioturbiert. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht. Komponenten sind Hell- und Dunkelglimmer (an der Basis und am Top), viele andere Siliziklasten, Intraklasten, Extraklasten, wenige Ooide (unterhalb der Mitte), wenige Bioklasten (Elonichthyiden-Reste), zerbrochene Mikritkrusten sowie dicht über der Basis eine Automikrit-Kruste. Grabgänge sind mikritisch gefüllt. Extra-

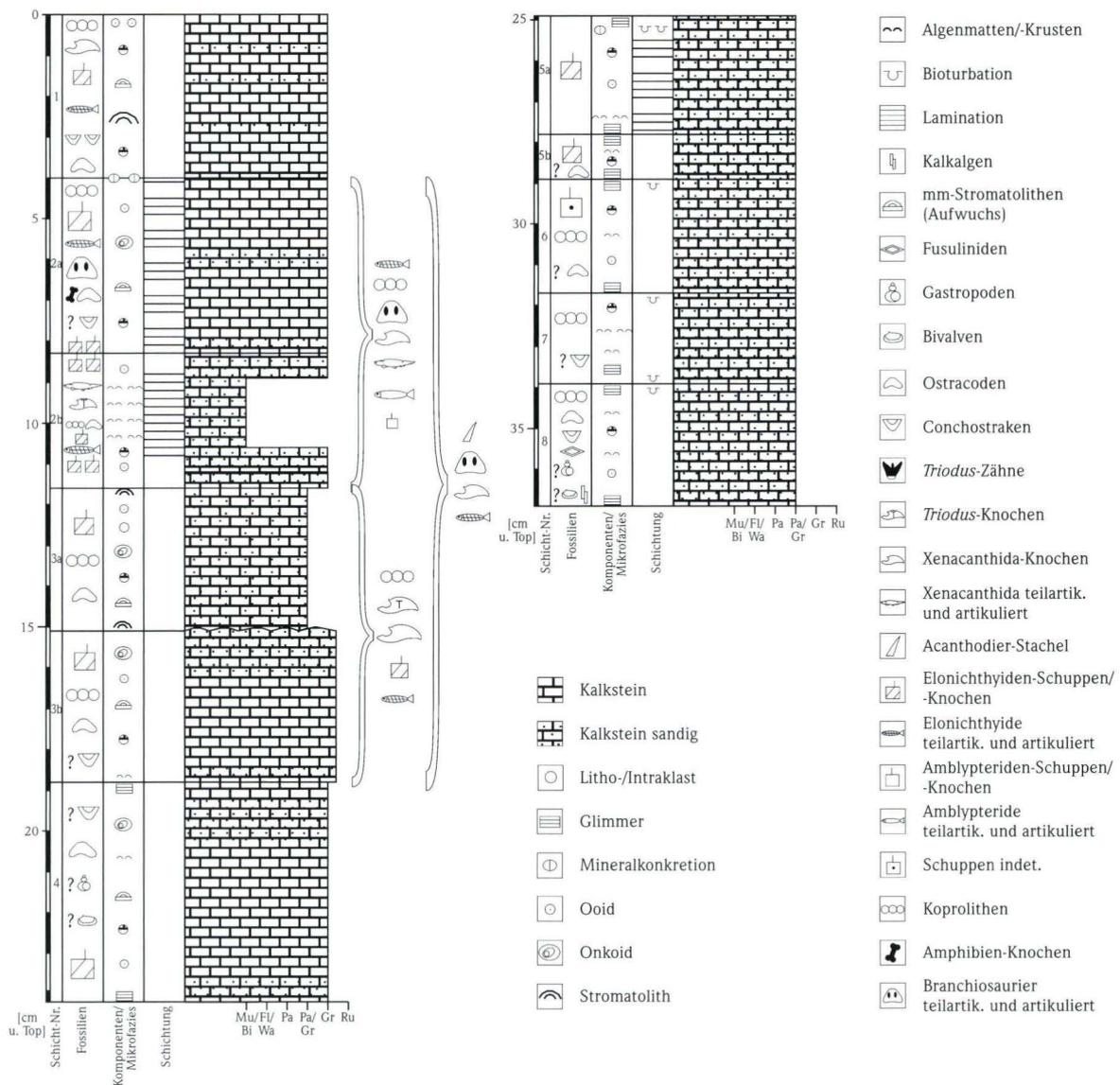


Abb. 2. Profil der Grabung in den „Plattenkalken“ auf der L3317; Mu = Mudstone, Bi = Bindstone, Fl = Flagstone, Wa = Wackestone, Pa = Packstone, Gr = Grainstone, Ru = Rudstone.

klasten bzw. Siltlagen sind mit prismatischem Säulen-Calcit umhüllt. Intraklasten sind mikritisch aufgebaut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten.

Schicht 4: Nur das Profilstück liegt vor. Es handelt sich um einen grünfleckigen rotbraunen siliziklastischen Intraklast-Ooid-Grainstone. Vor allem der unterste Zentimeter und der obere Teil sind sandig. Er ist gebankt. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht. Komponenten sind Intraklasten, Ooide (teils mit Bioklast-Kern), mikrobielle Ooide, zusammengesetzte Onkoide, Bioklasten (Gastropoden-Bruchstück, Ostracoden, ?Conchostraken, Elonichthyiden-Reste), wenige Kornaggregate, größere Bruchstücke von Mikritkrusten und Millimeter-Stromatolithen auf Bioklasten. Intraklasten sind mikritisch aufgebaut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten.

Schicht 3b: Grabungsergebnisse und das Profilstück liegen vor. Es handelt sich um einen 3,5–4,0 cm mächtigen grünfleckigen rotbraunen siliziklastischen Ooid-Intraklast-Grain- bis Rudstone. Vor allem der unterste Zentimeter und das obere Drittel sind sandig. Im Top ist eine Silt-/Feinsand-Lage entwickelt. Der Kalkstein ist fein geschichtet und weist eine unruhige Oberseite auf. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht. Komponenten sind viele Ooide (teils mit Bioklast-Kern), mikrobielle Ooide, Onkoide, ein Großonkoid, Intraklasten (viele an der Basis), Bioklasten (Elonichthyiden-Reste, Knochen indet., ?Conchostrake), Millimeter-Stromatolithen, zerbrochene stromatolithische Krusten, Siliziklasten und Biogene (Sparitgefüllte Ostracoden). Die Onkoide sind teils zusammengesetzt (Mikrit, Sandauflage, prismatischer Säulen-Calcit, Mikrit). Ein größeres Onkoid ist umkristallisiert (Sparit im Kern). Intraklasten sind mikritisch aufgebaut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten.

Schicht 3a: Grabungsergebnisse und das Profilstück liegen vor. Es handelt sich um einen 3,0–4,0 cm mächtigen rotbraunen leicht sandigen Intraklast-Ooid-Pack- bis Grainstone. An der Basis ist eine Silt-/Feinsand-Lage enthalten. Er ist gebankt und weist eine unruhige Unterseite auf. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht. Lateral sind an der Basis wulstige Stromatolithen (Großonkoide) entwickelt. Am Top ist lateral ein hügeliger Stromatolith entwickelt. Komponenten sind Intraklasten, viele Ooide, mikrobielle Ooide, Onkoide, Millimeter-Stromatolithen (auf Fischresten), Bioklasten (Elonichthyiden-Reste, Ostracoden), Biogene (doppelklappige Ostracoden), Siliziklasten und Extraklasten. Die Ooide weisen teilweise einen Bioklast-Kern auf, teilweise sind sie zerbrochen. Die Onkoide sind z.T. zusammengesetzt (Extraklast-Kern, prismatischer Säulen-Calcit, Mikritrinde). Ein Teil der Extraklasten (Sandstein) ist mit prismatischem Säulen-Calcit umhüllt. Intraklasten sind mikritisch aufgebaut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten.

Schicht 2b: Grabungsergebnisse und das Profilstück liegen vor. Es handelt sich um einen grünfleckigen rotbraunen siliziklastischen Ooid-Intraklast-Grainstone (Basis und Top), in der Mitte liegt ein siliziklastischer Bindstone vor.

Der Grainstone ist fein geschichtet. Die Sortierung ist mäßig. Komponenten sind Intraklasten, Ooide, Bioklasten (Elonichthyiden-Reste, Ostracoden) und Biogene (Ostracoden). Intraklasten sind mikritisch aufgebaut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten.

Der Bindstone ist weit laminiert. Er baut sich überwiegend aus Automikrit-Krusten auf. Sie bilden zusammen mit eingelagerten Siliziklastika die Lamination. Komponenten sind Biogene (Xenacanthiden, Elonichthyiden, Koprolithen) und selten Bioklasten (Elonichthyiden-Reste).

Schicht 2a: Grabungsergebnisse und das Profilstück liegen vor. Es handelt sich um einen 4,0–4,5 cm mächtigen rotbraunen siliziklastischen Ooid-Intraklast-Grainstone. Basis und Mitte sind feinsandig. Er ist unruhig weit laminiert bis fein geschichtet. Die Sortierung ist mäßig. Komponenten sind viele Ooide (radiale Struktur), Onkoide (mit Bioklast-Kern), zusammengesetzte Onkoide, häufig Millimeter-Stromatolithen, Intraklasten, Siliziklasten (Glimmer u.a.), Extraklasten (Sandstein), Bioklasten (Ostracoden, basal viele Elonichthyiden-Reste, ?Conchostrake), und Biogene (Ostracoden, Elonichthyiden, Branchiosauriden). Die Millimeter-Stromatolithen sind radial-konzentrisch aufgebaut und auf Bioklasten aufgewachsen. Intraklasten sind mikritisch aufgebaut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten. Extraklasten sind von prismatischem Säulen-Calcit umhüllt. Die Ostracoden sind teils mit Sparit gefüllt.

Schicht 1: Grabungsergebnisse und das Profilstück liegen vor. Es handelt sich um einen 3,1–5 cm mächtigen graugrünen bis rotbraunen Ooid-Intraklast-Grainstone. Er ist fein geschichtet bis gebankt. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht. Komponenten sind viele mikrobielle Ooide (mit Bioklast-Kern), Ooide (radiale Struktur; teils zerbrochen), Millimeter-Stromatolithen, Intraklasten, Bioklasten (Xenacanthiden-Reste, Elonichthyiden-Reste, Ostracoden, ?Conchostraken), Siliziklas-

Abb. 3. Mikroskopische Kalkbildner

Abb. 3.1 Kalkalgen, eventuell Dasycladaceen, gekammerte Plättchen, Sch. 8 (Schlifffoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 3.2 Kalkalgen, eventuell Dasycladaceen, gekammertes Röhrrchen, Sch. 8 (Schlifffoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 3.3 Kalkalge, Plättchen indet., Sch. 8 (Schlifffoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 3.4 Kalkalge aff. *Phaenocompsopogon*, Sch. 8 (Schlifffoto); Pfeil zeigt auf rautenförmige Zellen; Maßstab = 1 mm.

Abb. 3.5 Ooid mit konzentrischem Lagenbau, Sch. 3a (Peelfoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 3.6 ?Mikrobielles Ooid, Sch. 1 (Peelfoto); Maßstab = 1 mm.

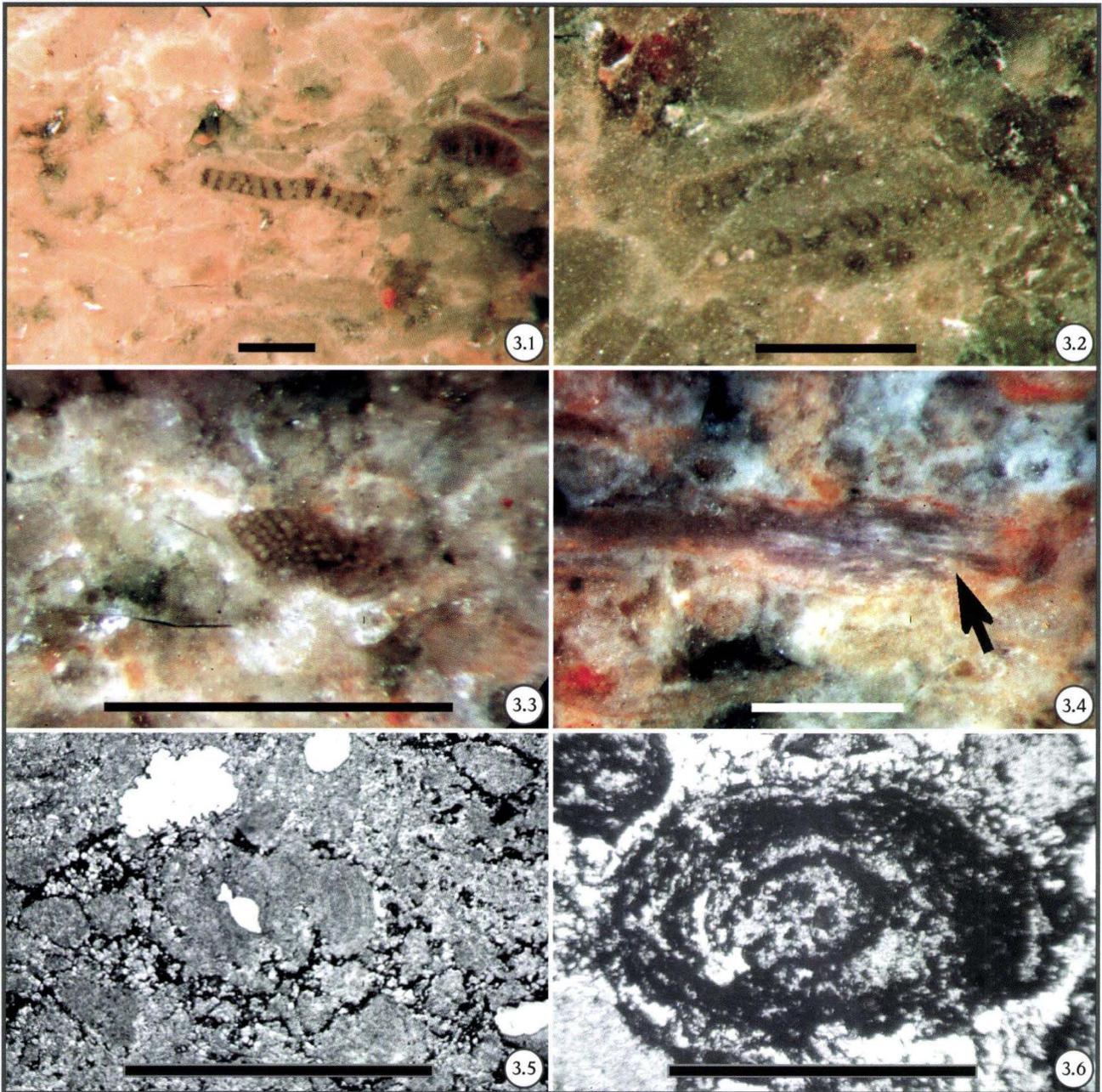


ten (u.a. Glimmer) und Biogene (Conchostraken, Elonichthyiden). Mikrobielle Ooide treten vor allem im oberen Teil auf. Millimeter-Stromatolithen sind auf Bioklasten aufgewachsen und zeigen eine radial-konzentrische Struktur. Intraklasten sind mikritisch aufgebaut, wahrscheinlich handelt es sich um zerbrochene Mikritkrusten. Lateral sind an der Basis Kalkkonkretionen (?Großkonkoide) von 0,5–9 cm Durchmesser (Mittelwert 3,25 cm) entwickelt; sie zeigen angedeutet konzentrischen Aufbau. Ebenfalls lateral ersetzt ein Stromatolith die gesamte Schicht.

4.2 Beschreibung der Komponenten

4.2.1 Kalkbildner

Kalkalgen: Erstmals seit BACKHAUS (1966) konnten wieder Reste von Kalkalgen bestätigt werden. Es handelt sich bei der häufigeren Form um etliche gekammerte Plättchen (Abb. 3.1) von 0,9–2,0 mm Länge bzw. um ein gekammertes Röhrchen (Abb. 3.2) von 1,3 mm Länge und 0,4 mm Durchmesser. In der Wandung lassen sich zwei bis vier Reihen runder Poren erkennen, die miteinander verbunden sind. Sie besitzen einen kreis-



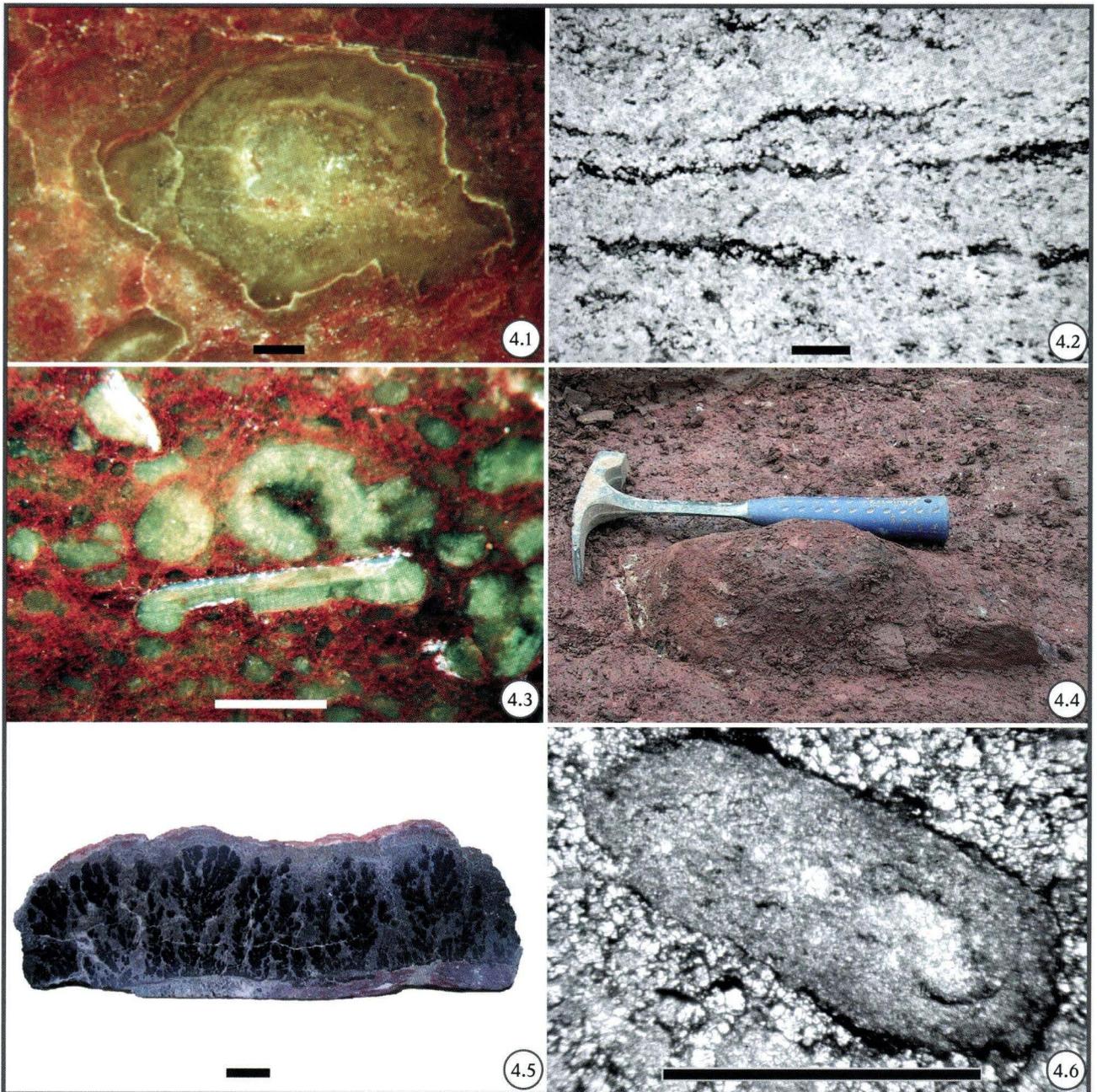
runden bis leicht ovalen Umriss und 0,6–1,2 mm Durchmesser. Nach einem Vergleich mit SCHNEIDER & GEBHARDT (1992) und FLÜGEL (2004) könnte es sich um Dasycladaceen handeln. Aufgrund der geringen Anzahl von Bruchstücken und diagnostischen Merkmalen ist keine generische Ansprache möglich.

Ein Kalkplättchen von 0,3 mm Kantenlänge (?Aufsicht, Abb. 3.3) weist etliche rundliche Porenreihen auf, die mit 0,03 mm Durchmesser wesentlich kleiner sind als die oben beschriebenen. Es handelt sich um ein Bruchstück, das vom Porenbau sowohl zu manchen Chlorophyceae als auch zu Rhodophyceae passt und vorläufig nicht bestimmbar ist.

Ein weiteres Bruchstück von 4,5 mm Länge und maximal 0,5 mm Höhe zeigt im Querschnitt laminaren Aufbau mit raufenförmigen Poren von 0,04 mm Diagonale (Abb. 3.4, Pfeil). Vergleichbar ist es mit der permokarbonischen Rotalge *Phaeocompsopogon* (CLAUSING 1992), aber eine sichere Bestimmung ist mit den vorliegenden Daten nicht möglich.

Kalkalgen treten nur in der ältesten Lage (Sch. 8) auf.

Ooide: Sie nehmen vom Liegenden zum Hangenden zu. Sie weisen einen radialstrahligen oder einen konzentrischen Lagenbau auf (Abb. 3.5). Häufig sind sie jedoch umkristallisiert, sodass nur noch andeutungsweise der Aufbau erkennbar ist.



Sie treten in Sch. 8 und von Sch. 6 bis 1 auf, gehäuft aber ab Sch. 3b.

Mikrobielle Ooide: Sie besitzen einen undeutlichen Lagenbau aus Mikrit (Abb. 3.6). Sie sind lagenweise rekristallisiert (Sparit) und treten in Sch. 6, 4, 3b, 3a sowie gehäuft in Sch. 1 auf.

Kornaggregate: Sie bauen sich aus miteinander verwachsenen Ooiden auf. Erkennbar sind sowohl eine mikritisierte Verwachsung durch Mikrobenmatten-Umhüllung als auch ein anzementiertes Korn. Deshalb sind sie nicht eindeutig als Grapes (Zementverwachsung) oder Lumps (mikrobielle Verwachsung) zuordbar. Sie sind selten und nur in Sch. 4 enthalten.

Onkoide: Sie sind teils zusammengesetzt (Sch. 4), mit einem Aufbau aus Onkoidkern, Mikrit, Siliziklastika; teilweise Sparitzement und/oder rekristallisierter Bereich, Mikrit. Der Onkoidkern ist, wenn erkennbar, häufig ein Fischrest oder eine Ostracodenschale, häufig ist jedoch kein Kern mehr zu erkennen. Onkoide treten in Sch. 4, 3b, 3a und 2a auf.

Großonkoide: In Sch. 3b tritt ein 0,8 cm breites größeres Onkoid auf (Abb. 4.1). Es ist stark asymmetrisch gebaut, ein Kern ist nicht zu erkennen (Rekristallisation). An der Basis von Sch. 3a traten bei der Grabung wulstige Großonkoide auf. Ob und welcher Kern vorhanden war, wurde nicht untersucht. Ähnliche Großonkoide von mehreren Dezimeter Länge konnten bei Geländeuntersuchungen östlich der Grabung (Flur Kirschborn) gefunden werden, der Kern bestand dort aus Pflanzenachsen (OTT & SCHINDLER 2005). An der Basis von Sch. 1 treten knollige Großonkoide bis mehrere Zentimeter Durchmesser auf. Sie sind angedeutet lagig gebaut.

Automikrit-Krusten (MARELL 1989: tabulare Stromatolithen): Sie weisen keine Internstruktur auf, sind mikritisch und zum Teil sparitisch rekristallisiert (Abb. 4.2). Sie verlaufen auf längere Strecken durch die Handstücke von Sch. 7, 5a und 2b. Sch. 8, 7, 6, 5a und 4 enthalten kürzere, parautochthone Automikrit-Krusten.

Stromatolithische Krusten: Sie lassen (im Gegensatz zu Mikritkrusten) einen lagigen Internbau erkennen und stimmen wohl mit den tabularen Stromatolithen von MARELL (1989) überein. Sie treten in Sch. 6 und 3b auf.

Millimeter-Stromatolithen: Sie sind häufig auf Bioklasten (Fischschuppen) aufgewachsen (Abb. 4.3). Die Größe liegt im Bereich von wenigen Millimetern. Ihr Internbau ist teilweise halbkugelig, teilweise tabular und weist häufig eine radiale Streifung und einen konzentrischen Schichtbau auf. Sie treten in Sch. 4, 3b, 3a, 2a und 1 auf.

Makrostromatolithen (Biostrome): Sie sind hügelig gebaut (Abb. 4.4). Die Internstruktur ist von einem Stromatolith aus Sch. 1 bekannt (Abb. 4.5). Sie besteht aus deutlich laminierten Säulen (im Wechsel hell- und dunkelgrau), die basal verbunden und nach oben dichotom verzweigt sind (Typ LLH-C - SH-V nach LOGAN et al. 1964 in FLÜGEL 2004: 377). Makrostromatolithen wurden in Sch. 3a und 1 nachgewiesen. Teilweise (Sch. 1) kann die gesamte Fundschicht ersetzt werden.

4.2.2 Intra-, Extra- und Siliziklasten

Intraklasten: Sie bestehen aus eckigem Mikrit und weisen selten ein internes Gefüge auf (mit ?Mikrofossilien und Körnchen indet., Sch. 4; Abb. 4.6). Intraklasten treten in allen Schichten in großer Anzahl auf, ab Schicht 3b nimmt die Häufigkeit etwas ab.

Extraklasten: Sie bestehen aus Silt- und Sandsteinklasten. Fast immer sind sie umkrustet. Sie bilden entweder den Kern von Ooiden/Onkoiden, oder sie sind mit Säulencalcit umkrustet (Abb. 5.1). Extraklasten treten nur in Sch. 3a und 2a auf.

Siliziklasten: Sie bestehen vor allem aus Glimmer- und Quarz-, seltener Feldspat- und anderen Silikaten. Der Rundungsgrad ist schlecht. Es werden nur Korngrößen im Silt- und Sandbereich erreicht. Siliziklasten sind in wechselndem Anteil in allen Schichten vorhanden.

4.2.3 Bioklasten und Biogene

Kalkdisken bis 1,8 mm Breite (Sch. 8) erwiesen sich als foraminifere Foraminiferen und können der Gattung aff. *Reichelina* zugeordnet werden. Sie werden in GRIMM & SCHINDLER (2010) näher beschrieben.

Ein Bruchstück einer fraglichen Muschelschale (Sch. 4) besitzt 4 mm Länge. Es ist laminar gebaut, flach gewölbt und kann nicht näher bestimmt werden.

Eine fragliche Gastropodenschale (Sch. 8; Abb. 5.2) ist tangential angeschnitten und besitzt einen Durchmesser von 0,8 mm. Ein zerbrochener Bioklast von 0,8 mm Länge (Sch. 4) ist schalenförmig gebaut, mit Fortsatz auf der Innenseite; es könnte sich um einen Gastropodenrest handeln. Beide Reste sind nicht näher bestimmbar.

Einzelklappen fraglicher Conchostraken mit 1,7–2,3 mm Breite sind in Sch. 8, 7, 4, 3b, 2a nachgewiesen.

Schalenpflaster sicherer Conchostraken treten in Sch. 1 (Abb. 5.3) sowie unhorizontiert (Abb. 5.4) auf. Sie weisen einen geraden Schlossrand sowie zahlreiche konzentrische



Abb. 4. Mikro- und makroskopische Kalkbildner sowie Intra-klasten

Abb. 4.1 Großonkoid, Sch. 3b, randlich von Stylolithen begrenzt (Schlifffoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 4.2 Automikritkruste in Sch. 2b (Schlifffoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 4.3 Mikrostromatolithen auf Fischschuppe in Sch. 2a, parautochthon verkippt (Schlifffoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 4.4 Stromatolithen (Biostrome) während der Grabung in Sch. 3a (Foto: W. Ott).

Abb. 4.5 Angeschliffener Stromatolith aus der Grabung, Sch. 1; Maßstab = 1 cm (Foto: W. Ott).

Abb. 4.6 Intraklast mit internem Gefüge aus ?Mikrofossilien und Körnchen indet., Sch. 4 (Peelfoto); Maßstab = 1 mm.

Anwachsstreifen auf. Die Individuen zeigen Durchmesser von 1,9–3,5 mm. Eine nähere Bestimmung ist noch nicht erfolgt.

Einzelklappen (Sch. 8, ?6, 4, 3a, 2b, 2a) sowie doppelklappige glattschalige Ostracoden (Sch. 8, ?5b, 3b, 3a, 2b, 2a und 1) sind häufig (Abb. 6.1). Die Länge doppelklappiger Individuen beträgt zwischen 1,3 und 1,8 mm. Eine Bestimmung allein über den Querschnitt ist nicht möglich.

Ein gekammertes kalkiges Fossil indet. wurde in Sch. 4 (Abb. 6.2) nachgewiesen. Die Maße sind 4,1 x 1,3 mm. Es ist rundlich, weist mehrere teils ineinander greifende Kammern auf und besitzt eine dünne strukturlose Schale. Es konnte noch nicht bestimmt werden.

Unbestimmte weiße gebogene Schalenbruchstücke aus Sch. 8 (Abb. 6.3) erinnern an Muschelschalen, sind aber grob rekristallisiert, so dass eine Internstruktur nicht mehr erkennbar ist. Ein Querschnitt zeigt 3 x 0,7 mm Größe. Ein Exemplar auf der Schichtoberfläche (3 x 4 mm Größe) besitzt eine schüsselförmige Wölbung und ist auf der Innenseite angedeu-

tet gestreift skulpturiert. Es sind aber zu wenige Stücke vorhanden, sodass keine Bestimmung möglich ist.

Xenacanthide Haie sind mit Knochen, Stacheln und teilartikulierten Skeletten vorhanden. Sie können wohl zumindest teilweise der Art *Triodus* aff. *palatinus* zugeordnet werden (OTT & SCHINDLER 2005).

Acanthodier konnten wieder nachgewiesen werden. Es liegt ein Pectoralstachel vor (Sch. 2 bis 3).

Elonichthyide Knochenfische sind mit Schuppen, Zähnen und Knochen von Sch. 5b bis 1 nachgewiesen. In Schicht 3 (undifferenziert), 2a und 1 sind sie auch artikuliert erhalten. Sie erreichen eine Rumpflänge bis 13 cm. Die Gattung lässt sich noch nicht näher bestimmen, die vorhandenen Merkmale (Beschreibung in OTT & SCHINDLER 2005) deuten auf die Familie Elonichthyidae hin (SCHINDLER 2003, 2007).

Amblypteride Knochenfische sind nur in Sch. 2 (undifferenziert) sicher nachgewiesen. Ein Oberkiefer weist alle Merkmale dieser Familie auf (kofferförmige posteriore Platte, Stifzäh-

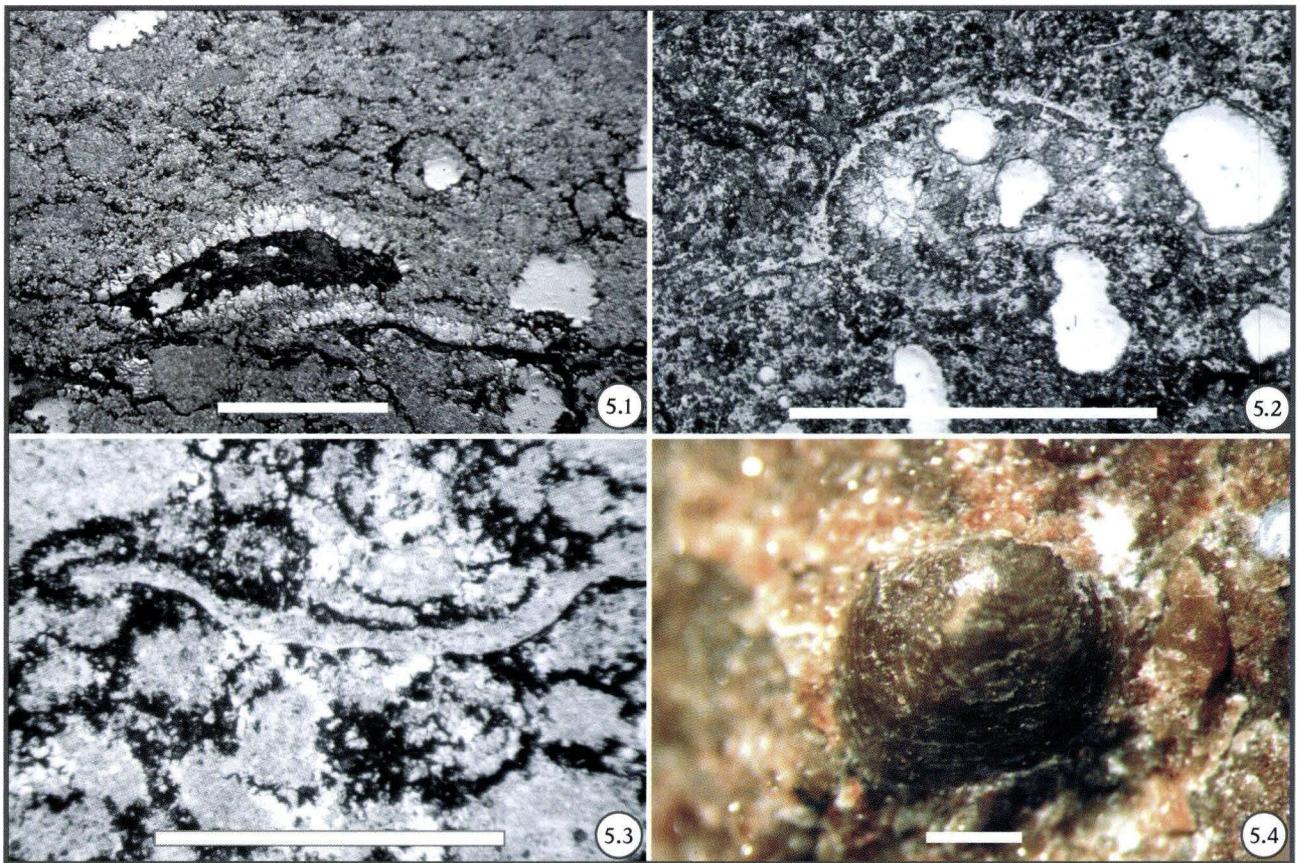


Abb. 5. Extraklasten und Invertebraten

Abb. 5.1 Siliziklastischer Extraklast, von Säulencalcit umwachsen, Sch. 3a (Peelfoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 5.2 Fragliche Gastropodenschale, tangential angeschnitten, Durchmesser 0,8 mm, Sch. 8 (Peelfoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 5.3 Einzelklappe einer Conchostrake, Sch. 1 (Peelfoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 5.4 Freipräparierte Einzelklappe einer Conchostrake, unhorizontierter Haldenfund (ehem. Slg. M. Keller o. Nr.); Maßstab = 1 mm.

ne; SCHINDLER 2003). Ebenfalls in Sch. 2 (undifferenziert) sind zwei teilkonjugierte kleinere und ein größeres Individuum mit 20 cm Rumpflänge erhalten. Eine nähere Bestimmung ist noch nicht möglich.

Branchiosauride Amphibien der Art *Melanerpeton gracile* sind als artikulierte Funde nachgewiesen (Sch. 2a; Abb. 6.4). Sie werden mehrere Zentimeter lang. Weitere Amphibiengruppen sind über Einzelknochen nachgewiesen (WERNEBURG 2009).

Koprolithen und -bruchstücke sind durch ihren körnigen Aufbau, vermengt mit Calcitkristallen, auch im Schliff erkennbar. Teilweise sind noch Fischschuppen sichtbar. Sie treten in Sch. 8, 7, 6, 4, 3b, 3a, 2a und 1 auf.

Grabgänge sind im Querschnitt und auf einer Schichtfläche sichtbar. Sie sind im Querschnitt wolkenförmig mikritisch gefüllt (Sch. 8, 7 und 5a), teilweise aber auch nur an rotierten länglichen Komponenten erkennbar (Sch. 6). Auf den Schichtflächen treten sie als Kalkknubbel (Sch. 5a) oder als kreis-

runde vertikale Durchbrüche mit konzentrischen Rändern in Erscheinung. In einem Fall ist ein unverzweigter schichtparalleler Gang von 0,5 cm Breite und etlichen cm Länge mit erhabenen Rändern ausgebildet (Grenze Sch. 7 zu 8). Letzterer kann dem Ichnogenus *Palaeophycus* zugeordnet werden.

5 Mikrofazies und Ablagerungsraum

Der Ablagerungsraum wird getrennt nach „Plattenkalk“ im Speziellen und Langen-Schichten im Allgemeinen besprochen.

5.1 Mikrofazielle Interpretation der „Plattenkalke“

5.1.1 Interpretation der Komponenten des Grabungsprofils (ohne Fossilien)

Ooide: Ooide mit radialstrahligem Aufbau bilden sich bevorzugt in Lagunen mit wechselnder Turbulenz, man findet sie

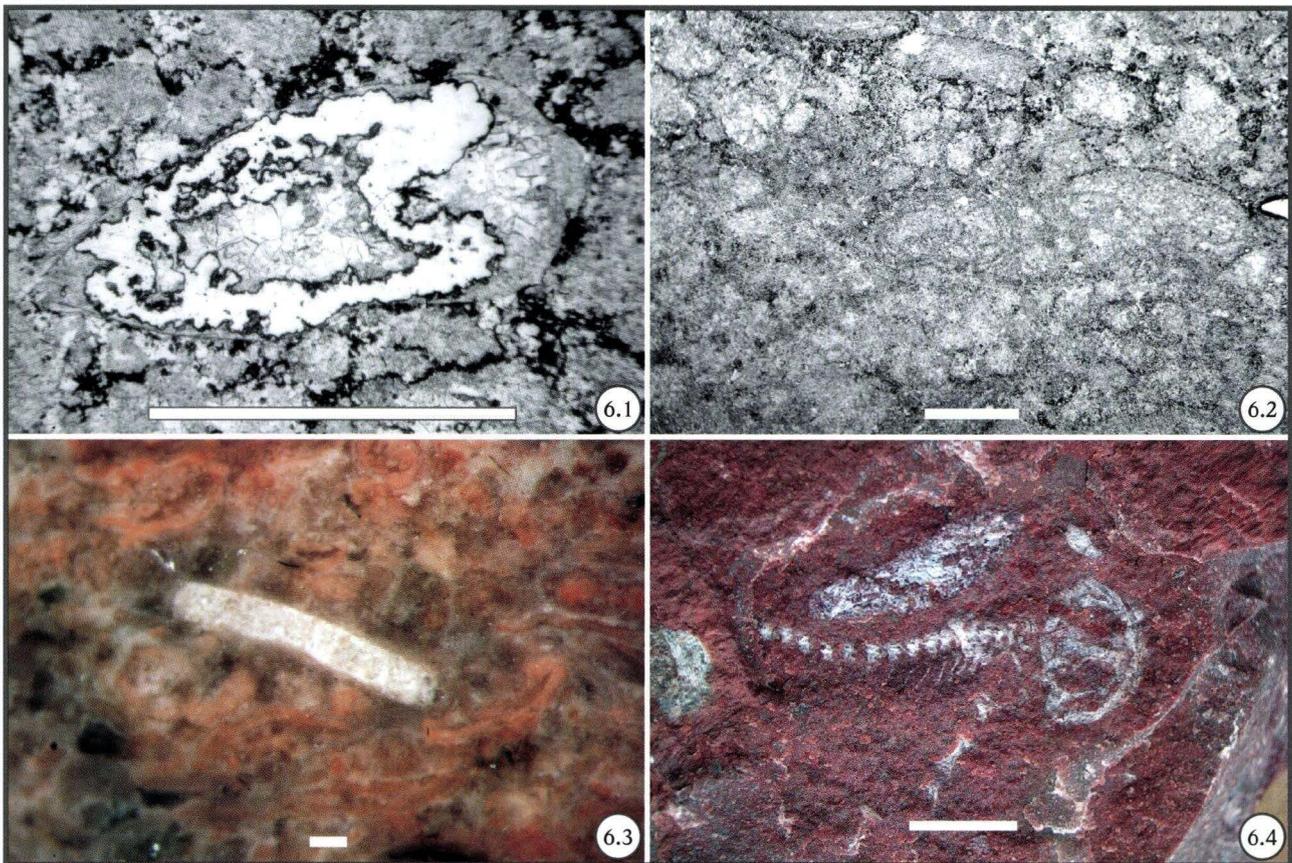


Abb. 6. Invertebraten und Vertebraten

Abb. 6.1 Doppelklappige Ostracode, Hohlraum mit Calcit gefüllt, Sch. 1 (Peelfoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 6.2 Mehrkammeriges Fossil indet., Sch. 4 (Peelfoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 6.3 Unbestimmtes weißes Schalenbruchstück, 3 x 7 mm, Sch. 8 (Schlifffoto); Maßstab = 1 mm.

Abb. 6.4 Artikulierte Amphib *Melanerpeton gracile*, unhorizontierter Haldenfund (ehem. Slg. M. Cyprian, MC01-H; Foto: W. Ott); Maßstab = 20 mm.

in Pack- und Grainstones (FLÜGEL 2004). Dies trifft für viele Ooide der Grabung zu; sie wurden wahrscheinlich in einem dauerhaft oder periodisch turbulenten Bereich (z.B. Surfzone des Seeufers) gebildet und lateral mit anderen coated grains wieder abgesetzt (allochthone Ooide).

Mikrobielle Ooide: Im Normalfall wären sie in Matten gewachsen, die Genese wäre damit nicht-turbulent (FLÜGEL 2004). Da kein Zusammenhang mit Mikrobematten erkennbar ist, bzw. trotz autochthoner Automikritlagen keine autochthonen mikrobiellen Ooide sichtbar sind, liegt wahrscheinlich überwiegend eine Mikritisierung von normalen Ooiden vor (FLÜGEL 2004: Abb. 4.20). Allerdings hat BACKHAUS (1965) aus der Nähe der Grabung (Punkt B im Nardesgarten, Abb. 1) ovale Ooide abgebildet, die er als *Pyknosephen* beschrieb (Cyanobakterien-Bildungen). Sie sehen wie die vermutlich mikritisierten Ooide der Grabung aus. Eine Nachuntersuchung mit Fluoreszenzmikroskopie könnte Klarheit bringen.

Aggregatkörner: Sie bilden sich auf Karbonat-Plattformen oder in Lagunen. Da aber kein Grape- oder Lumpstone vorliegt, sondern nur Einzelkörner, kann zur Genese nichts ausgesagt werden.

Automikrit-Lagen: Sie wurden biogen gebildet und von Cyanobakterien-Matten direkt am Seeboden abgeschieden bzw. kontrolliert gebildet (FLÜGEL 2004: 81). Sie belegen geringe Sedimentation und Turbulenz. Dies dokumentiert sich auch in der Taphonomie der Branchiosaurier, die nur in dieser Fazies vollständig artikuliert sind.

Intraklasten: Es handelt sich um erodierte und nach kurzem Transport (eckig!) wieder abgesetzte Mikritkrusten. Wahrscheinlich wurden bei Stürmen im Flachwasser Automikritkrusten zerstört und in etwas tieferem bzw. stillerem Milieu wieder abgesetzt.

Extraklasten: Sie stammen aus dem umgebenden fluviatilen Milieu und sind kurz transportiert (?Wurzelfracht). Die Silt- und Feinsandlagen im Wechsel mit Zementkrusten im Top von Schicht 5a sind wohl spätdiagenetisch durch Calcitprossung isoliert worden (Pseudo-Extraklasten).

Siliziklasten: Sie sind durch kurzen Wassertransport, teilweise aber wohl aus Wurzelfracht (fehlende Rundung), teilweise auch durch Wind, in jedem Fall von einer nahe gelegenen Fluvialebene in das Seemilieu geraten.

5.1.2 Vertikale Verteilung von Mikritkrusten, coated grains und Kalkalgen

Kalkalgen sind nur in Schicht 8 vorhanden. Ansonsten dominieren in den tieferen Profiltteilen (Sch. 8 bis 4) Intraklasten (allochthone Mikritkrusten). Nach oben nehmen allmählich parautochthone bis autochthone Automikrit-Krusten sowie Onkoide und Ooide zu. Ab Schicht 3 dominieren Ooide. Schicht 2b ist der einzige Bindstone im Profil (mehrere Zentimeter autochthone Automikrit-Krusten). Boundstone ist in Schicht 3a und 1 entwickelt (Stromatolithen-Biostrome).

5.1.3 Taphonomie und Ökologie der eindeutig bestimmbareren Fossilfunde

Dasycladaceen: Die Anwesenheit von Kalkalgen der Familie Dasycladaceae spricht für flaches bis sehr flaches Wasser normalmariner Salinität (FLÜGEL 2004) bzw. salinares Süßwasser (Sporenverfrachtung durch Wind; SCHNEIDER & GEBHARDT 1992). Es liegen nur Bruchstücke vor, sie sind jedoch eckig und nicht weit transportiert.

Foraminiferen: Die Mitglieder der Fusuliniden leben in kalkreichen flachmarinen Schelfgewässern. Süßwasser-Lebensräume werden nicht toleriert. Heutige Süßwasserforaminiferen haben keine Kalkschale. Es gibt aber rezente salinare Seen weitab von der Meeresküste mit kalkschaligen Foraminiferen. Die Anwesenheit von Fusuliniden spricht in jedem Fall für eine erhöhte Salinität von Schicht 8. Die weiteren Implikationen werden in GRIMM & SCHINDLER (2010) diskutiert.

Mollusken (Gastropoden, Bivalven): Die benthische Lebensweise dieser Fossilien erfordert sauerstoffreiches Bodenwasser. Da aufgrund der bruchstückhaften Erhaltung keine Bestimmungen auf generischem Niveau möglich sind, eignen sie sich nicht gut zur Milieusprache von Götzenhain.

Ostracoden: Glattschalige mittelgroße kalkschalige Ostracoden sind normalerweise benthische Süßwasserbewohner (SCHMINKE 1996: 530); da im Moment keine Bestimmung auf generischem Niveau möglich ist, sind sie nicht gut zur Milieusprache von Götzenhain geeignet.

Conchostraken: Im Paläozoikum sind sie in Süßwasser, in Salzseen und in Süß- bis Brackwassertümpeln auf dem Delta nachgewiesen (MARTENS 2007). Der gerade Schlossrand deutet auf nektonische Lebensweise hin (MARTENS 2007).

Haie: Xenacanthide Haie sind im Süßwasser verbreitet überliefert (z.B. HEIDTKE 2007), aber auch randmarin nachgewiesen (z.B. SCHULTZE & SOLER-GUON 2004); die Taphonomie teilartikulierter Skelette spricht für parautochthone Überlieferung (Sch. 2b). Das Wasser kann nur mäßig bewegt gewesen sein. Eventuell waren die Leichen rasch mit einem Biofilm überzogen gewesen, da sie nicht angefressen sind.

Knochenfische: Elonichthyide und amblypteride Knochenfische sind Süßwasserformen (SCHINDLER 2007). Ihre teilartikuliert erhaltene in Sch. 1, 2 und 3 spricht für eine parautochthone Überlieferung. Das Wasser kann nur mäßig bewegt gewesen sein. Eventuell waren die Leichen ebenfalls rasch mit einem Biofilm überzogen gewesen, da sie nicht angefressen sind.

Amphibien: Sie sprechen für Süßwasser. Rezent ist lediglich die Durchquerung von Meeresarmen (Schwarzes Meer) und island hopping (madagassische Amphibienfauna, kommt aus Afrika; VENCES et al. 2003) bekannt, aber kein persistieren in einem salinaren Lebensraum. Sie sind artikuliert erhalten und damit autochthon überliefert. Der Gewässerboden war deshalb sicher strömungsarm. Eventuell herrschte am Boden zusätzlich ein reduzierter Sauerstoffgehalt, der die gute Erhaltung durch Abhaltung von Aasfressern begünstigte.

Lebensspuren: *Palaeophycus* ist ein offener Grabbau eines räuberischen oder Suspensions-fressenden Tieres (PEMBERTON & FREY 1982). Dieses Ichnogenus tritt sowohl in marinen als auch nichtmarinen Bereichen auf.

5.1.4 Standard-Mikrofazies-Typen (SMF) und ihre Milieuaussage für die ergrabenen Schichten

Mit den in FLÜGEL (2004: 739) aufgelisteten Lakustrinen-Mikrofazies-Typen (LMF) sind die „Plattenkalke“ nicht ansprechbar. Das Milieu der ergrabenen „Plattenkalke“ ist durchweg grobkörniger als bekannt bzw. spartisch zementiert. Es werden deshalb die Standard-Mikrofazies-Typen (SMF) des marinen Bereichs herangezogen und übertragen (FLÜGEL 2004: 681 ff.).

SMF-Typ 24 ist von Sch. 8 bis 5a entwickelt. Er entspricht einem Ablagerungsraum der marinen inneren Plattform mit Sturm-Aufarbeitung von Mikritkrusten.

SMF-Typ 13 tritt in Sch. 4 auf. Er wird in marinen Lagunen, Plattformkanten, um kleine Riffe auf der Plattform herum und im backreef-Bereich größerer Riffe gefunden.

SMF-Typ 15-R ist in Sch. 3b, 3a, Basis und Top von 2b, 2a und 1 entwickelt. Er tritt an Seeufnern sowie an Hochenergie-Plattformrändern auf.

SMF-Typ 19 ist lagenweise in Sch. 7 und 5a, aber vor allem in Sch. 2b entwickelt. Er tritt in der marinen küstennahen inneren Plattform in der Gezeitebene auf.

SMF-Typ 20 (Stromatolith) ist in Sch. 3a lateral sowie Sch. 1 lateral entwickelt. Er ist häufig in der Gezeitenzone von offenen Plattformen und abgeschnittenen Lagunen und ariden Küsten entwickelt.

5.1.5 Mikrofazielle und paläoökologische Deutung der „Plattenkalke“

Der „Plattenkalk“ der Grabung ist als insgesamt höher energetische Ablagerung anzusehen. Auf einer Flussebene (liegende Arkose) entwickelt sich durch Verlagerung der Flussrinne eine schlammige Überflutungsfläche (liegende Siltsteine), die bei anhaltend hohem Grundwasserstand in einen flachen See mit stehendem Wasser übergeht. Der überwiegend hydrologisch offene See (Eintrag von Silizi- und Extraklasten, überwiegend sauerstoffreiches Bodenwasser mit benthischen Mollusken und Arthropoden, Grabgänge) wurde immer wieder durch Stürme aufgewühlt. Mikritkrusten, Kalkalgen, Mollusken und tote Wirbeltiere wurden aufgearbeitet. Coated grains bildeten sich um diverse Kerne. Lagenweise ist ein etwas stilleres Milieu durch erhaltene Automikritkrusten angezeigt. Stromatolithen bildeten sich in höher energetischem Milieu gleichzeitig mit den Oolithen (vgl. MARELL 1989: Abb. 22); das ungestörte Höhenwachstum spricht für zumindest zeitweise reduzierte Sedimentation.

Schicht 2b bildet mit ihrer Lamination und den dickeren autochthonen Mikritlagen ruhige Verhältnisse ab, was auch durch artikulierte Amphibien mit Hauterhaltung belegt wird. Eventuell war hier zusätzlich die Wassertiefe größer.

Die Anwesenheit einer marinen Fusulinide in Sch. 8 deutet auf flachmarine Verhältnisse hin. Auch die dasycladaceen Kalkalgen sprechen dafür. Allerdings haben SCHNEIDER & GEBHARDT (1992) für Kalkalgen in Playa-Seen ein alternatives Modell aufgestellt, das saline Verhältnisse und Eintrag von Sporen über Wind vorsieht. Da andere, typisch marine Flachwasser-Faunenelemente dieser Zeit (Echinodermen, Conodonten oder auch marine Wirbeltiere) fehlen, wenige Zentimeter darüber schon typische Süßwasser-Formen vorhanden sind, die teils sogar marines Milieu ausschließen (Amphibien in Sch. 2b), wird insgesamt weiterhin von einer Seeablagerung ausgegangen. Gegen eine marine Ingression spricht auch das schnelle laterale Aussetzen der Kalkablagerungen. Man muss aber für Sch. 8 ein höher salinares Milieu zur Erklärung der Funde annehmen (vgl. GRIMM & SCHINDLER 2010).

Da die „Plattenkalke“ von Playa-Fazies (obere Langen-Schichten; MARELL 1989) überlagert werden, passt eine erhöhte Salinität an der Basis der Grabungsabfolge, hervorgerufen durch partielle Eindampfung eines kurzzeitig abgeschlossenen Gewässers, nahtlos in das Gesamtbild.

Die verschiedenen Kalkniveaus im Gesamtausstrich der Plattenkalke besitzen unterschiedliche Faunenzusammensetzung (s. Kapitel 2, Fauna Neuhof). Es ist deshalb entweder von einer längeren Zeit auszugehen, die in den Plattenkalke repräsentiert ist und eine Sukzession von ähnlichen Arten ermöglichte, oder von verschiedenen Milieus, die verschiedenen Haiarten die Einwanderung gestatteten.

5.2 Bio- und lithofazielles Bild der Paläoumwelt zur Zeit der Langen-Schichten

Die Langen-Schichten bildeten sich als Mächtigkeits-reduzierte Ablagerung der post-rift-Phase der intermontanen variszischen Beckenbildung auf der Sprendlinger-Horst-Schwelle (MARELL 1989, HENK 1993). Sie weisen vom Liegenden zum Hangenden eine Korngrößen- und Turbulenzabnahme auf (MARELL 1989). An der Grenze von einer höher energetischen fluviatilen zu einer niedriger energetischen Playa-Ablagerung sind die „Plattenkalke“ eingelagert (MARELL 1989). Sie passen demnach als Playa-Seen gut in das fazielle Bild.

Wasseransammlung eines Endsees in einer Senke und/oder höherer Grundwasserstand begünstigte die Ausbildung von biogenen Kalken, die lateral nicht weit aushalten. Stürme, wie sie bei den vorherrschend monsunalen Klimaverhältnissen episodisch zu erwarten sind (CLAUSING & BOY 2000), führten zu erhöhter Wasserturbulenz und zu den beobachteten höher energetischen Kalkbildungen. Faunen wanderten terrestrisch oder über Flüsse ein, wurden als Dauereier (Ostracoden, Conchostraken) bzw. als adulte Individuen (Foraminiferen; GRIMM

& SCHINDLER 2010) verschleppt oder über Windfracht eingetragen (Dasycladaceen-Sporen). Eine bisher nicht bekannte und paläogeographisch schwierig zu deutende marine Ingression (BACKHAUS 1965, 1966) ist zur Erklärung der Phänomene nicht nötig.

Danksagung: Die Profile wurden durch die Paläo-Geo e.V. gesägt und poliert zur Bearbeitung übergeben. Daneben lagen Fotos der Grabung und nahezu aller Fossilien vor. Dafür und für die Bereitschaft zu jedweder Unterstützung, vor allem seitens Hubert Schöggel, Manfred Keller und Wolfgang Ott, mei-

nen herzlichen Dank. Weiterhin danke ich dem Landesamt für Denkmalpflege Hessen/Archäologische und Paläontologische Denkmalpflege herzlich für den Auftrag zur Bearbeitung der Grabungsergebnisse. Das Fundmaterial konnte durch Entgegenkommen des Hessischen Landesmuseums in Darmstadt in dessen Räumen gesichtet werden, wofür ich dem Kustos Dr. Norbert Micklich und dem Präparator Eric Milsom dankbar bin. Dem Reviewer Dr. Martin Hottenrott sei gedankt für etliche Anmerkungen und Korrekturen. Für vielfältige Hilfe und kritische Anmerkungen zum Manuskript danke ich meiner Frau, Elke Schindler, herzlich.

6 Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E. (1965): Die randliche „Rotliegend“-Fazies und die Paläogeographie des Zechsteins im Bereich des nördlichen Odenwaldes. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 112–140; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E. (1966): Fossilien marinen Einschlags in den sogenannten Rotliegend-Plattenkalken des Sprendlinger Horstes. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 950–953; Hannover.
- CLAUSING, A. (1992): *Phaenocompsopogon pustulatus* n.g. n.sp., a Calcareous Alga from the Lacustrine Rotliegend of the Saar-Nahe Basin (SW-Germany). – Facies, **27**: 225–234; Erlangen.
- CLAUSING, A. & BOY, J.A. (2000): Lamination and primary production in fossil lakes: relationship to palaeoclimate in the Carboniferous-permian transition. – In: HART, M.B. (ed.): *Climates: past and Present*. – Geological Society London Special Publ., **181**: 5–16; London.
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks*. – 976 pp., CD-ROM; Berlin (Springer).
- GEINITZ, H.B. (1889): Petrefactenfunde im Rothliegenden. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Palaeontol., **1889**(2): 193–194; Stuttgart.
- GRIMM, K.I. & SCHINDLER, T. (2010): Eine Foraminifere (Fusulinacea) aus den Langen-Schichten (Rotliegend, Perm) des Sprendlinger Horstes (Süddeutschland). – Geol. Jb. Hessen, **136**: 35–38; Wiesbaden.
- HEIDTKE, U.H.J. (2007): Ein ausgestorbenes Fischkonzept: Acanthodier, Stachelträger im Kettenhemd. – In: SCHINDLER, T. & HEIDTKE, U.H.J. (Hrsg.): *Kohlesümpfe, Seen und Halbwüsten. Dokumente einer 300 Millionen Jahre alten Lebewelt zwischen Saarbrücken und Mainz*. – Pollichia-Sonderveröffentlichung, **10**: 230–238; Bad Dürkheim.
- HENK, A. (1993): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). – Geol. Rundsch., **82**: 3–19; Stuttgart.
- KLEMM, G. (1901): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen 1 : 25 000, Blatt [5918] Kelsterbach. – 76 S.; Darmstadt.
- KLEMM, G. (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen 1 : 25 000, Blatt [6018] Messel. – 47 S.; Wiesbaden (Faksimile-Nachdruck 1994).
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**: 99 S.; Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G. (1999): 4.2 Rotliegend. – In: KOWALCZYK, G., KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. (1999): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5918 Neu-Isenburg, 3. neu bearbeitete Aufl.: 13–27; Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G., KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. (1999): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5918 Neu-Isenburg, 3. Aufl.; Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G. (2001): Permokarbon des Sprendlinger Horstes und der westlichen Wetterau (Exkursion I am 20. April 2001). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **83**: 211–236; Stuttgart.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. – *Journal of Geology*, **72**: 86–83; Chicago.
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **89**: 128 S.; Wiesbaden.
- MARTENS, T. (2007): Die Branchiopoden (Phyllopoden) Überlebenskünstler seit 400 Millionen Jahren. – In: SCHINDLER, T. & HEIDTKE, U.H.J. (Hrsg.): *Kohlesümpfe, Seen und Halbwüsten. Dokumente einer 300 Millionen Jahre alten Lebewelt zwischen Saarbrücken und Mainz*. – Pollichia-Sonderveröffentlichung, **10**: 144–155; Bad Dürkheim.
- OTT, W. & SCHINDLER, T. (2005): Neue Wirbeltierfunde aus den „Plattenkalken“ des Sprendlinger Horstes („Langen-Schichten“, höheres Rotliegend, Perm). – Bericht Offenbacher Verein f. Naturkunde, **105**: 3–23; Offenbach.
- PEMBERTON, S.G. & FREY, R.W. (1982): Trace Fossil Nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* Dilemma. – *Journal of Paleontology*, **56**(4): 843–881; Tulsa.
- REINACH, A. VON (1892): Das Rothliegende in der Wetterau und sein Anschluß an das Saar-Nahe-Gebiet. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N.F. **8**: 34 S.; Berlin.
- REINACH, A. VON (1894): Resultate einiger Bohrungen, die in den Jahren 1891–1893 in der Umgebung von Frankfurt ausgeführt wurden. Ber. Senckenberg. naturforsch. Ges., **1894**: 17–42; Frankfurt a.M.
- SCHINDLER, T. (2003): Kurzer Bestimmungsschlüssel für die im mitteleuropäischen Rotliegend (Stephanium D., Autunium und Saxonium) auftretenden Chondrosteer-Familien (Osteichthyes, Actinopterygii; Ober-Karbon–Unter-Perm). – Mitt. Pollichia, **90**: 7–18; Bad Dürkheim.
- SCHINDLER, T. (2007): Knochenfische (Osteichthyes). Die häufigsten Wirbeltiere permokarbonischer Seen. – In: SCHINDLER, T. & HEIDTKE, U.H.J. (Hrsg.): *Kohlesümpfe, Seen und Halbwüsten. Dokumente einer 300 Millionen Jahre alten Lebewelt zwischen Saarbrücken und Mainz*. – Pollichia-Sonderveröffentlichung, **10**: 240–256; Bad Dürkheim.

- SCHMINKE, H.K. (1996): Crustacea, Krebse.— In: WESTHEIDE, W. & RIEGER, R. (Hrsg.): Spezielle Zoologie, Erster Teil: Einzeller und Wirbellose Tiere: 501–581; Stuttgart (Fischer).
- SCHNEIDER, J. & GEBHARDT, U. (1992): Dasycladaceen und andere „marine“ Algen in lakustrischen Kalken des Unter-Perm (Assel) im intermontanen Döhlen-Becken (Elbe-Zone). – Freiburger Forschungshefte., **C445**: 66–88; Leipzig.
- SCHULTZE, H.-P. & SOLER-GIJON, R. (2004): A xenacanth clasper from the ?uppermost Carboniferous – Lower Permian of Buxière-les-Mines (Massif Central, France) and the palaeoecology of the European Permo-Carboniferous basins. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **232**(2/3): 325–363; Stuttgart.
- VENCES, M., VIEITES, D.R., GLAW, F., BRINKMANN, H., KOSUCH, J., VEITH, M. & MEYER, A. (2003): Multiple overseas dispersal in amphibians. – Proc. R. Soc. London, **B270**: 2435–2442; London.
- WERNEBURG, R. (2009): Temnospondyle Amphibien aus dem Rotliegend (Perm, Cisuralian) des Sprendlinger Horstes südlich von Frankfurt/Main und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie und Paläobiogeographie. – Freiburger Forschungshefte, **C 528**: 57–74; Freiberg.

Manuskript eingegangen am 31.1.2008, angenommen am 18.8.2008.

7 Anhang: Profil der Grabung 2006 auf der L 3317

TK25, Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 80 825, H 55 41 325

Langen-Schichten, tieferes „Plattenkalk“-Niveau

Probennahme durch Paläo-Geo e.V.

Profilaufnahme durch T. Schindler, nach Fotos und mdl. Mitt. (G. Kowalczyk, T. Keller, W. Ott) ergänzt

Vom Hangenden ins Liegende:

Sch.-Nr.	Mächtigkeit [cm]	Gestein	Kornabstufung	Farbe	Schichtung/Sortierung	Komponenten/Mikrofazies	Fossilien
Hgd.	> 20	Siltstein	?sandig	rotbraun	laminiert bis fein gesch.	?Glimmer	
1	3,1–5	Kalkstein	bei 1,4, 2,5 und 3,3 sandig	graugrün und rotbraun	fein bis gebankt/mäßig bis schlecht	viele mikrobielle Ooide (mit Bioklast-Kern) (v.a. oben), Ooide (radial, teils zerbrochen), mm-Stromatolithen (radial-konzentrisch) auf Bioklasten, Intraklasten (mikrospart.), Bioklasten, Biogene, Siliziklasten; Grabung: an Bankunterseite Kalkkonkretionen, 0,5 bis 9 cm, Mittelwert 3,25 cm/Ooid-Intraklast-Grainstone (SMF-Typ 15-R); Grabung: lateral Stromatolith in Schichtmächtigkeit (SMF-Typ 20)	Grabung: Koprolith (Hai und unbekannt) mit Elon.-Resten; Hai-Knochen; Elon.-Knochen; teilartik. Elon.; artik. Elon.; Conchostraca (Lage); Stromatolith; Anschliff/Peel: Einzelschalen und doppelklappige Ostracoden, Schalen indet. (?Conchostrake) (etliche 1,6 cm über Basis), basal etliche mm-Stromatolithen, Koprolithenbruch (calcitisch-phosphatisch)
2							Grabung: artik. Elon.; Koprolith (Hai u.a.) mit Elon.-Resten; Koprolith feinkörnig; artik. Branchios.; Hai (Knochen); teilartik. Hai; Hai (Xenacanthidae-Stachel); artik. Hai (Xenacanthidae); teilart. Amblypteri-dae (u.a. Riesenform); Amblypt.-Knochen
2a	4,0–4,5	Kalk	unten und Mitte feinsandig	rotbraun	unruhig weit laminiert bis fein gesch./mäßig	viele Ooide (radial), Onkoide (mit Bioklast-Kern; teils zusammengesetzt), häufig mm-Stromatolithen (radial-konzentrisch) auf Bioklasten, Intraklasten, Bioklasten, Biogene,	Grabung: Koprolith; Koprolith mit Elon.-Resten; Elon.-Knochen; teilartik. Elon.; artik. Branchios., Unterkiefer ?eryopoides Amphib; Anschliff/Peel: Ostracoden

						Siliziklasten (u.a. Glimmer), Extraklasten (Sandsteinklast mit prismatischem Säulen-Calcit außen herum/ siliziklastischer Ooid-Intraklast-Grainstone (SMF-Typ 15-R)	(teils doppelklappig und Sparitverfüllt; verteilt über ganze Mächtigkeit), basal viele Elon.-Reste, mm-Stromatolithen, Schale indet. (?Conchostrake), Koprolithenbruch (calcitisch-phosphatisch) (mit Fischschuppen)
2b	3,1–3,5	Kalk	feinsandig	rotbraun, grüne Flecken	weit laminiert, Basis und Top fein gesch./ Basis und Top mäßig	Intraklasten, Basis und Top wenige Ooide, Automikrit-Krusten (unruhig, durch silizikl. Lagen nachgezeichnet), Basis und Top Bioklasten, Siliziklasten, Biogene/ Basis und Top siliziklastischer Ooid-Intraklast-Grainstone (SMF-Typ 15-R), Mitte siliziklastischer Bindstone (SMF-Typ 19)	Grabung: <i>Triodus</i> aff. <i>palatinus</i> (Kiefer mit Zahnrevolver); Hai teilartik.; Koprolith mit Elon.-Resten; Elon.-Knochen; artik. Elon.; Anschliff/Peel: viele Elon.-Reste auf Ober- und Unterseite, kaum Bioklasten in mikrosparit. Lagen!; Ostracoden (teils zerbrochen)
2 bis 3							Grabung: Acanthodier-Pectoralstachel; artik. Branchios.; Hai-Knochen; artik. Elon.
3							Grabung: Koprolith mit Elon.-Resten; cf. <i>Triodus</i> -Kiefer; Hai-Knochen; Koprolith (Hai); Elon.-Reste; Elon.-Knochen; teilartik. Elon.
3a	3,0–4,0	Kalk	leicht sandig, an Basis Silt-/fS-Lage	rotbraun	gebankt, unruhige Unterseite/ mäßig bis schlecht	Grabung: 1x am Top hügeliger Stromatolith; an Basis wulstige ?Großonkoide; Anschliff/Peel: viele Ooide (Dominanz wechselt) (teils Bioklast-Kern, teils Extraklast-Kern; teils zerbrochen, teils mikrobiell), Intraklasten (Dominanz wechselt), Onkoide (teils zusammengesetzt: Extraklast, prismatischer Säulen-Calcit, Mikrit), mm-Stromatolithen auf Schuppen, Bioklasten, Biogene, Siliziklasten, Extraklasten (Sandstein mit prismatischem Säulen-Calcit/ Ooid-Intraklast- bis Intraklast-Ooid- Pack- bis Grainstone (SMF-Typ 15-R), Top lateral Boundstone (SMF-Typ 20)	Anschliff/Peel: Elonichthyiden-Reste, mm-Stromatolithen, doppelkl. Ostracoden, Ostracodenschalen, Koprolithenbruch (calcitisch-phosphatisch)

Sch.-Nr.	Mächtigkeit [cm]	Gestein	Kornabstufung	Farbe	Schichtung/Sortierung	Komponenten/Mikrofazies	Fossilien
3b	3,5–4,0	Kalk	basal 1cm sowie oberes Drittel sandig, Top Silt-/Feinsand-Lage	rotbraun, grüne Flecken	fein gesch., unruhige Oberseite/ mäßig bis schlecht	viele Ooide (teils um Bioklasten), mikrobielle Ooide, Onkoide (teils zusammengesetzt: Onkoid, Sandauflage, prismatischer Säulen-Calcit, Mikritrinde), Großonkoid (umkristallisiert, Sparit im Kern), Intraklasten (viele an Basis), Bioklasten, mm-Stromatolithen, zerbrochene stromatol. Krusten, Siliziklasten, Biogene (Sparit-verb. Ostracoden)/ siliziklastischer Ooid-Intraklast-Grain- bis Rudstone (SMF-Typ 15-R)	Anschliff/Peel: Elonichthyiden-Reste, spongiöser Fischknochen (?Neurocranium-Teil), Kalkschale indet. (?Conchostrake), doppelkl. Ostracoden, Koprolithenbruch (calcitisch-phosphatisch)
4	5,2–5,5	Kalk	basale 1 cm und oberer Teil sandig	rotbraun, grüne Flecken	gebantk/ mäßig bis schlecht	Intraklasten, Ooide (teils um Bioklasten), mikrobielle Ooide, zusammengesetzte Onkoide, Bioklasten, wenige Aggregatkörner, Automikrit-Krusten, mm-Stromatolithen auf Bioklasten, Basis und Top viel Glimmer/ siliziklastischer Intraklast-Ooid-Grainstone (SMF-Typ 13)	Grabung: nur Profilschurf; disartik. Elon. in Sch 4 und Lgd.; Anschliff/Peel: Elon.-Reste, Gastropoden-Bruchstück, Ostracoden-Klappen, Schalen indet. (?Conchostrake), ?Muschel-Schale, Koprolithenbruch (calcitisch-phosphatisch)
5a	2,6–3,2	Kalk	siltig-sandig (v.a. bei 2,3 cm und am Top)	rotbraun, grüne Flecken	unruhig weit laminiert bis fein gesch., oberer Teil bioturbat/ mäßig bis schlecht	Basis und Top Hell- und Dunkelglimmer, sonst viel Siliziklasten, Intraklasten, zerbrochene Automikrit-Krusten (bei 0,5 cm autochthon, lang durchhaltend), Siltlagen am Top (mit prismatischem Säulen-Calcit in Wechsellagerung, bioturbat gestört), wenige Ooide (unterhalb der Mitte), wenige Bioklasten, bei 2 cm mikritische Knollen (Grabgänge)/ siliziklastischer Intraklast-Pack- bis Grainstone (SMF-Typ 24), lagenweise Bindstone (SMF-Typ 19)	Grabung: nur Profilschurf; disartik. Elon. in Sch 4 und Lgd.; Anschliff/Peel: oben etliche mm- bis cm-Grabgänge, wenige Elon.-Reste
5b	0,8–1,4	Kalk	siltig-sandig	rotbraun, grüne Flecken	fein gesch./ mäßig bis schlecht	Basis und Top Hell- und Dunkelglimmer, sonst viel Siliziklasten, Intraklasten, selten Ooide (teils zerbrochen), Automikrit-Krusten (intern teils rekristallisiert), Bioklasten (teils mit prismatischem Säulen-Calcit auf Oberseite), Biogene/ siliziklastischer Intraklast-Pack- bis Grainstone (SMF-Typ 24)	Grabung: nur Profilschurf; disartik. Elon. in Sch 4 und Lgd.; Anschliff/Peel: wenige Elon.-Reste, eine doppelkl. ?Ostracode

6	2,5–3,5	Kalk	sandig	rotbraun, grüne Flecken	gebant, Top bioturbat (senkrechte Krus- ten)/ mäßig gut bis mäßig	Basis und Top Hell- und Dunkelglimmer, sonst Intraklasten, zerbrochene Auto- mikrit-Krusten (intern teils rekristalli- siert), zerbrochene stromatolith. Krus- ten, selten zerbrochene Ooide, selten mikrobielle Ooide, selten Bioklasten/ siliziklastischer Intraklast-Pack- bis Grainstone (SMF-Typ 24)	Grabung: nur Profilschurf; disartik. Elon. in Sch 4 und Lgd.; Anschliff/Peel: wenige Fischreste indet., Schale indet. (?Ostracode), Koprolithenbruch (calcitisch-phos- phatisch)
7	1,9–2,3	Kalk	sandig	rotbraun, grüne Flecken	gebant, basal und Top etwas bioturbat/ gut bis mäßig gut	Hell- und Dunkelglimmer, Siliziklasten, viele Intraklasten, zerbrochene Auto- mikrit-Krusten (teils intern rekristalli- siert; bei 1,2 bis 2,5 cm lang, autochthon), Bioklasten (teils Kalkschal- en mit prismatischem Säulen-Calcit auf Oberseite)/ siliziklastischer Intraklast- Pack- bis Grainstone (SMF-Typ 24), lagenweise Bindstone (SMF-Typ 19)	Grabung: nur Profilschurf; disartik. Elon. in Sch 4 und Lgd.; Handstück: Grabgänge („Knollen“) auf Ober- und Unterseite; Anschliff/Peel: Koprolithenbruch (cal- citisch-phosphatisch), wenige Schalen indet. (?Conchostraken)
8	2,8–3,1	Kalk	sandig	grüngrau und rotbraun	gebant, Top Grabgänge/ mäßig bis schlecht	Basis und Top Hell- und Dunkelglimmer, Intraklasten, viele zerbrochene Auto- mikrit-Krusten, wenige Biogene, wenige Ooide, Bioklasten/ siliziklastischer Intra- klast-Pack- bis Grainstone (SMF-Typ 24)	Grabung: nur Profilschurf; disartik. Elon. in Sch 4 und Lgd.; Handstück: Grabgänge auf Oberseite, eine weiße Kalkschale, leicht gewölbt, gestreift (?Bivalve); Anschliff/Peel: gekammerte Kalkplätt- chen bzw. Röhre (evt. Dasycladaceen sensu SCHNEIDER & GEBHARDT 1992), gekammertes Kalkplättchen cf. <i>Phae- nocompsopogon</i> , fusulinide Foramini- fere <i>Reichelina</i> , 1,2 mm breit, teils korrodierte Ostracodenschalen und doppelkl. Ostracoden, dickere weiße calcitisch-phosphatische Kalkschalen indet. (im Peel nur als Kruste erkenn- bar), Kalkschale indet. (?Conchostra- ke), korrodierte ?Gastropoden-Schale, Koprolithenbruch
Lgd. A	10	Siltstein	?sandig	rotbraun	weit lam. bis fein gesch.	?Glimmer	
Lgd. B	190	Grobsand- stein		rosagrau, Top grau	fein gesch., an- gedeutet flache Schrägsch.	Glimmer/ Arkose, Top gebleicht (?kaolinisiert)	
Lgd. C	> 50	Grobsand- stein		rötlich grau	Schrägsch.	gebant	

Neues zu den „Platenskalken“ – Ablagerungen karbonatischer Playa-Seen mit einer außergewöhnlichen Flora und Fauna
(Langen-Schichten, höheres Rotliegend, Perm; Spreidlinger Horst, Süddeutschland)

KIRSTEN I. GRIMM¹ & HENNING UFFENORDE²

Erster Nachweis von *Miogypsina*, einer Großforaminifere aus der Kassel-Formation (Ober-Oligozän, Nordhessen)

Kurzfassung

Die Mikrofauna einer ober-oligozänen Schlammprobe vom Großen Gudenberg bei Zierenberg in Nordhessen wurde näher untersucht. Dabei wurden erstmals Großforaminiferen der Gattung *Miogypsina* in der Kassel-Formation gefunden. Die genauere Bestimmung der Miogypsinen nebst der Begleitfauna an benthischen Kleinforaminiferen und Ostracoden gibt

weitere Hinweise auf das Ablagerungsmilieu im späten Oligozän der nördlichen Hessischen Senke, die auf ein tropisches bis subtropisches marines Flachwassermilieu hinweisen.

Die überraschende (Wieder-) Entdeckung von Großforaminiferen zeigt, dass der Geotop am Großen Gudenberg weiterer Untersuchungen bedarf.

Abstract

The microfauna of a wash sample from the Late Oligocene marine sands of the hill site Gudenberg near Zierenberg in Northern Hesse was examined. For the first time larger foraminifera of the type *Miogypsina* were found in the Kassel-Formation. The miogypsins and the associated smaller foraminifera and ostracods were analysed in detail. They support

the interpretation drawn from the accompanying fauna which points to a tropical to subtropical shallow marine paleoenvironment.

The surprising (re-) discovery of larger foraminifera supports the need of further studies at the “Große Gudenberg” geotope.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	59
2 Material und Methoden	60
3 Foraminiferenfauna	61
3.1 Beschreibung und Taxonomie	61
3.2 Paläogeographie und Stratigraphie der Miogypsinen im Oligo-/Miozän Europas	62
3.3 Ökologie rezenter Miogypsinen	62
3.4 Paläoökologie und Paläoklimatologie	62
4 Ostracodenfauna	63
5 Ergebnisse und Schlussfolgerungen	63
6 Schriftenverzeichnis	63

1 Einleitung

Während im Unter-Oligozän (Rupelium) ein durchgehend mariner Ablagerungsraum vom Nordmeer über die Hessische Senke in das Mainzer Becken und den Oberrheingraben bestand (BLANCKENHORN 1928, GRAMANN 1966, GRIMM 2006 u.a.), wurden im Ober-Oligozän (Chattium) im Mainzer Becken

und Oberrheingraben nur brackische bis lakustrine Sedimente abgelagert (BERGER et al. 2005). Die in Nordhessen und Südniedersachsen verbreiteten marinen Sande der Kassel-Formation (besser bekannt unter der alten Bezeichnung „Kasseler Meeressande“, Chattium, Ch1-Megazyklus: ca. 28 Mio. Jahre,

¹ PD Dr. K.I. Grimm (e-mail: dr.kirsten.grimm@stadt.mainz.de), Naturhistorisches Museum Mainz/Landessammlung für Naturkunde Rheinland-Pfalz, Reichklarastr. 10, 55116 Mainz

² Dr. H. Uffenorde (e-mail: Henning.Uffenorde@geo.uni-goettingen.de), Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidt-Str. 3, 37077 Göttingen.

OGG et al. 2008) sind Bildungen eines Meeresgolfes, der nach Süden bis Ziegenhain (Schwalmstadt) reichte (BLANCKENHORN 1928, RITZKOWSKI 2005 u.a.).

Die Kassel-Formation führt in ihren tiefen Lagen eine diverse marine Fauna und Mikroflora eines küstennahen Flachwasserraumes bei warm temperiertem, subtropischem Klima (KOHNE 1995, RITZKOWSKI 2005). Beschrieben wurden insbesondere Mollusken, Bryozoen, Seeigelstacheln, Dinoflagellaten, Foraminiferen und Ostracoden (KUNZ et al. 2009). Aber auch Haizähne und Otolithen sind als überlieferte fossile Reste aus diesen Ablagerungen zu nennen. Lithologisch besteht

die Kassel-Formation meist aus gut sortierten, vorwiegend feinkörnigen, mitunter auch mittelkörnigen, z.T. glaukonitischen Quarzsanden und lokalen Kieseinschlüssen. Die maximale Mächtigkeit der Kassel-Formation liegt bei 80–100 m, keilt aber zum Rand der Hessischen Senke aus und beträgt am Großen und Kleinen Gudenberg sowie am Bärenberg südwestlich von Zierenberg (Geologische Karte 1: 25 000, Bl. 4621 Wolfhagen) 5–10 m (RÖSING 1966: 88). Die Westgrenze der Kassel-Formation wird von MEIBURG & KAEVER (1986) 3–5 km westlich dieser Vorkommen vermutet.

2 Material und Methoden

Bei der Neuordnung der Sammlung des Geowissenschaftlichen Zentrums der Universität Göttingen (GZG) wurde Probenmaterial entdeckt, das vom Westhang des Gudenberges westlich von Zierenberg (Landkreis Kassel) stammt – einem Fundort, dem nach KUNZ et al. (2009) neuerdings als „Geotop der Schutzstatus eines Naturdenkmals“ zukommt (d.h. heute sind Beprobungen aller Art untersagt bzw. genehmigungspflichtig). Das wieder gefundene Probenmaterial ist somit ein Anlass, über die Zusammensetzung der kalkigen Mikrofauna von diesem Naturdenkmal zu berichten, zumal diese eine von der üblichen Zusammensetzung der Kassel-Formation (früher Kasseler Meeressande) abweichende Foraminiferen-Assoziation enthält, gekennzeichnet durch das gehäufte Auftreten der Großforaminifere *Miogypsina*. Daneben tritt eine artenreiche, für die Kassel-Formation typische Foraminiferen-Vergesellschaftung mit Milioliden und Rotaliden auf.

Die im Rohmaterialfundus der Mikropaläontologischen Sammlung des GZG Göttingen gefundene Probe hat als Fundortangabe: „Westhang des Gudenberges westlich von Zierenberg“ (Abb. 1). Die Fundschicht ist mit Kasseler Meeressand angegeben. Die Probe war aufbereitet und die Schlämmrückstände in Plastik-Tüten und -Schachteln umgebettet. Die Originalbeschriftung ist nicht erhalten. Die Rückstände sind mit Kugelschreiber neu beschriftet und mit einem Klebeetikett mit der Nummer 55-387 versehen worden. Separat fanden sich in der Mikrosammlung Ritzkowski zwei Zellen im englischen Format mit Mikrofossilien einer gröberen (ohne Großforaminiferen!) und einer feineren Fraktion, die in Bleistiftbeschriftung dieselbe Ortsangabe tragen, nur dass das zunächst geschriebene „Gutenberg“ in „Gudenberg“ korrigiert wurde. Eine Probennummer fehlt. Es ist somit wahrscheinlich, dass der Fundort mit dem von RÖSING (1966: 88) und neuerdings von KUNZ et al. (2009) und WILDENBURG & KUNZ (2009) erwähnten Vorkommen „am Großen Gudenberg“ übereinstimmt, bei dem „Kasseler Meeressand“ in einer Wegböschung

des Distriktes 42 des Stadforstes Zierenberg (nach RÖSING: R 35 18 69, H 56 92 42) aufgeschlossen war. KUNZ et al. (2009) deuteten dieses Vorkommen in Übereinstimmung mit RÖSING als Bestandteil einer kleinen abgeglittenen Hangscholle. Oberhalb der Wegböschung wurde nach RÖSING mit Handbohrungen autochthoner Kasseler Meeressand nachgewiesen. Proben von diesen Handbohrungen sind nach Auskunft des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG, Wiesbaden) nicht mehr vorhanden – vielleicht wurde das Bohrklein nach Begutachtung bereits im Gelände verworfen.

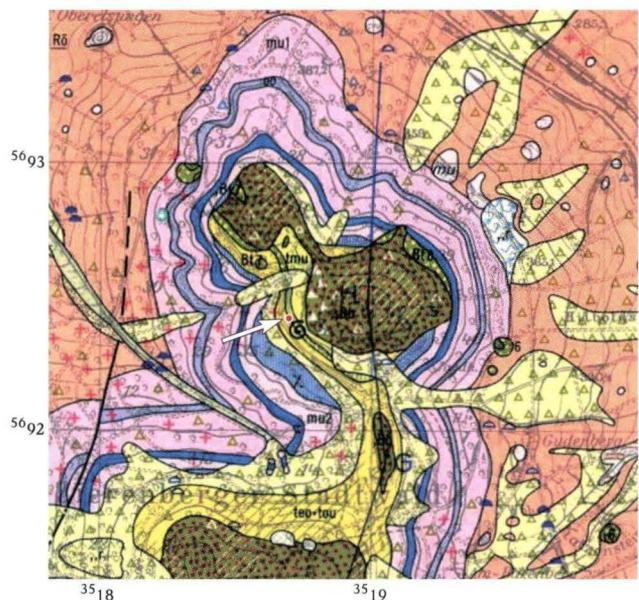


Abb. 1. Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1 : 25 000, Bl. 4621 Wolfhagen mit der Lage des Fundpunktes in der Kassel-Formation. (Orange: Buntsandstein, rosa und blau: Muschelkalk, dunkelgelb: tertiäre Sedimente, oliv: tertiäre Vulkanite, hellgelb: Quartär).

3 Foraminiferenfauna

Neben der artenreichen, für die Kassel-Formation typischen Foraminiferen-Vergesellschaftung mit Milioliden und Rotaliiden enthält die hier untersuchte Probe gehäuft die Großforaminifere *Miogypsina*. Weitere Großforaminiferen wurden nicht gefunden und sind auch bisher nicht beschrieben. Die Kassel-Formation lässt sich mit Hilfe der Foraminiferen-Assoziationen nach KÜMMERLE (1963) und MEIBURG & KAEVER (1986) in drei Horizonte bzw. nach RITZKOWSKI (1965, 1967) in vier Horizonte untergliedern (Abb. 2). Die hier untersuchte Probe ist in den Horizont 3 nach KÜMMERLE (1963), MEIBURG & KAEVER (1986) und RITZKOWSKI (1965, 1967) einzustufen, charakterisiert durch das Fehlen von *Asterigerina gürichi*. Die Foraminiferenfauna der hier untersuchten Probe besteht hauptsächlich aus Cibiciden, Polymorphiniden, Nonioniden, Haueriniden, Nodosariiden, Eponiden und Discorbiden.

Wegen ihrer Nähe zum Fundort sei auf die durch BROSIUS & GRAMANN (1957) veröffentlichte Bohrung Firnsbach im südlichen Habichtswald nördlich Elgershausen (TK 25 Bl. 4722

Gliederung der Kassel-Formation nach RITZKOWSKI (1967)		
Kassel-Formation	H4	entkalkter Kasseler Meeressand wenige autochthone Foraminiferen
	H3	Abnahme der Artenzahl, hauptsächlich Milioliden und Rotaliiden artenreich; große und dickschalige Foraminiferen ★ Asterigerinen fehlen oder sind selten
	H2	verarmte Kalkschalerfauna, sandschalige Formen häufiger Asterigerinen-Horizont
	H1	arme Foraminiferenfauna mit <i>Asterigerinoides gürichi gürichi</i> keine großen und dickschaligen Formen

Abb. 2. Biostratigraphische Einteilung der Kassel-Formation in die Horizonte **H1–H4** mit Hilfe von Foraminiferen (nach RITZKOWSKI 1967). Der rote Stern markiert die stratigraphische Einstufung der hier untersuchten Probe.

Niederzwehren, R 35 25 863, H 56 84 375) hingewiesen, die eine umfangreiche Foraminiferenfauna enthält. Der in dieser Bohrung ausgewiesene Bereich mit Foraminiferen des Chattium (31,5–67,3 m unter GOK) enthielt verbreitet *Asterigerina gürichi* (31,5–55,0 m). Letzterer Teufenbereich ist somit sicher dem Horizont 2 zuzuordnen. *Miogypsina* fehlen aber auch hier.

3.1 Beschreibung und Taxonomie

Da es früheren Bearbeitern der Foraminiferen der Kasseler Meeressande (BROSIUS & GRAMANN 1957; DROOGER 1960; KÜMMERLE 1963; RITZKOWSKI 1965, 1967; MEIBURG & KAEVER 1986) nicht gelang, *Miogypsina* in diesen Sanden zu finden, erscheint es uns geboten, auf diesen Sammlungsfund besonders einzugehen.

Miogypsina (Miogypsinoidea) formosensis YABE & HANZAWA 1928

Ordnung: Foraminiferida DELAGE & HEROUARD 1896

Überfamilie: Rotaliacea EHRENBERG 1839

Familie: Miogypsiniidae VAUGHAN 1928

Gattung: *Miogypsina* SACCO 1893

Untergattung: *Miogypsinoidea* YABE & HANZAWA 1928

Gehäusegröße: 0,8–1 mm

Der Gehäuseumriss ist trigonal bis oval-rundlich. Das Gehäuse zeigt einen exzentrisch liegenden, trochospiralen Initialteil mit anschließenden asymmetrischen, z.T. rhombischen Äquatorialkammern (Abb. 3, S. 62). Mehrere Anschliffe und Gehäuseaufbrüche lassen im Vertikalschnitt erkennen, dass, wie für die Untergattung *Miogypsinoidea* erwartet, die Lateral-kammern fehlen. Die Äquatorialkammern sind im *complanata*-Typ (nach DROOGER 1963) angeordnet und zeigen 16 spiralg angeordnete Kammern (Mx=16). DROOGER (1963) gibt für *Miogypsinoidea formosensis* Mx-Werte von 13–17 an. Die Wandung ist kalkig, imperforat und mit zahlreichen Pusteln übersät.

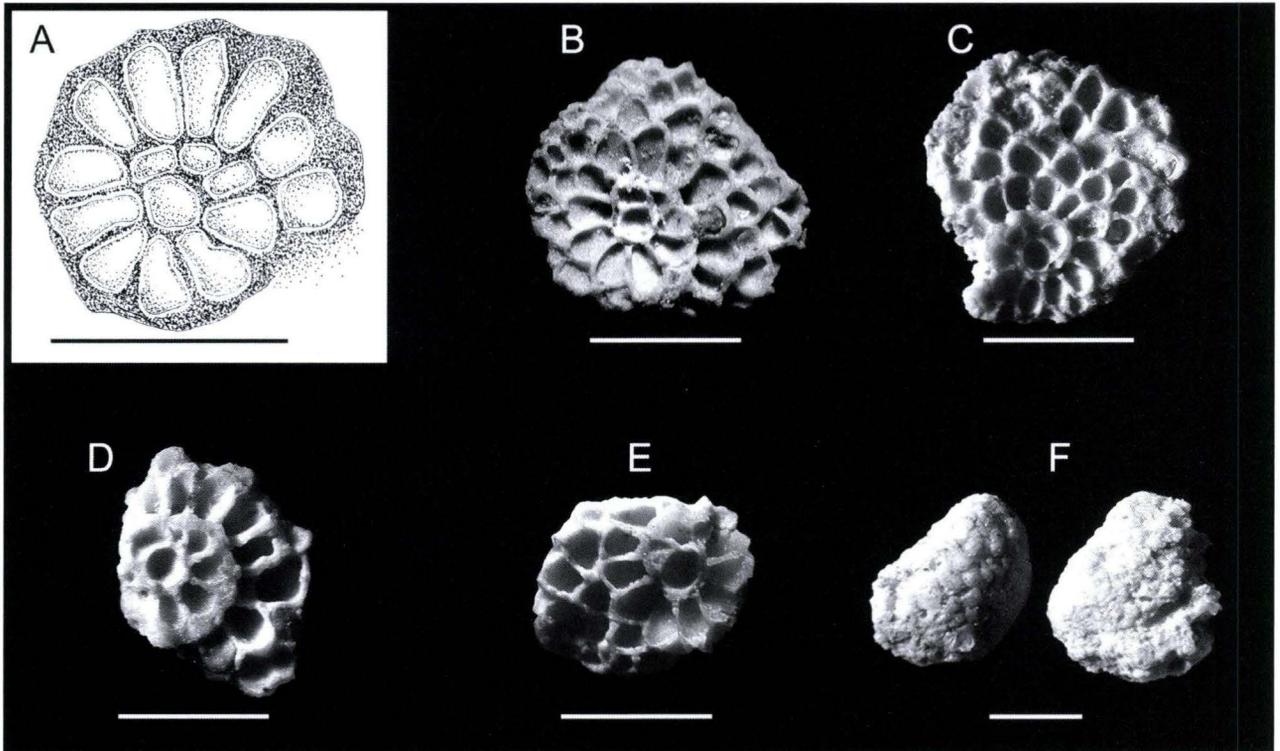


Abb. 3. A: Zeichnung zur Kammerverteilung im Äquatorialschnitt von *Miogypsina formosensis*. B–E: Äquatorialschnitte von *Miogypsina formosensis* in aufgebrochenen Gehäusen. (Orig.-Nr. GZG 55-387-1 bis -4). F: Aufsicht auf *Miogypsina formosensis*. (Orig.-Nr. GZG 55-387-5, -6). Maßstab jeweils 500 µm.

3.2 Paläogeographie und Stratigraphie der Miogypsinen im Oligo-/Miozän Europas

Miogypsinen sind im Oligozän und Miozän insbesondere aus West- und Südeuropa beschrieben. So nennen LOEBLICH & TAPPAN (1988) als Verbreitungsgebiet von *Miogypsina* neben Nord- und Südamerika und dem Indo-Pazifik auch Europa. Als stratigraphische Verbreitung führen sie Unter-Oligozän bis Unter-Miozän an und engen so die stratigraphische Reichweite der Miogypsinen in Europa weiter ein. PAPP (1958) beschreibt *Miogypsina gunteri* aus dem mittleren Aquitanium der Slowakei und *Miogypsina intermedia* aus dem höheren Burdigalium der nordalpinen Molasse. RÖGL & STEININGER (1969) beschreiben *Miogypsina* aus den Linzer Sanden (Oberösterreich) und nennen Vorkommen aus der Aquitaine, dem Ober-Oligozän von Astrup (Niedersachsen) und dem Doberg (Nordrhein-Westfalen), sowie aus Ungarn.

3.3 Ökologie rezenter Miogypsinen

Die rezenten ökologischen Ansprüche von *Miogypsina* zeigen Flachwasserbedingungen (0–35 m) und tropische bis subtropische Temperaturen an. Eine Vergesellschaftung mit Milioliden wird auch als typisch angesehen (<http://www.foraminifers.co.cc/2008/05/genus-miogypsina.html>).

3.4 Paläoökologie und Paläoklimatologie

DE MAN & VAN SIMAEYS (2004) haben sich ausführlich mit den Argumenten für ein „Late Oligocene Warming Event“ befasst. Sie benutzen benthische Foraminiferen-Assoziationen als Paläotemperatur-Proxies und kamen darüber hinaus zu dem Schluss, dass die „frühe Chatt-Transgression ursächlich mit einer weitverbreiteten größeren Warmphase verknüpft ist“. Das verbreitete Vorkommen von *Asterigerinoides gürichi gürichi* (FRANKE 1912) weist nach DE MAN & VAN SIMAEYS (2004) zumindest auf subtropische Klimabedingungen hin, ebenso wie ihr Vorkommen gemeinsam mit *Miogypsina*.

Dieses angebliche gemeinsame Vorkommen von *Asterigerinoides gürichi gürichi* und *Miogypsina* ist allerdings in der Typuslokalität des Chattium am Doberg bei Bünde (Westfalen) nicht gegeben, da *A. gürichi* auf das Chatt A beschränkt ist, während *Miogypsina septentrionalis* im Chatt B gefunden wurde. Auch an der bekannten Lokalität Mergelgrube Astrup bei Belm im Landkreis Osnabrück wurde *Miogypsina* von DROOGER (1960) nur in der Grube gefunden, während die *Asterigerina gürichi gürichi*-Zone unterhalb des Gruben-niveaus erbohrt wurde (GRAMANN 1979).

4 Ostracodenfauna

Wie üblich in der Kassel-Formation, sind die Ostracoden weitaus seltener als die benthischen Foraminiferen. Dies betrifft sowohl die Arten- als die Individuenzahl.

Nach frühen Bearbeitungen durch REUSS (1856), SPEYER (1863), LIENENKLAUS (1894) und einer Artenliste von MOOS (in ANDERSON et al. 1969) lieferte FAUPEL (1975) schließlich den Nachweis von 64 Ostracodentaxa unter Zuhilfenahme von Teilen des Materials von LIENENKLAUS (1894) sowie von RITZKOWSKI (1965) bekannt gemachter Fundpunkte aus der Umgebung von Kassel, wobei sich ihre Untersuchungen vor allem auf Ostracoden des Tagebaues Höllkopf stützten. Die jüngeren Bearbeitungen betreffen nur die Revision einzelner Taxa (LIEBAU 1991; ZIEGLER 1996, 1999).

5 Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Durch die (Wieder-) Entdeckung von Sammlungsmaterial vom Großen Gudenberg bei Zierenberg war es möglich, erste Großforaminiferen aus der Kassel-Formation zu beschreiben. Zudem konnten Vergleiche zu anderen, etwa gleich alten Fundstellen angestellt werden, die zeigten, dass ebenso wie am Doberg auch hier bei Zierenberg *Miogypsina* und *Asterigerinoides* nicht gleichzeitig vorkommen.

Die paläoökologischen Befunde deuten auf tropische bis subtropische Flachwasserbedingungen hin.

Letztlich ist deutlich geworden, wie wichtig die weitere Erforschung des jüngst unter Schutz gestellten Naturdenk-

mal am Großen Gudenberg ist. Es ist zu wünschen, dass der Geotopschutz die wissenschaftliche Untersuchung dieses Fundortes nicht behindern möge.

Es ist zu wünschen, dass der Geotopschutz die wissenschaftliche Untersuchung dieses Fundortes nicht behindern möge.

Danksagung: Für die Anfertigung eines Foraminiferenschliffes danken wir Herrn Günter Dzuba (HLUG, Wiesbaden). Bei Frau Dr. Gudrun Radtke (HLUG), Dr. Eberhard Kümmerle (ehem. HLUG) und Prof. Dr. Rolf Schroeder (Senckenberg) möchten wir uns für Diskussion und hilfreiche Durchsicht des Manuskripts bedanken.

6 Schriftenverzeichnis

- ANDERSON, H.-J., GRAMANN, F., RITZKOWSKI, S., SONNE, V. & TOBIEN, H. (Hrsg.) (1969): Führer zur Oligocän-Exkursion 1969. – 115 S.; Marburg.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **94**: 697–710; Heidelberg.
- BLANCKENHORN, M. (1928): Allgemeine Ergebnisse der neueren geologischen Aufnahmen im westlichen Kurhessen. Zur Paläogeographie der Hessischen Senke während der Tertiärperiode. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **48**/1927: 158–174; Berlin.
- BROSIUS, M. & GRAMANN, F. (1957): Eine Oligozänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 206–217, 2 Abb.; Wiesbaden.
- DE MAN, E. & VAN SIMAEYS, S. (2004): Late Oligocene Warming Event in the southern North Sea Basin: benthic foraminifera as paleotemperature proxies. – Netherlands J. Geosci. (Geologie en Mijnbouw), **83** (3): 227–239; Utrecht.
- DROOGER, C.W. (1960): *Miogypsina* in Northwestern Germany. – Proc. Kon. Nederl. Acad. Wetensch. (B), **63** (1): 38–50, 2 figs.; Amsterdam.
- DROOGER, C.W. (1963): Evolutionary trends in the Miogypsinae. – In: VON KOENIGSWALD, G.H.R. (ed.): Evolutionary trends in Foraminifera: 315–349, 25 figs.; Amsterdam.
- FAUPEL, M. (1975): Die Ostracoden des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) in Nordhessen. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **17**: 1–77, 13 Taf.; Göttingen.
- GRAMANN, F. (1966): Das Oligozän der Hessischen Senke als Bindeglied zwischen Nordsee-Becken und Rheingraben. – Z. deutsch. geol. Ges., **115**: 497–514, 1 Abb.; Stuttgart.
- GRAMANN, F. (1979): Tertiär. – In: HINZE, C.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 25 000 von Niedersachsen, Bl. 3614 Wallenhorst: 58–62; Hannover.
- GRIMM, K.I. (2006): Meeresverbindungen im Rupelium Mitteleuropas – Paläobiogeographische Untersuchungen anhand von Foraminiferen. – Geol. Jb. Hessen, **133**: 19–27, 2 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- KOHNE, O. (1995): Paläotemperaturen aus dem Oberoligozän des

- Norddeutschen Beckens. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **198** (1/2): 233–241; Stuttgart.
- KÜMMERLE, E. (1963): Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeresandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **45**: 1–72, 11 Taf.; Wiesbaden.
- KUNZ, R., FICHTER, J. & GERMEROOTH, R. (2009): Meeresmuscheln mitten im Wald. Das Naturdenkmal „Kasseler Meeressand“ bei Zierenberg. – Kreisausschuss des Landkreises Kassel (Hrsg.): Landkreis Kassel, Jahrbuch 2009: 21–23; Kassel.
- LIEBAU, A. (1991): Skulptur-Evolution bei Ostrakoden am Beispiel europäischer „Quadracytheren“. – Geol. Paläont. in Westfalen, **13**: 395 S., 95 Taf.; Münster.
- LIENENKLAUS, E. (1894): Monographie der Ostrakoden des nordwestdeutschen Tertiärs. – Z. deutsch. geol. Ges., **46**: 158–268; Berlin.
- LOEBLICH, A. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal Genera and their Classification (2 vols.). – 970 pp.; 213 pp. + 847 pls. (Tafelband); New York (Van Nostrand Reinhold Company).
- MEIBURG, P. & KAEVER, M. (1986): Das Tertiär zwischen Egge und Weser. – In: TOBIEN, H. (Koord.): Nordwestdeutschland im Tertiär. – Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, **18**: 39–86, 14 Abb., 3 Tab.; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- OGG, J.G., OGG, G. & GRADSTEIN, F.M. (2008): The concise geologic time scale. – 177 pp., New York (Cambridge University Press).
- PAPP, A. (1958): Das Vorkommen von *Miogypsina* in Mitteleuropa und dessen Bedeutung für die Tertiärstratigraphie. – Mitt. geol. Ges. Wien, **51**: 219–228, 4 Abb.; Wien.
- REUSS, A.E. (1856): Beiträge zur Charakteristik der Tertiärschichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. – Kaiserl. Akad. Wissensch., Wien, Mathem.-naturwissenschaftl. Kl., Sitzungsber., **18** (2) (1855): 197–273, 12 Taf.; Wien.
- RITZKOWSKI, S. (1965): Das marine Oligozän im nördlichen Hessen. Stratigraphie und Paläogeographie. – Diss. Univ. Marburg: 194 S.; Marburg (Kleinoffsetdruck Görlich & Weiershäuser).
- RITZKOWSKI, S. (1967): Mittel-Oligozän, Ober-Oligozän und die Grenze Rupel/Chat im nördlichen Hessen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **127** (3): 293–336, 12 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- RITZKOWSKI, S. (2005): Das Tertiär der Hessischen Senke in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – Newsl. Stratigr., **41** (1–3): 339–346; Berlin.
- RÖGL, F. & STEINIGER, F. (1969): *Miogypsina (Miogypsinoidea) formosensis* YABE & HANZAWA, 1928 (Foraminiferida) aus den Linzer Schichten (Egerien-Oberoligozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. – Mitt. geol. Ges. Wien, **62**: 46–54, 2 Taf.; Wien.
- RÖSING, F. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4621 Wolfhagen. – 246 S., 13 Abb., 8 Tab., 2 Diagr.; Wiesbaden.
- SPEYER, O. (1863): Die fossilen Ostracoden aus den Casseler Tertiär-Bildungen. – Berichte des Vereins für Naturkunde Cassel: 1–62, 4 Taf.; Cassel.
- UFFENORDE, H. (1981): Ostracoden aus dem Oberoligozän und Miozän des unteren Elbe-Gebietes (Niedersachsen und Hamburg, NW-deutsches Tertiärbecken). – Palaeontographica, Abt. A, **172** (4–6): 103–198, 16 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.
- WILDENBURG, J. & KUNZ, R. (2009): Mineralien sammeln im Wolfhager Land. – 96 S., 95 Bilder, 1 Tab.; Wolfhagen (Regionalmuseum Wolfhager Land).
- ZIEGLER, F.-K. (1994): Die Entwicklung der Ostracoden – Vergesellschaftungen im Mittel- und Oberoligozän der Grube Sophia Jacoba, Schacht 8 (Erkelenz, NW-Deutschland). – Diss. Univ. Münster, Bd. 1: 229 S., Bd 2: 62 Taf.; Münster (unveröff.).
- ZIEGLER, F.-K. (1996): Die mittel- und oberoligozänen *Pterygocythereis*-Arten (Ostracoda) der Grube Sophia Jacoba, Wetterschacht 8 (Erkelenz, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **199** (1): 17–31, 3 Abb.; Stuttgart.
- ZIEGLER, F.-K. (1999): Über Gehäuseasymmetrie und andere Schalenmerkmale bei der mit Vorbehalt dem Genus *Bythocypris* zugeordneten Ostracoden aus dem Chatt des südlichen Nordseebeckens. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **199** (9): 513–530, 1 Abb.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 14.12.2009, angenommen am 23.2.2010.

MICHAELA DERSCH-HANSMANN¹, NICOLA HUG-DIEGEL² & THOMAS WONIK³

Ein vollständiges Röt-Profil (Oberer Buntsandstein) in Nordhessen – Lithostratigraphie, Sedimentfazies, Geochemie und Geophysik der Kernbohrung Fürstenwald

Kurzfassung

Die Kernbohrung Fürstenwald (Nordhessen) wurde im Jahr 2003 bis zur Endteufe von 275 m abgeteuft. Unter quartären Deckschichten und Unterem Muschelkalk ist ein 253 m mächtiges vollständiges Profil durch den Oberen Buntsandstein (Röt) erschlossen. Die Bohrung endet in der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins.

Dieses bislang mächtigste erbohrte Röt-Profil Hessens erschließt Sedimente, die in einer weitgespannten Sabkha-Ebene zwischen dem flachmarinen Norddeutschen Becken (das bis ins südliche Niedersachsen reichte) und dem fluviatil dominierten Faziesraum (beginnend in Südhessen) abgelagert wurden. Besonders im Zentrum der Hessischen Senke sind die Übergänge zwischen den einzelnen Subformationen des Röt durch Faziesverzahnungen geprägt. Je vollständiger die Abfolge, desto größer sind die Übergangsbereiche, da kappende Erosionsdiskordanzen fehlen oder weniger tief eingreifen.

Im Mittelpunkt der Untersuchungen an den pelitdominierten Rötsedimenten stand die geochemische Charakterisierung sowie deren Veränderung in der Zeit. Die vier geochemisch definierten Abschnitte stimmen nur teilweise mit den üblicherweise lithostratigraphisch und sedimentpetrographisch definierten Grenzen der Subformationen von Röt 1 bis Röt 4 überein. Sie spiegeln die Entwicklungsphasen in der weiten siliziklastisch dominierten Küstensabkha wider:

Der **erste geochemische Abschnitt (GS 1)** zeigt den zweiphasigen transgressiven Trend während des Röt 1. Die Sedimentation wird von der evaporitischen Fraktion eines übersalzten und vermutlich sehr flachen Röt-Meeres dominiert. Ein deutlicher Anstieg des terrestrischen Eintrags an der Basis des Röt 2 markiert den Beginn eines retrograden Trends (**zweiter geochemischer Abschnitt, GS 2**). In einer überwiegend wasserbedeckten Sabkha-Tonebene mit starkem Einfluss von Effloreszenzen steigt der Anteil des siliziklastischen Eintrags kontinuierlich an. Ähnlich wie im GS 1 ist diese Entwicklung zweiphasig. **Der dritte geochemische Abschnitt (GS 3)** umfasst den obersten Röt 2, den gesamten Röt 3 sowie die Basis des Röt 4 und markiert die trockenste Phase im Röt. Die trockene Sabkha-Tonebene ist zunehmend äolisch geprägt. Vor und nach der äolischen Phase, die das Ausblasen pelitischer Sedimente aus der trockenen Ebene während eines Meeresspiegelniedrigstands repräsentiert, sind Faziesübergänge typisch. **Der vierte geochemische Abschnitt (GS 4)** ist wiederum zweigeteilt. Mit Beginn des Röt 4 steigt der Wasserspiegel in der zentralen Hessischen Senke wieder an, der aquatische Einfluss in der evaporitischen Sabkha-Tonebene etabliert sich unter ähnlichen Bedingungen wie im Röt 2. Der obere Abschnitt im GS 4 steht für den Beginn einer neuen Transgression, die von den flachmarinen bis lagunären Myophorienschichten zur marinen Fazies des Unteren Muschelkalks überleitet.

Abstract

A complete profile of the Upper Buntsandstein in Northern Hesse – an approach in linking lithostratigraphy and sedimentary facies analysis by using geochemical and geophysical data

In 2003, Site Fürstenwald has been drilled near Kassel (northern Hesse) down to 275 m, revealing Quaternary sediments, layers of the lowermost Muschelkalk, a complete section of the clay-dominated so called “Röt-Folge” (which represents the Upper Buntsandstein entirely) down to the uppermost sandy units of the Middle Buntsandstein.

Our investigations focused on the clay-rich sediments of the Upper Buntsandstein, which have been deposited in a widespread sabkha-environment between the shallow marine North German Basin (extending southwards down to Lower Saxony) and fluviually feeded depositions beginning in the southern part of Hesse.

¹ Dr. M. Dersch-Hansmann (e-mail: michaela.dersch-hansmann@hlug.hessen.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, 65203 Wiesbaden

² Dr. N. Hug-Diegel (e-mail: nicola.hug-diegel@hlug.hessen.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, 65203 Wiesbaden

³ Dr. T. Wonik (e-mail: Thomas.Wonik@liag-hannover.de), Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Stilleweg 2, 30655 Hannover.

Detailed geochemical investigations have been performed on the 253 m clay-rich sediment section of the Röt-Folge. Our purpose was to find out if it is possible to confirm and further subdivide the lithologically based internal Röt stratigraphy by means of geochemical data. Four main geochemical sections could be defined, which are not (all) identical to the stratigraphic subformations, but mirror geochemical changes in the sabkha-environment as an answer to climatic, tectonic and/or sea level changes.

Geochemical section 1 (GS 1) parallels the transgressive development throughout the Röt 1, as documented in many investigations, wells and outcrops. This part is clearly dominated by the evaporative fraction (halite and gypsum), diluting the (possibly reduced) siliciclastic input from the hinterland. Halite – which has been dissolved later on – as well as gypsum layers generated out of a hyperhaline environment. Successively, conditions changed towards a more marine environment. This probably was a two-step transgressive development, as shown by the geochemical data. With a regression at the beginning of the Röt 2, a retrogradational

trend starts with a sudden increase in siliciclastic input, tentatively growing towards the upper part of our **geochemical section 2 (GS 2)**. Like GS 1, this section can be subdivided into two evolutionary parts which we interpret in total as a retrogradational rather wet sabkha-mudplain. Towards the **geochemical section 3 (GS 3)**, incorporating the upper third of Röt 2, the entire Röt 3 as well as the lowermost part of Röt 4, the sabkha-plain reached its driest phase culminating in aeolian accumulation for most of the Röt 3 sediments. Before and after this aeolian phase – representing the blowout of the dry sabkha mudplain material during a sea level lowstand – the transitions between the three subdivisions of GS3 are gradational. **Geochemical section 4 (GS 4)** again is subdivided into two parts. The lowermost first one represents the returned influence of water in the sabkha-plain, successively reinstalling rather wet conditions, as can be seen by the MgO-content, e.g. The upper part of GS 4 stands for the beginning of a new transgression, leading to the marine environment of the Lower Muschelkalk, which is shown by the distinctly decreasing siliciclastic input and the increase in carbonate, respectively.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	67
1.1	Datengrundlage und Forschungsstand	67
1.2	Geologische Situation	68
1.3	Methoden	69
2	Ergebnisse	70
2.1	Lithologie des Bohrprofils Fürstenwald	70
2.2	Sedimentgeochemie der Röt-Folge in der Bohrung Fürstenwald	74
2.2.1	Ergebnisse der interelementaren Korrelation	75
2.2.2	Zeitliche Entwicklung der Sedimentgeochemie während der Röt-Folge	75
2.2.3	Geochemische Gliederung der Röt-Folge in der Bohrung Fürstenwald	82
2.3	Geophysikalische Parameter der Röt-Folge	82
3	Diskussion	84
3.1	Genese der Röt-Sedimente in der zentralen Hessischen Senke	84
3.1.1	Sedimentgenese im Röt 1	85
3.1.2	Sedimentgenese im Röt 2	87
3.1.3	Sedimentgenese im Röt 3	88
3.1.4	Sedimentgenese im Röt 4	89
3.2	Vergleich mit der Bohrung Borken K 47	90
3.3	Folgerungen zur Lithostratigraphie der Röt-Folge in der zentralen Hessischen Senke	92
4	Zusammenfassung	93
5	Ausblick	94
6	Schriftenverzeichnis	94
7	Anhang: Schichtenverzeichnis der Kernbohrung Fürstenwald A/02-PK01	96

1 Einleitung

Die Forschungsbohrung Fürstenwald A/02-PK01 wurde von Oktober 2002 bis Februar 2003 im Auftrag des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) als Kernbohrung mit einer Endteufe von 275 m niedergebracht. Der Bohrpunkt liegt am Hangarstein südlich der Ortschaft Calden-Fürstenwald, etwa 10 km NW von Kassel (Geologische Karte 1 : 25 000 Blatt 4622 Kassel West, Rechtswert 35 25 090, Hochwert 56 92 850, Geländehöhe 401 m ü. NN; HLUG-Bohrarchiv Nr. 4622/1845). Ziel dieser Bohrung war es, ein vollständiges Profil durch den Oberen Buntsandstein (Röt-Folge) für den nordhessischen Faziesraum zu gewinnen und die Ergebnisse dieser Bohrung mit anderen Röt-Bohrungen des gleichen Faziesraumes in der Umgebung zu korrelieren.

Die Bohrung Fürstenwald durchteufte 0,30 m Quartär, 17,70 m Unteren Muschelkalk und erschloss darunter bis in eine Teufe von 270,60 m ein vollständiges Röt-Profil von 252,60 m Mächtigkeit. Bis zur Endteufe von 275,00 m wurden Gesteine der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins erbohrt. Die Bohrung wurde mit annähernd 100 % Kerngewinn vollständig gekernt und zeigt bis zur Teufe von 64 m eine schlechte bis mäßige, darunter jedoch eine sehr gute Kernerhaltung.

1.1 Datengrundlage und Forschungsstand

Die Bohrposition der Forschungsbohrung Fürstenwald liegt in der zentralen Hessischen Senke, in der ungefähr Nord-Süd gerichteten Achse der größten Mächtigkeiten des nordhessisch-südniedersächsischen Buntsandsteins (s. Abschnitt 1.2; Abb. 1). Etwa 30 km südlich wurde bereits 1976 die Bohrung Borken K47 abgeteufte, die ebenfalls ein vollständiges Röt-Profil ergab (RAMBOW 1976, BÜHMANN & RAMBOW 1979, DOUBINGER & BÜHMANN 1981, PAUL 2002). Die Kerne dieser beiden Bohrungen sind dauerhaft im Bohrkernlager des HLUG eingelagert und stehen für zukünftige Bearbeitungen zur Verfügung. Weitere Bohrungen aus diesem Faziesbereich, wenn auch häufig mit unvollständigem Röt-Profil, werden von RAMBOW (1967) und BÜHMANN & RAMBOW (1979) beschrieben (vgl. Abschnitt 3.2). Beschreibungen der Röt-Folge des Kasseler Raums auf Grundlage von Übertage-Aufschlüssen und Lesesteinkartierungen finden sich in KUPFAHL (1979, 1981).

Die Röt-Folge umfasst den gesamten Oberen Buntsandstein und ist etwa seit den 1950/60er Jahren Gegenstand sedimentologischer und stratigraphischer Forschungen. Innerhalb des Ablagerungsraumes der Hessischen Senke, am Südrand des Norddeutschen Beckens gelegen, lassen sich mehrere Faziesräume der Röt-Folge mit jeweils etwas unterschiedlicher lithologischer Ausbildung differenzieren (siehe PAUL 2006 und

Abb. 1). In Abhängigkeit vom jeweiligen Faziesraum – und auch vom jeweiligen Bearbeiter – entwickelten sich historisch gesehen unterschiedliche lithostratigraphische Gliederungskonzepte für diese Einheit (z.B. GRUPE 1914, KALLIES 1963, HINZE 1967, BACKHAUS 1975, PAUL 2002, 2006). In der zentralen und nördlichen Hessischen Senke wird die Röt-Folge seit HINZE (1967) anhand sedimentpetrographischer Merkmale wie Farbe und Schichtung in die vier **lithostratigraphischen Kartiereinheiten Röt 1 bis Röt 4** untergliedert, die regional verfolgbar und mit benachbarten Faziesräumen relativ gut korrelierbar sind. In der lithostratigraphischen Hierarchie sind sie unterhalb der Röt-Folge als Unterfolgen oder Subformationen einzustufen (Röt-1-Subfm., Röt-2-Subfm. etc.; Beschlüsse der Subkommission Perm-Trias 1991 und 2007; s.a. RAMBOW in Vorber.). Von den Grenzen dieser Subformationen wird bisher angenommen, dass sie überregional „quasi isochron“ seien, ohne dass dies jedoch durch chronologische Datierungen belegt werden könnte. Diese Frage wird in den Abschnitten 3.1 und 3.3 der vorliegenden Arbeit noch diskutiert.

Die Untergrenze der Röt-Folge ist in der zentralen Hessischen Senke meist scharf ausgebildet. Der Röt 1 ist durch vorwiegend graue und grüngraue Farbtöne der Pelite charakterisiert, häufig gekoppelt mit Residualstrukturen und brekziösem Gefüge sowie einem hohen Anteil an Sulfaten. Die Pelite des Röt 2 zeigen violettrotbraune, untergeordnet grüngraue Farbtöne und eine meist ausgeprägte Feinschichtung. Im Röt 3 herrschen braunrote Farbtöne sowie eine eher massige, polygonal-bröckelige Struktur vor. Der Röt 4 ist dem Röt 2 lithologisch sehr ähnlich; vorwiegend violettrotbraune, feingeschichtete Pelite dominieren hier. Der Untere Muschelkalk lagert der Röt-Folge konkordant auf und beginnt mit vollmarinen, meist dolomitischen Kalksteinen und einzelnen ockergelben „Gelbkalk“-Lagen. Letztere sind nicht zu verwechseln mit den geringmächtigen sog. „Grenzgelbkalken“ am Top des Röt 4, die aus feingeschichteten dolomitischen Mergeln bestehen und nach sedimentologisch-paläontologischen Gesichtspunkten noch dem Oberen Buntsandstein angehören (PAUL & FRANKE 1977, HORN 1982). Die Röt/Muschelkalk-Grenze in der Bohrung Fürstenwald wurde dementsprechend an die Basis der dolomitischen Kalksteine und „Gelbkalke“ gelegt. Bei der geologischen Feldkartierung unter normalerweise eher schlechten Aufschlussbedingungen hat sich allerdings die Grenzziehung anhand der „Grenzgelbkalke“ als praktikabler erwiesen (s.a. Beschlüsse Subkommission Perm-Trias 1991 und 2007); die kartierten Rötmächtigkeiten sind daher in der Regel um einen bis max. vier Meter zu gering.

Versuche, möglichst faziesunabhängige und isochrone Zeitabschnitte innerhalb der Röt-Folge zu definieren, konzentrieren sich bislang vor allem auf **tonmineralogische und pa-**

Palynologische Gliederungskonzepte: Eine zyklische Gliederung der Röt-Folge anhand der Tonmineralogie stellten BÜHMANN & RAMBOW (1979) für die zentrale Hessische Senke (Bohrung Borken) sowie DOUBINGER & BÜHMANN (1981) für den Südrand der Hessischen Senke (Bohrung Schlüchtern-Elm) auf. Eine Gliederung der Röt-Folge anhand von Palynomorphen wurde für dieselben Regionen von DOUBINGER & BÜHMANN (1981) und für die nördliche Hessische Senke von REITZ (1985) versucht – allerdings ist diese Methode im völlig fossilereeren mittleren Bereich der Röt-Folge (im Wesentlichen Röt 3) nicht anwendbar. Sowohl die tonmineralogische als auch die palynologische Gliederung der Röt-Folge haben den entscheidenden Nachteil, dass sie aufwändige Laborarbeiten voraussetzen und daher als Kartiergliederung nicht geeignet sind.

1.2 Geologische Situation

Die Bohrung Fürstenwald liegt im zentralen Bereich der Hessischen Senke, die am Südrand des Mitteleuropäischen

Beckens einen rund 250 km nach Süden reichenden kontinentalen Ablagerungsraum darstellte. Während des Unteren und Mittleren Buntsandsteins (Untertrias, Indusium bis Olenekium, s. Deutsche Stratigraphische Kommission 2002) war das Germanische Becken weitgehend vom Tethys-Raum abgeschnitten. Im Beckenzentrum bestand zeitweise ein ausgedehnter intrakontinentaler Playasee, und von den Beckenrändern wurde terrigenes klastisches Material überwiegend fluviatil, z.T. auch äolisch eingetragen. Die Sedimente der Hessischen Senke sind im Unteren und Mittleren Buntsandstein fast ausschließlich fluviatil, untergeordnet auch äolisch abgelagert worden und zeigen nur in einzelnen Horizonten Anzeichen für marine Beeinflussung (WYCISK 1984, HORN et al. 1993, TIETZE 1997).

Mit Beginn des Oberen Buntsandsteins (Untertrias, Olenekium bis Anisium, s. Deutsche Stratigraphische Kommission 2002) kehrte das Meer in das Mitteleuropäische Becken zurück und beeinflusste auch den Sedimentationsraum der Hessischen Senke, so dass es hier neben den vorherrschenden

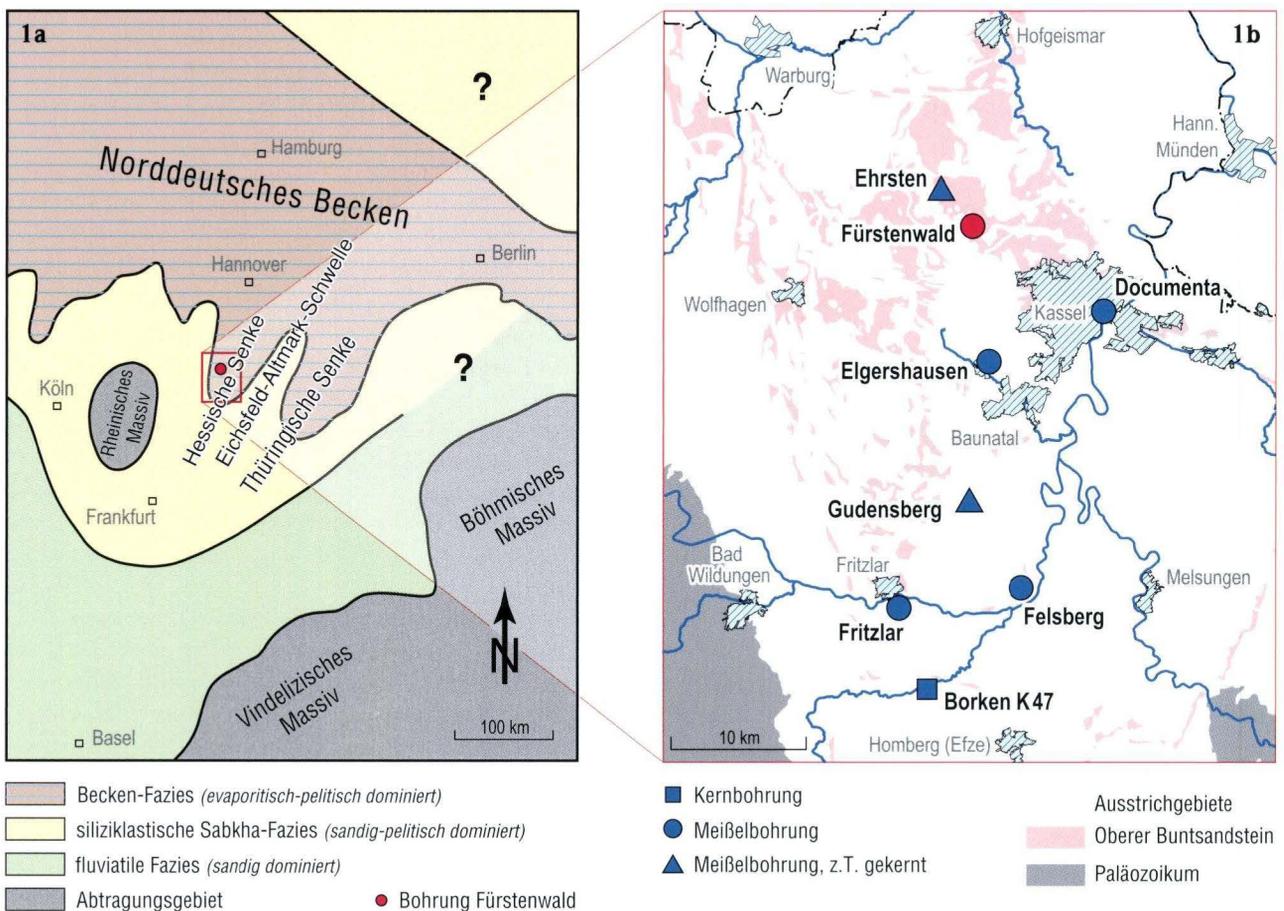


Abb. 1a. Paläogeographie und Faziesräume im südlichen Mitteleuropäischen Becken zur Zeit des Oberen Buntsandsteins (Röt-Folge) und Lage der Kernbohrung Fürstenwald (umgezeichnet und ergänzt nach PAUL 2006: Fig. 8);

Abb. 1b. Lage der Kernbohrung Fürstenwald und anderer Röt-Bohrungen in der zentralen Hessischen Senke (Nordhessen; vgl. Abschnitt 3.2, Tab. 2).

pelitischen Sedimenten zeitweise zu evaporitischen Ablagerungen in Form von Sulfaten und Karbonaten kam. Primär abgeschiedene Salze wurden in der Hessischen Senke nur im Röt 1 nachgewiesen und sind in der Regel später wieder abgelaugt worden. Südlich dieses noch evaporitisch geprägten zentralen Teils der Hessischen Senke schloss sich eine flache, siliziklastisch dominierte Sabkha-Ebene an, die insgesamt mehr als 300 km breit war und vermutlich äußerst sensibel auf Fluktuationen des Meeresspiegels, Klimaänderungen und tektonische Bewegungen reagierte. Im Süden grenzte sie an den süddeutschen, weiterhin fluvial geprägten Faziesraum (PAUL 2002, 2006; vgl. Abb. 1).

Zur **Genese** der Sedimente der Röt-Folge kamen in den letzten Jahren vermehrt neue Erkenntnisse hinzu, die in Abschnitt 3.1 näher erläutert werden (vgl. a. PAUL 2002, 2006).

1.3 Methoden

Sedimentpetrographie

Die Kerne der Bohrung Fürstenwald wurden makroskopisch beschrieben und unter sedimentologischen und stratigraphischen Gesichtspunkten ausgewertet. Ergänzend dazu wurden von etwa zehn Gesteinsproben Dünnschliffe hergestellt und analysiert.

Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) der Haupt- und Spurenelemente

An 245 Proben (in 1-Meter-Abständen über den gesamten Kern verteilt) wurden die Haupt- und Spurenelementgehalte mittels eines AXIOS-Röntgenfluoreszenzspektrometers der Firma PANalytical am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Göttingen analysiert. Die Methode der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) beruht auf der Messung der Intensität charakteristischer Fluoreszenzstrahlung der in der Probe enthaltenen Elemente. Das AXIOS-Gerät ist mit der SuperQ-Software und dem Pro-Trace-Modul zur Spurenelementanalyse im unteren ppm-Bereich ausgestattet. Die Kombination der Anwendung spezieller Analysatorkristalle mit der Software Pro-Trace erlaubt es, aus Pulverpresslingen Elemente wie Zr, Nb, Y, Rb, Sr, U, Th etc. bis zu Elementkonzentrationen von 0,1 ppm quantitativ zu bestimmen. Die erhöhte Analysengenauigkeit wird nach Angaben der Universität Göttingen durch besondere Untergrundberechnungen und sogenannte Sprungkantenkorrekturen erreicht.

Vor der weiteren Auswertung der sedimentgeochemischen Analysen haben wir die Korrelationskoeffizienten aller nachgewiesenen Elemente bestimmt, um interelementare Bezie-

hungen zu erkennen („**interelementare Korrelation**“). Auf Basis von Probenzahl und Anzahl der gemessenen Elemente sind alle Koeffizienten $> 0,5$ zu 99 % „vertrauenswürdig“, d.h. es besteht eine signifikante Korrelation (vgl. ZIEGLER & MURRAY 2007). Dies bedeutet jedoch auch, dass Veränderungen des einen Elementgehaltes stark von den Veränderungen des anderen Elementgehaltes abhängen, z.B. in Tonstein-Sandstein-Abfolgen der Al_2O_3 - oder TiO_2 -Gehalt (Tonfraktion) vom SiO_2 -Gehalt (Sandfraktion). Zeigen Elementpaare dagegen eine sehr schlechte bis gar keine Korrelation, so ist dies ein Hinweis auf die Unabhängigkeit der betreffenden Elemente voneinander.

Bohrlochgeophysik

Das Bohrloch wurde vom Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover, geophysikalisch vermessen.

Eine erste geophysikalische Messkampagne erfolgte am 12.12.2002. Die Bohrung hatte zu diesem Zeitpunkt eine Teufe von 163 m erreicht und war mit einem Standrohr bis in 69 m versehen. Der Wasserspiegel befand sich bei 51,5 m. Unmittelbar nach Erreichen der Endteufe von 275 m wurde am 24.02.2003 der untere Teil der Bohrung vermessen. Das umfangreiche Messprogramm beinhaltete folgende gesteinsphysikalische Parameter: natürliche Gammastrahlung inklusive Kalium (K)-, Thorium (Th)- und Uran (U)-Gehalten, Dichte, p-Wellengeschwindigkeit, spezifischer elektrischer Widerstand, magnetische Suszeptibilität, Einfallen und Richtung der Schichten, die Temperatur und der spezifische Widerstand der Spülung (diese Daten liegen in einem vertikalen Abstand von 5 cm vor) sowie die Neigung, Richtung und der Durchmesser der Bohrung (vgl. 1.3). Die verwendeten Messverfahren und Bohrlochsonden sind von WONIK & SALGE (1999) beschrieben worden. Detaillierte Beschreibungen der Bohrlochmessverfahren geben u.a. auch SERRA (1984) und RIDER (1996). Beim Ziehen des Gestänges kurz vor den geophysikalischen Messungen verstürzte die Bohrung in einer Teufe von 260 m, so dass die Grenze Oberer/Mittlerer Buntsandstein nicht mehr erfasst ist. Die Bohrung weicht kontinuierlich nach WNW ab. Ihre Neigung erreicht Werte von maximal 2° , so dass die Abweichung von der Vertikalen in 260 m Teufe 7 m beträgt.

Palynologie

Aus einigen grünen Pelithorizonten wurden Proben für palynologische Untersuchungen entnommen und im Labor des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen (Krefeld) aufbereitet. Als besonders reichhaltig haben sich die Proben aus 45,5 m, 73 m und 194,5 m Bohrteufe erwiesen. Sie enthalten reiche Mikroflora, die durch Dr. Martin Hottenrott (HLUG) ausgewertet wurden.

2 Ergebnisse

Die Forschungsbohrung Fürstenwald durchteuft den Oberen Buntsandstein (Röt-Folge) vollständig und in der für die zentrale Hessische Senke typischen pelitischen Fazies. Im Folgenden wird die Lithologie der Röt-Folge, gegliedert in die Unterfolgen Röt 1 bis Röt 4 gemäß HINZE (1967), sedimentologisch beschrieben. Ergebnisse aus einzelnen Dünnschliffuntersuchungen und palynologischen Analysen fließen hier ein. In Abschnitt 2.2 werden Ergebnisse der geochemischen Analysen zu den einzelnen Unterfolgen dargestellt, in Abschnitt 2.3 diejenigen der geophysikalischen Untersuchungen. Jeweils im Anschluss an die Beschreibungen der Ergebnisse finden sich auch erste Interpretationsansätze. Die Diskussion aller Untersuchungsergebnisse erfolgt jedoch abschließend in Abschnitt 3.

2.1 Lithologie des Bohrprofils Fürstenwald

Im Folgenden wird die lithologische Abfolge der Bohrung **von unten nach oben** zusammenfassend beschrieben, damit das sedimentäre Geschehen besser nachvollzogen werden kann. Der Übersicht halber ist die lithologische Beschreibung bereits in stratigraphische Abschnitte gegliedert, deren Definitionen in Abschnitt 1.1 erläutert wurden. Das vollständige Schichtenverzeichnis der Bohrung ist als Textprofil im Anhang beigefügt.

Die Schichtlagerung ist in der Bohrung überwiegend flach nach SE einfallend (5–20°), nur in einzelnen Bereichen der Röt-Folge fallen die Schichten steiler ein, vor allem im Röt 1.

Mittlerer Buntsandstein: Solling-Folge (275,00 m bis 270,60 m Bohrteufe)

Der Top der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins, die höchsten Stammes-Schichten, wurde in der Bohrung Fürstenwald kurz vor der Endteufe erreicht (275,00 m bis 270,60 m) (Abb. 2) Dieser Abschnitt ist durchgehend hellgrau bis grüngrau gefärbt. Von 275,00 m bis 272,55 m herrschen karbonatfreie feldspatführende Fein- und Mittelsandsteine vor, die meist schräggeschichtet sind, z.T. viel Hellglimmer führen und häufig Poren bzw. Löcher von max. 1 cm Durchmesser aufweisen. Eingeschaltet sind geringmächtige Abschnitte aus Feinsand- bis Schluff- oder auch Tonstein, die horizontal- bis wellig-linsig geschichtet sind. Die obersten 2 m der Solling-Folge (272,55 m bis 270,60 m) werden durch undeutlich flach schräggeschichtete feldspatführende Mittelsandsteine eingeleitet, die karbonatisch zementiert sind und kleine Karbonatkonglomerationen (Calcrete) in Form weißer Flecken aufweisen. Die karbonatischen Mittelsandsteine gehen nach oben rasch in horizontal geschichtete karbonatische Feinsandsteine mit dünnen

dunkelgraugrünen Ton- und Schluffsteinlagen über. Besonders am Top dieser Einheit treten in den Pelitlagen Trockenrisse auf.

Oberer Buntsandstein: Röt-Folge (270,60 m bis 18,00 m Bohrteufe)

Röt 1 (270,60 m bis 234,55 m, Mächtigkeit: mindestens 36 m)

Über den hellgrauen Feinsandsteinen der obersten Solling-Folge beginnt mit einem scharfen lithologischen Schnitt der Röt 1 mit hell- bis dunkelgrauen Mergelsteinen, die nach oben sukzessive in karbonatfreie Pelite übergehen. Die gesamte Abfolge ist feingeschichtet, jedoch relativ stark brekziiert und deformiert, die Schichtlagerung variiert daher zwischen 10 und 90°. Gipskonglomerationen und sekundär mit Gips belegte Klüfte (im Folgenden kurz: „Gipsklüfte“) sind häufig (Abb. 8).

Die unteren 25 m des Röt 1 (270,60 m bis 244,95 m) sind besonders feinkörnig ausgebildet und stark karbonatisch. Die Ton- und Mergelsteine sind feingeschichtet und überwiegend grau, der Anteil roter Farben liegt bei < 10 %. Die Schichtung ist in diesem Abschnitt besonders stark deformiert (verbogen, z.T. eng gefaltet, wechselnd 10–90° einfallend), große Bereiche sind brekziiert (Ton-/Mergelsteinbrekzien). Dies wird auf die Auslaugung sedimentärer Salz- oder Gipslagen zurückgeführt (siehe Abschnitt 3.1.1 und RAMBOW 1967, BÜHMANN & RAMBOW 1979).

Von 244,95 m bis 242,50 m dominieren hellgraue Schluffsteinlagen und bis 10 cm mächtige hellrote Feinsandsteinbänke. Tonsteine treten nur als dünne Lagen, „Tonfetzen“ und kleine Tonklasten in diesem insgesamt feingeschichteten Abschnitt auf.

Darüber, zwischen 242,50 m und 234,55 m, wird der höchste Abschnitt des Röt 1 von einer insgesamt schwach karbonatischen Wechsellagerung aus Tonschluffstein, sedimentärem Gips und dünnen Dolomitlagen aufgebaut. Auch hier ist die Schichtung stark deformiert und fällt bei graduellen Übergängen mit 30–60° ein, nach oben tendenziell flacher.

Bei 234,55 m ist ein Wechsel hin zu violettrotbraunen Farben auffällig. Hier wird gemäß HINZE (1967, vgl. Abschnitt 1.1) die Grenze zum Röt 2 gezogen. Der Röt 1 ist in der Bohrung Fürstenwald demnach 36 m mächtig – wobei dieser Wert die ursprüngliche Mächtigkeit des Röt 1 höchstens andeuten kann, da die Abfolge aufgrund der Auslaugung sedimentärer Salz- und Gipslagen reduziert ist. Andererseits wird die Mächtigkeit im Bohrprofil durch die Steilstellung der Schichten verfälscht.

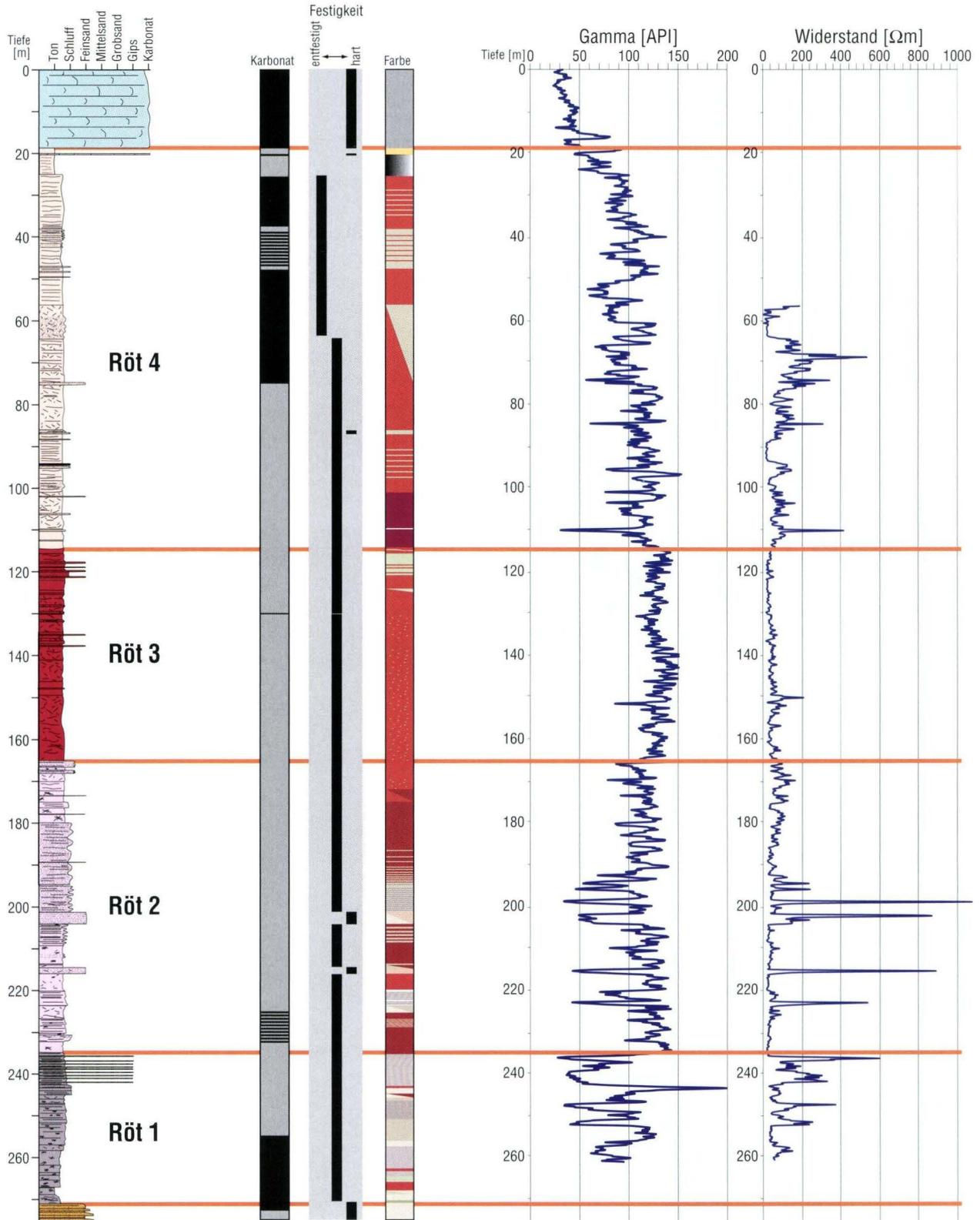


Abb. 2. Lithologie des Bohrprofils Fürstenwald und geophysikalische Vermessung der Bohrung.

Röt 2 (234,55 m bis 164,95 m, Mächtigkeit: rd. 70 m)

Der Röt 2 zeichnet sich gegenüber dem Röt 1 durch überwiegend violettrotbraune Farbtöne der Pelite aus, wobei unterhalb von 188 m noch graue und violettrotbraune Farben lagenweise wechseln, oberhalb von 188 m dann violettrotbraune Farben vorherrschen. Der Röt 2 zeigt außerdem im Vergleich zum Röt 1 einen deutlich höheren Sandanteil und daher einen lebhafteren lithologischen Wechsel zwischen Ton-, Schluff- und Feinsandsteinen. Die Ton- und Schluffsteine sind feingeschichtet und nur noch lagenweise deformiert oder brekziiert. In einigen Schluff- und Feinsandsteinlagen ist Rippelschichtung zu beobachten. Auch im Röt 2 treten zahlreiche Gipsknollen sowie gipsbelegte Schichtfugen und Klüfte auf, jedoch keine sedimentären Gipslagen. Im gesamten Röt 2 sind zyklische Abfolgen entwickelt, aufgrund von Brekzierung jedoch teilweise undeutlich: Sie beginnen an der Basis häufig mit einer dünnen Sandsteinlage, darüber folgen feingeschichtete, überwiegend graue Pelite, die nach oben zunehmend rot gefärbt sind und schließlich von roten massigen Peliten über-

lagert werden. PAUL (2002) beschreibt diese in der Bohrung Borken deutlicher ausgebildeten Abfolgen als sedimentäre „Kleinzyklen“.

Der Abschnitt von der Röt-2-Basis bei 234,55 m bis 208,20 m ist lagenweise noch deformiert bis brekziiert, die Schichten fallen hier mit 15–30° ein. Nach oben schalten sich zunehmend häufiger Schluff- und Feinsandsteinlagen ein, bis sich schließlich bei 215,70 m bis 214,55 m und 203,95 m bis 201,25 m zwei mächtigere Feinsandsteinbänke abgrenzen lassen (Abb. 8). Diese Bänke fallen aufgrund ihrer wolkig-diffusen bis schlierigen Schichtung besonders auf, ebenso wie auch in ihrer geochemischen Zusammensetzung (vgl. Abschnitt 2.2). Dünnschliffuntersuchungen haben gezeigt, dass es sich um feldspat- und lithoklastführende Sandsteine handelt, deren Korngefüge durch frühdiagenetischen Gipszement (z.T. später anhydritisiert) stark „aufgebläht“ ist (Abb. 3; „SB-Typ“, GAUPP 1996). Die Feldspatfraktion besteht vorwiegend aus Alkalifeldspäten, z.T. Mikroklinen (typische Zwillingsgitterung). Akzessorisch führen die Sandsteine detritischen Chlorit und als Schwerminerale

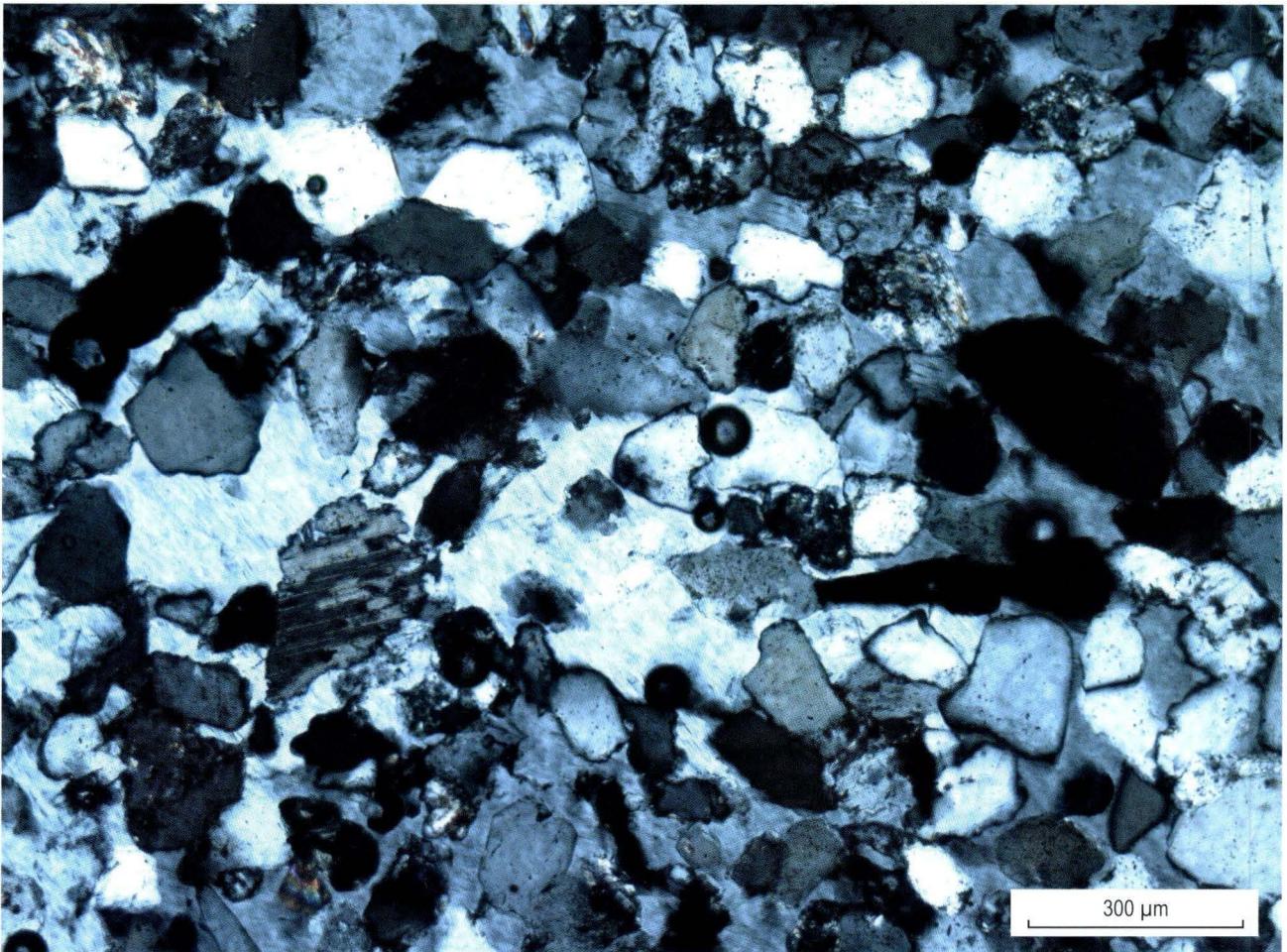


Abb. 3. Dünnschliffphoto aus dem Abschnitt des Gudensberger Sandsteins mit frühdiagenetischem Gipszement (SB-Typ-Sandstein; Röt 2, Bohrteufe 202,5 m).

rale vor allem Turmalin und Titan-Mineralen (Anatas u.ä.) und untergeordnet Zirkon. Der höhere dieser beiden Sandsteinhorizonte ist deutlich schwermineralreicher als der untere; er entspricht nach Rambow (mdl. Mitt.) dem sog. „**Gudensberger Sandstein**“, der auch in anderen nordhessischen Bohrungen nachgewiesen und von BÜHMANN & RAMBOW (1979) als Basis des Röt 2 vorgeschlagen wurde (s. Abschnitt 3.2). Auch oberhalb dieses Sandsteins sind im Röt 2 viele Feinsand- und Schluffsteinlagen in die Pelite eingeschaltet (bis etwa 179 m).

Eine grüne Pelitlage bei 194,3 m enthält Palynomorphen, und zwar fast ausschließlich Luftsackpollen (bisaccater Koniferenpollen, z.B. *Striatoabietites aytugii*, *Taeniaesporites sp.* und *Voltziaecaeasporites heteromorpha*) sowie Cycadeenpollen (*Cycadopites cf. coxi*). Daneben kommt auch Koniferenpollen mit charakteristischen Y-Marken vor (*Triadispora sp.*). Aufgrund der starken Alteration der Palynomorphen sind keine Einzelheiten erkennbar.

Nahe der Grenze zum Röt 3 gibt es nochmals einen brekzierten Bereich (179,60 m bis 171,80 m). Das Gefüge wird hier

zunehmend massig, wellig-feingeschichtete Bereiche treten zurück. Dieser oberste Abschnitt leitet bereits zum Röt 3 über, der gegenüber dem Röt 2 durch typisch massige, oft polygonal-bröckelig zerfallende, wieder deutlich homogenere pelitische Ablagerungen gekennzeichnet ist. Die Mächtigkeit des Röt 2 in der Bohrung Fürstenwald beträgt rund 70 m.

Röt 3 (164,95 m bis 114,00 m, Mächtigkeit: 51 m)

Der Beginn des Röt 3 ist deutlich an einem strukturellen und farblichen Wechsel in der Ausbildung des Gesteins erkennbar: Während die Pelite des Röt 2 vorwiegend feingeschichtet und violettrotbraun sind, zeigen die Pelite des Röt 3 eine dominant ungeschichtete, massige Struktur mit charakteristisch polygonal-bröckeligem Zerfall, dazu eine typisch braunrote Farbe mit grüngrauen Bleichungsstellen. In der Bohrung Fürstenwald fallen struktureller und farblicher Wechsel fast zusammen, die Grenze wurde an den Wechsel in der Sedimentstruktur bei 164,95 m gelegt.

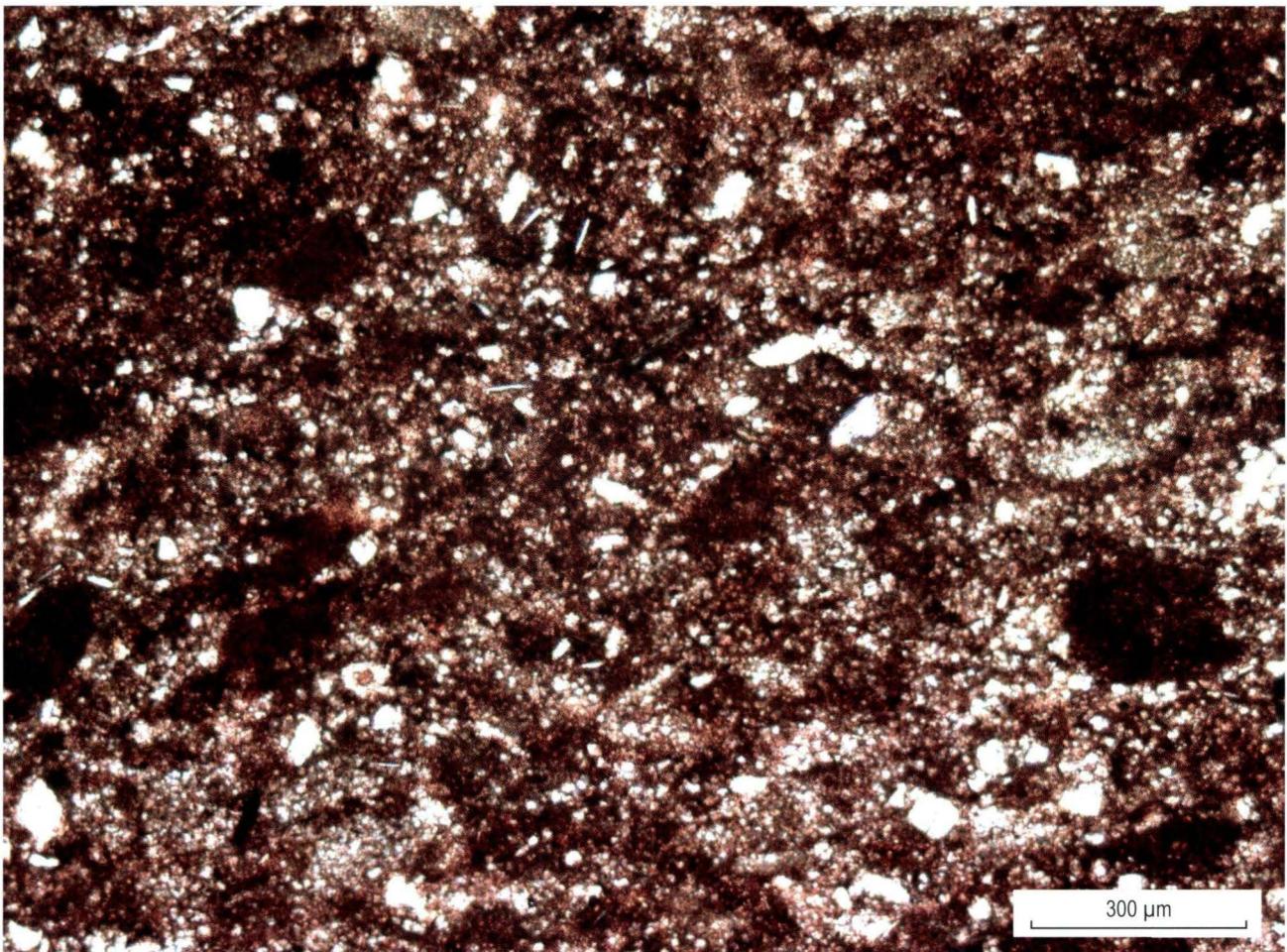


Abb. 4. Charakteristisches Gefüge der Röt-3-Pelite (Bohrteufe 134,0 m).

Die Röt-3-Pelite sind durch feinverteilten Karbonatzement schwach karbonatisch und aus vorwiegend Schluff, Ton und z.T. etwas Feinsand zusammengesetzt (Abb. 4). Die Korngrößenverteilung variiert kaum, so dass die Pelite über das gesamte Profil sehr homogen erscheinen. Sie sind auch im gesamten Röt 3 mit Gipskonkretionen durchsetzt, Klüfte sind mit sekundärem Gips belegt. Eine sedimentäre Lagigkeit ist nicht ausgebildet, abgesehen von einzelnen wellig geschichteten Lagen mit Tongeröllen (z.B. bei 131,55 m) oder etwas feinsandigeren Lagen (z.B. bei 137,0 m bis 136,8 m, bei 144 m und bei 147,5 m bis 147,8 m). In den Peliten lassen sich im Dünnschliff z.T. dünne tonige Beläge auf Mikrorissen oder auch um feinsandkorngroße Feinschluff-Ton-Aggregate herum erkennen.

Am Top des Röt 3, zwischen 122 m und 114 m, sind drei grüngraue Feinsandsteinlagen in die braunroten Pelite des Röt 3 eingeschaltet. Diese könnten nach Rambow (mdl. Mitt.) möglicherweise den sog. „**Borkener Sandstein**“ vertreten (siehe Abschnitt 3.2). Es handelt sich um feldspatführende Grobschluff- bis Feinsandsteine, die lagenweise konzentriert Hell- und Dunkelglimmer führen, dazu Chlorit und – im Vergleich zum „Gudensberger Sandstein“ des Röt 2 allerdings deutlich weniger – Schwerminerale (v.a. Zirkon, Turmalin, Titanit). Die Porenräume sind nahezu vollständig mit tonig-illitischer Matrix ausgefüllt und durchsetzt mit Karbonatkristallen. Damit unterscheiden sich diese Sandsteine deutlich von denen des Röt 2.

Die Grenze Röt 3 / Röt 4 ist ähnlich wie die Grenze Röt 2 / Röt 3 durch einen Farb- und Gefügewechsel charakterisiert: Die vorwiegend massigen, braunroten, polygonal-bröckelig zerfallenden Röt-3-Pelite gehen bei etwa 114 m wieder in dominant feingeschichtete, violettrotbraune Pelite mit Feinsandsteinlagen über. Damit ist der Röt 3 in der Bohrung Fürstenwald 51 m mächtig.

Röt 4 (114,00 m bis 18,00 m, Mächtigkeit: 96 m)

Im Röt 4 herrschen nun wieder feingeschichtete Pelite von violettrotbrauner Farbe vor, untergeordnet treten jedoch auch noch rotbraune und graue Abschnitte auf. Im Unterschied zum Röt 2 sind hier deutlich weniger Feinsandsteinlagen in die Pelite eingeschaltet, und die Korngrößen-segregation zwischen Ton, Schluff und Feinsand ist schlechter als im Röt 2.

Im unteren Teil (114 m bis 102 m) herrschen noch massive bis undeutlich geschichtete Pelite vor, erst darüber sind die Pelite vorwiegend feingeschichtet und es sind Kleinzyklen wie im Röt 2 entwickelt.

In zwei Proben grüner Pelite waren Palynomorphen nachweisbar, darunter neu einsetzende Vertreter des Koniferen-

pollens. Die Probe bei 45,45 m enthält beispielsweise u.a. *Microcachryidites*, der nach Untersuchungen von REITZ (1985) erst im Röt 4 häufiger wird. Auch charakteristische striate (streifige) Formen (*Taeniaesporites sp.*) sowie Farnsporen sind hier vorhanden, dagegen keine Hinweise auf marine Flora.

Der höhere Teil des Röt 4 (64 m bis 18 m) ist gipsfrei, wahrscheinlich infolge rezenter oder auch tertiärer Verwitterung („Gipsspiegel“ bei 64 m, s.a. PAUL 2002). Die unterhalb 64 m sehr gute Kernerhaltung mit 100 % Kerngewinn ist oberhalb des Gipsspiegels abrupt wesentlich schlechter.

Die obersten sieben Meter des Röt 4 (25 m bis 18 m, „**Myophorienschichten**“) weichen vom typischen Gesteinsbild des Röt 4 ab: Sie bestehen zunächst aus 4,70 m mächtigen hellgrauen, karbonatischen bis schwach karbonatischen Mergel- und Tonsteinen mit gelblichen und dunkelgrauen Schlieren, überlagert von einer 0,30 m dünnen ockergelben, z.T. grauen Kalksteinbank. Darüber folgen 2 m mächtige Ton- bis Mergelsteine, die ockergelb gefärbt sind („**Grenzgelbkalk**“, s. Abschnitt 1.1).

In der Bohrung Fürstenwald lässt sich die Röt-Muschelkalk-Grenze sicher am Top der letzten Ton- bis Mergelsteine bei 18 m festlegen. Der „Grenzgelbkalk“ bei 20 m Teufe, der bei der Feldkartierung als pragmatische Grenze dient, gehört nach sedimentologisch-paläontologischen Gesichtspunkten noch dem Oberen Buntsandstein an (PAUL & FRANKE 1977, HORN 1982, vgl. Abschnitt 1.1). Die Mächtigkeit des Röt 4 beträgt in der Bohrung Fürstenwald somit 96 m.

Muschelkalk (18,00 m bis 0,30 m Bohrteufe)

Vom hangenden Muschelkalk ist aufgrund des hohen Kernverlustes (50–80 %) kein zusammenhängendes Kernprofil erhalten. Es handelt sich um überwiegend stückig zerbohrte, graue, sehr harte Kalksteine und Kalkmergelsteine. Einzelne Lagen sind detritusreich, und nahe der Grenze zur Röt-Folge treten ockergelbe harte Kalksteinlagen („Gelbkalk“) auf.

2.2 Sedimentgeochemie der Röt-Folge in der Bohrung Fürstenwald

Die in regelmäßigen 1-m-Abständen entnommenen Gesteinsproben der Röt-Folge wurden auf ihre Gehalte der Hauptelementoxide SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, CaO, MgO, MnO, K₂O, Na₂O, P₂O₅, Fe₂O₃(total) sowie die der Spurenelemente Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Nb, Nd, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, V, Y, Zn und Zr analysiert. Im Folgenden wird jedoch nur eine Auswahl an Parametern erläutert, die sich als besonders aussagekräftig herausgestellt hat (Abb. 6, vgl. Abschnitt 2.2.1). Der voll-

ständige Datensatz ist der Tabelle 3 auf beigefügter CD zu entnehmen.

2.2.1 Ergebnisse der interelementaren Korrelation

Ein Aspekt für die Auswahl signifikanter Parameter war die Bestimmung der Korrelationskoeffizienten für die analysierten Parameter untereinander (Tab. 1). Ganz klar wird hier der Zusammenhang von TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , $Fe_2O_3(t)$, Co, Cr, Ga, Ni, Rb und V als Träger der terrigenen Feinfraktion: Sie alle haben untereinander Korrelationskoeffizienten $> 0,5$ (vgl. Abschnitt 1.3).

SiO_2 zeigt in der gesamten Röt-Folge überraschenderweise keine Korrelation mit Al_2O_3 und auch kaum signifikante Beziehungen zu den anderen Elementen, mit Ausnahme der negativen Korrelation mit CaO und Sc. Differenziert man jedoch zwischen den vier Subformationen der Röt-Folge, so zeigen sich deutliche Unterschiede (Abb. 5): Während im Röt 1 und Röt 3 eine signifikant positive resp. negative Korrelation zwischen SiO_2 und Al_2O_3 festzustellen ist, ist das Element im Röt 2 und Röt 4 von Al_2O_3 und den übrigen Hauptelementen entkoppelt. Dies deutet auf eine unterschiedliche Genese

und/oder Herkunft der Sedimente in den einzelnen Röt-Subformationen hin und wird im Folgenden noch näher diskutiert.

CaO ist außer mit SiO_2 auch mit TiO_2 , Ga und Rb negativ korreliert, dagegen positiv mit Sc. Letzteres überrascht angesichts der Bindung von Sc an (u.a.) Fe^{3+} und Al^{3+} und terrigene Sedimente, vor allem an die Tonfraktion (vgl. HIETE 2004: 110). Möglicherweise hat diese Korrelation röntgenanalytische Gründe, z.B. Interferenzen zwischen Ca und Sc (JOHNSON et al. 1999).

2.2.2 Zeitliche Entwicklung der Sedimentgeochemie während der Röt-Folge

Die Abb. 6 zeigt die zeitliche Entwicklung der Gehalte an SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , CaO, MgO, Na_2O , Sr, Zn, V, Zr, P_2O_5 sowie der Elementverhältnisse SiO_2/TiO_2 , CaO/MgO und V/Zn. Der **Summenplot** mit den relativen Gehalten an Al_2O_3 , SiO_2 und CaO+MgO (umgerechnet auf 100 %) soll näherungsweise die Ton-, Sand- und Karbonat- bzw. Sulfat-Verteilung in den Sedimenten repräsentieren. Das **SiO_2/TiO_2** -Verhältnis steht für die Sand/Ton-Verteilung im Sediment, da **SiO_2**

Tab. 1. Interelementare Korrelation der analysierten Hauptelementoxide und Spurenelemente; signifikant sind Korrelationskoeffizienten $> 0,5$ (vgl. Abschnitt 1.3).

	Si	Ti	Al	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Fe	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	V	Y	Zn	Zr	Nd
Si	1,00																									
Ti	0,11	1,00																								
Al	0,01	0,84	1,00																							
Mn	-0,28	0,00	0,00	1,00																						
Mg	-0,37	0,00	0,03	0,51	1,00																					
Ca	-0,57	-0,63	-0,43	0,46	0,01	1,00																				
Na	0,01	0,04	0,00	-0,07	-0,08	-0,19	1,00																			
K	0,04	0,69	0,78	0,00	-0,01	-0,37	0,00	1,00																		
P	0,00	0,51	0,54	0,03	0,10	-0,20	0,00	0,44	1,00																	
Fe	0,00	0,59	0,73	0,01	0,04	-0,27	0,00	0,61	0,44	1,00																
Ba	0,13	0,02	0,00	-0,09	-0,07	-0,06	0,04	0,00	-0,01	0,00	1,00															
Co	0,03	0,54	0,59	0,02	0,05	-0,40	0,02	0,43	0,32	0,46	0,00	1,00														
Cr	0,00	0,72	0,89	0,03	0,11	-0,31	0,00	0,66	0,57	0,74	-0,01	0,62	1,00													
Cu	0,03	0,00	-0,02	-0,01	0,00	0,00	0,00	-0,02	0,00	-0,03	0,00	0,00	-0,01	1,00												
Ga	0,05	0,83	0,90	0,00	0,04	-0,59	0,01	0,75	0,53	0,70	0,00	0,65	0,84	0,00	1,00											
Nb	0,02	0,33	0,31	0,02	0,01	-0,22	0,01	0,31	0,33	0,29	-0,11	0,25	0,36	0,00	0,38	1,00										
Ni	0,01	0,66	0,75	0,04	0,11	-0,43	0,00	0,57	0,52	0,67	0,00	0,72	0,88	-0,01	0,44	0,39	1,00									
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	1,00								
Rb	0,05	0,82	0,90	0,00	0,01	-0,54	0,01	0,82	0,50	0,70	0,00	0,53	0,78	-0,02	0,90	0,41	0,70	-0,01	1,00							
Sc	-0,67	-0,41	-0,22	0,08	0,03	0,89	-0,26	-0,20	-0,10	-0,13	-0,09	-0,24	-0,13	-0,01	-0,37	-0,13	-0,25	0,00	-0,32	1,00						
Sr	-0,01	-0,05	-0,05	-0,03	-0,03	0,09	-0,02	-0,04	-0,09	-0,05	0,15	-0,05	-0,08	0,00	-0,11	-0,50	-0,12	-0,01	-0,13	0,05	1,00					
V	-0,01	0,64	0,85	0,03	0,15	-0,25	-0,01	0,58	0,50	0,63	0,00	0,55	0,89	-0,02	0,78	0,28	0,76	0,00	0,71	-0,10	-0,06	1,00				
Y	0,04	0,44	0,35	0,01	0,01	-0,27	0,02	0,31	0,37	0,28	-0,07	0,20	0,33	0,00	0,40	0,70	0,31	0,00	0,48	-0,17	-0,59	0,26	1,00			
Zn	-0,01	0,39	0,47	0,03	0,13	-0,14	-0,01	0,23	0,28	0,29	0,00	0,29	0,46	-0,01	0,43	0,13	0,36	0,00	0,37	-0,05	-0,03	0,50	0,19	1,00		
Zr	0,30	0,03	-0,02	-0,19	-0,24	-0,07	0,09	0,00	0,00	-0,05	0,07	-0,02	-0,07	0,01	-0,01	-0,01	-0,07	0,00	-0,01	-0,12	0,05	-0,09	0,01	-0,02	1,00	
Nd	0,03	0,38	0,29	0,00	0,00	-0,19	0,00	0,26	0,23	0,16	0,00	0,14	0,22	0,00	0,24	0,12	0,15	0,00	0,29	-0,11	-0,03	0,20	0,30	0,18	0,12	1,00
	0,00	positiver oder negativer Wert $< 0,01$																								
		Wert: 0,20 bis 0,49																								
		Wert $> 0,50$																								

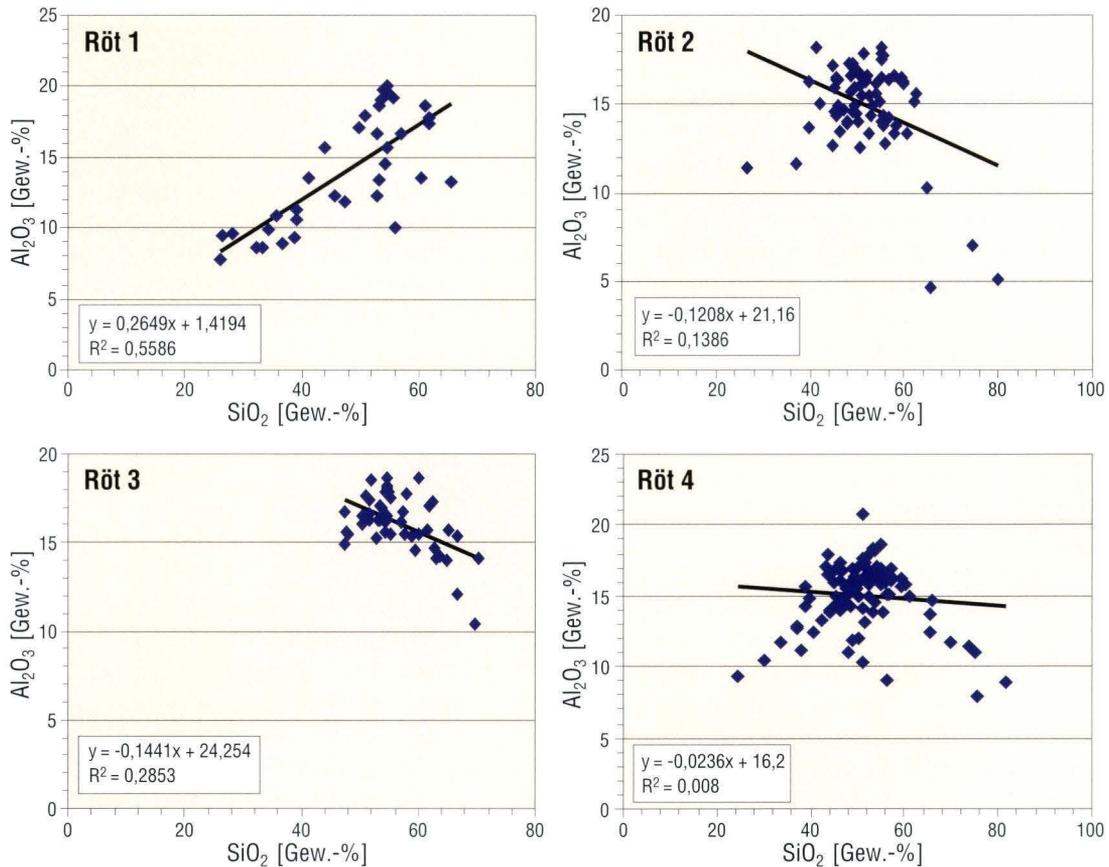


Abb. 5. Korrelation von SiO₂ und Al₂O₃, differenziert nach stratigraphischer Einheit (mit Regressionsgeraden und Korrelationskoeffizienten R²).

über Quarz und Feldspäte vorwiegend an die Schluff- und Sandfraktion gebunden ist, **TiO₂** dagegen vor allem über die sehr feinkörnigen Ti-Schwerminerale überwiegend an die Tonfraktion. **CaO** stammt vor allem aus Gips und Dolomit, da der Karbonatanteil in der Röt-Folge nach Untersuchungen von BÜHMANN & RAMBOW (1979) in der lithologisch vergleichbaren Bohrung Borken fast ausschließlich als Dolomit, nicht als Calcit, vorliegt. Der aus Plagioklasen stammende CaO-Anteil ist demgegenüber gering und daher zu vernachlässigen. Ein großer Teil des Gipses liegt in der Bohrung Fürstenwald allerdings nicht als sedimentäre Lagen oder (synsedimentäre bis frühdiagenetische) Konkretionen vor, sondern als sekundär gebildeter Fasergips. Bei der Probenahme wurden sekundäre Gipsbildungen soweit wie möglich entfernt – dennoch muss der CaO-Gehalt im vorliegenden Datensatz zunächst mit Vorsicht interpretiert werden. **MgO** ist aus diesen Gründen wahrscheinlich das bessere Maß für den Karbonatanteil im Sediment, obwohl MgO zum Teil auch aus Tonmineralen stammt: BÜHMANN & RAMBOW (1979) konnten in der Bohrung Borken die magnesium- und eisenhaltigen Tonminerale Corrensit und Smektit in großen Anteilen in der gesamten Röt-Folge nachweisen, mit Ausnahme des höchsten Röt 1 und des

tiefen Röt 3. Die Tonminerale Corrensit und Smektit werden überwiegend authigen gebildet, ihr Vorkommen im Sediment hängt daher unter anderem von der Mg-Konzentration des Porenwassers ab. Da für die Bohrung Fürstenwald zur Zeit der Fertigstellung dieser Arbeit noch keine Tonmineralanalysen vorlagen, ist die Interpretation der MgO-Gehalte hinsichtlich der Tonminerale nur begrenzt möglich. Das **CaO/MgO**-Verhältnis kann ein Maß für die Salinität des Ablagerungsmilieus sein, ist aber aus den o.g. Gründen im vorliegenden Datensatz nicht ohne Vorbehalte zu interpretieren. Als **Na₂O**-Quellen kommen in den untersuchten Peliten grundsätzlich Albit und Steinsalz in Frage, wobei jedoch makroskopisch keine Steinsalzrelikte beobachtet wurden. **K₂O** stammt vorwiegend aus Glimmermineralen, vor allem Illit, da die leicht verwitternden Kalifeldspäte nicht oder nur in geringen Anteilen zu erwarten sind. Sowohl Na₂O als auch K₂O sind jedoch sehr mobile Elemente und daher vielfältigen Umlagerungsprozessen während Diagenese und Verwitterung unterworfen, beispielsweise der Zu- und Abfuhr über Porenwässer. Die **Sr**-Gehalte sollten einen Zusammenhang mit den Mineralen der Karbonat- und Sulfatfazies zeigen. Sr-Vorkommen sind in der Regel genetisch an die Bildung von evaporitischen Abschei-

dungen gebunden. Neben Coelestin, dem eigentlichen Sr-Sulfatmineral, wird Sr aus der aufkonzentrierten Lauge hauptsächlich in Gips und Anhydrit eingebaut (FÜCHTBAUER 1988: 469ff.) Als Maß für den Anteil von dreiwertigem gegenüber zweiwertigem Eisen kann das Verhältnis **V/Zn** gelten, da **V** unter anderem Fe^{3+} häufig in Hämatit und Glimmern ersetzt bzw. an Eisenoxide adsorbiert wird, während **Zn** in Silikaten Fe^{2+} und Mg^{2+} ersetzt. Entsprechend sollte auch Zn den zunehmend reduzierenden Bedingungen folgend beckenwärts ansteigen (DILL & DULTZ 2001). Dabei ist jedoch zu beachten, dass Zn mobil ist und dementsprechend während der Diagenese Geschichte der Sedimente umgelagert werden kann. V ist dagegen ein immobiles Spurenelement. Als Repräsentanten der Schwermineralfraktion werden hier schließlich **Zr** (für Zirkon) und **P₂O₅** (für Apatit) betrachtet. Diese sind immobil, allerdings ist Apatit bei pH-Bedingungen < 8 instabil, während Zirkon extrem transport- und verwitterungsstabil ist. Es wird im untersuchten Sedimentationsraum über die Bodenfracht der Flüsse (Sandfraktion) aus den Liefergebieten eingetragen und reichert sich bei anhaltender Aufarbeitung als Seifenmineral im Küstenbereich an (DILL & DULTZ 2001).

Die starke Bindung von Zirkon – wie auch SiO_2 – an die Bodenfracht (Sandfraktion) sowie die oben erwähnte Bindung von Al_2O_3 und TiO_2 an die Ton- und Schlufffraktion verdeutlicht das **Problem der Korngrößenabhängigkeit der Sedimentgeochemie**. Gerade in Sedimentabfolgen mit variierenden Korngrößenverteilungen werden nicht nur Zr, SiO_2 , Al_2O_3 und TiO_2 , sondern eine Vielzahl weiterer Parameter in erster Linie durch die Korngrößenzusammensetzung des untersuchten Sediments bestimmt, wie HIETE (2004) anhand geochemischer Analysen an differenzierten Kornfraktionen und anschließender statistischer Auswertung nachweisen konnte. In diesen Fällen werden Einflüsse des Liefergebietes, des Transportmediums oder des Ablagerungsmilieus nahezu vollständig durch den Korngrößeneffekt überlagert. Auf das zweite **Problem der sekundären Überprägung** der Sedimentgeochemie wurde ebenfalls am Beispiel von CaO und den mobilen Elementen bereits hingewiesen. Schließlich treten zum Teil auch **methodenbedingte analytische Probleme** auf, wie bei Sc zu vermuten (s. Abschnitt 2.2.1). Aus diesen Gründen wurde in dieser Arbeit auf die in geochemischen Auswertungen normalerweise gebräuchliche Normierung der Elementgehalte auf ein anderes Element (üblicherweise SiO_2 oder Al_2O_3) verzichtet, bzw. normierte Gehalte wurden nur zusätzlich zu den Einzelkurven dargestellt, um gegenseitige Überlagerungen zu vermeiden bzw. transparent zu belassen. Auch zahlreiche „Proxies“ wurden aus ähnlichen Gründen hier nicht in Betracht gezogen, obwohl sie in der Literatur als indikativ für verschiedene Bedingungen genutzt werden, beispielsweise für die Provenanz (z.B. Cr/Ni, DILL & DULTZ 2001), die Liefergebietsnähe bzw. für den Anteil der Präzipitate in karbonatisch-siliklastischen Übergangsmilieus (z.B.

$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$, dto.), für die Eisenlöslichkeit bzw. das Redoxmilieu (z.B. $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})/\text{Sc}$, dto.), die Feldspatzusammensetzung (z.B. Alkaliindex: $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, HEIM 1966), die Verwitterungsbedingungen (z.B. Chemical Index of Alteration CIA, NESBITT & YOUNG 1982, zit. n. ROLLINSON 1993) oder die Aridität ($\text{ARI} = \text{SiO}_2 / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$, HIETE 2004).

Zur besseren Übersicht werden die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen im Folgenden – ebenso wie die lithologische Beschreibung in Abschnitt 2.1 – bezogen auf die stratigraphischen Einheiten Röt 1 bis Röt 4 beschrieben.

Sedimentgeochemie im Röt 1 (270,60 m bis 234,55 m)

Im Abschnitt von 270,60 m bis 234,55 m spiegelt die geochemische Zusammensetzung deutlich den heterogenen Aufbau der Sedimente wider. Dieser Bereich ist insgesamt von starken Schwankungen mit hoher Amplitude in nahezu allen Parametern geprägt (Abb. 6). Gesteuert wird dieser Wechsel maßgeblich vom erhöhten Sulfat- und Karbonatgehalt (siehe **CaO, MgO**, vgl. Abschnitt 2.1), durch den die Elemente des siliziklastischen Sedimentanteils stark verdünnt werden. Bei allgemein großen Schwankungen steigen sowohl CaO als auch MgO bis zum Top des Röt 1 in zwei Zyklen deutlich an (270,6 m bis 257 m und 257 m bis 234,55 m). Auch das **CaO/MgO**-Verhältnis steigt im Verlaufe des Röt 1 an, was aufgrund der makroskopischen Aufnahme der Sedimentabfolge auf die Zunahme von Gips (als sedimentäre Lagen und sekundäre Bildungen) gegenüber Dolomit zurückgeführt werden kann. Die in reinen Karbonat- oder Pelitabfolgen gängige Interpretation eines Anstieges des CaO/MgO-Verhältnisses als Rückgang der Salinität ist hier daher nicht ohne weiteres möglich. Entsprechend der Ausscheidungsabfolge Calcit – Dolomit – Sulfate – Salze würde der Anstieg im CaO/MgO-Verhältnis hier vielmehr zunehmende Salinität bedeuten, wobei jedoch klar betont werden muss, dass die Elementgehalte gerade im Röt 1 stark von sekundären Prozessen (Auslaugung, diagenetische Ausfällungen) geprägt sind und nicht die primären Gehalte widerspiegeln. So deutet das Vorkommen von Auslaugungsbreuzien im tiefsten Röt 1 darauf hin, dass dort primäre Halite vorhanden waren (siehe Abschnitte 2.1 und 3.1.1), die sich jedoch auch geochemisch nicht mehr nachweisen lassen. Im Gegenteil sind die **Na₂O**-Gehalte gerade im unteren Röt 1 besonders niedrig und steigen erst oberhalb von 245 m (bei großen Schwankungen) stark an. Dieser Anstieg geht sehr wahrscheinlich auf Salze und nicht auf Albite zurück. Da jedoch Na_2O im weiteren Verlauf bis zum Niveau des Gips spiegels bei 64 m (Röt 4) bei großer Schwankungsbreite auf ähnlich hohem Niveau bleibt (Abb. 6), sind hier möglicherweise salzhaltige Porenwässer die Ursache und nicht sedimentäre Steinsalzrelikte.

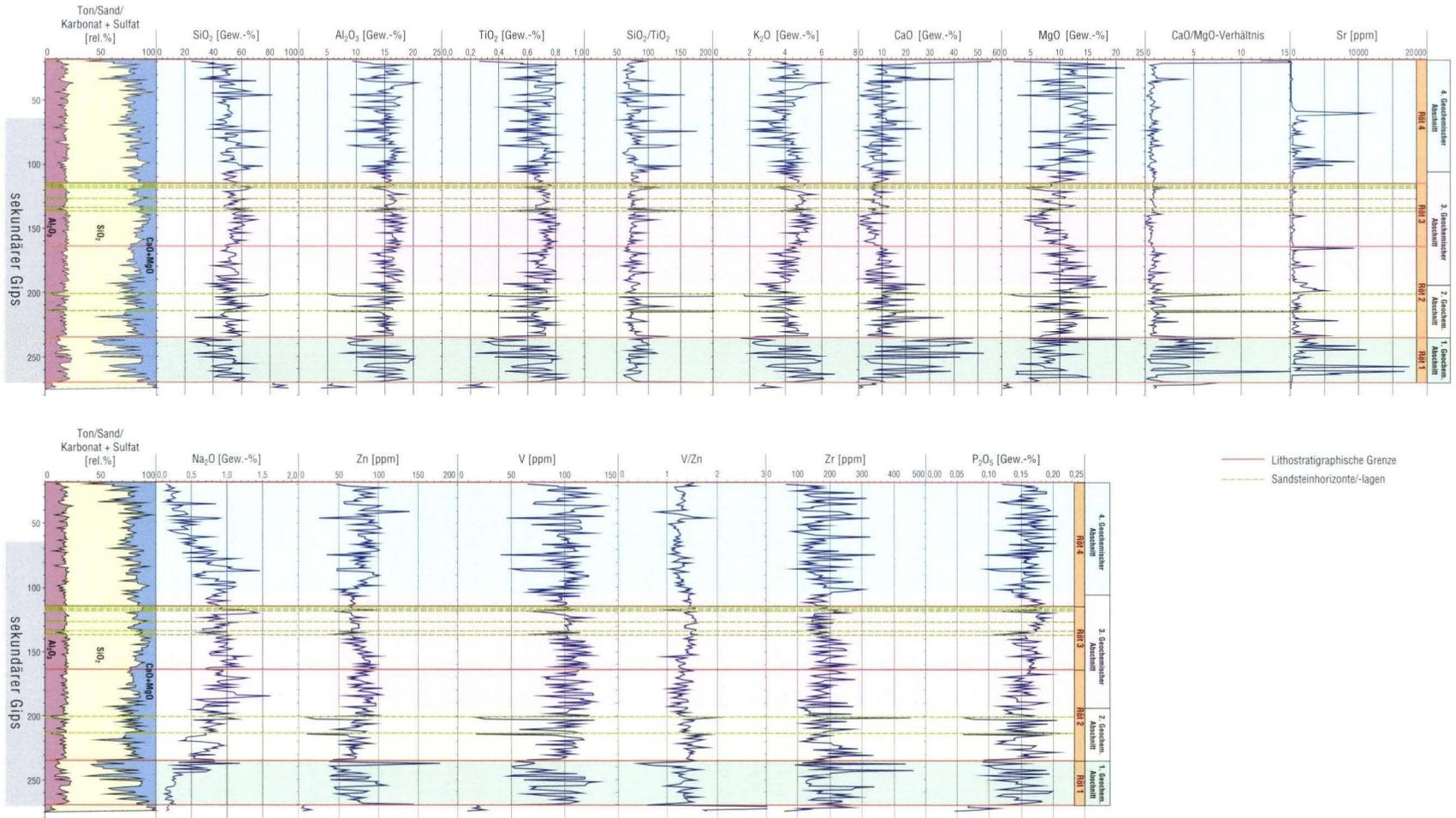


Abb. 6. Ergebnisse der geochemischen Analysen der Sedimente der Röt-Folge in der Bohrung Fürstenwald; zu den geochemischen Abschnitten vgl. Textabschnitte 2.2.2 und 2.2.3.

Passend zum Anstieg von CaO und MgO nehmen die Gehalte der siliziklastischen Parameter **SiO₂**, **Al₂O₃**, **TiO₂**, **K₂O** bei ebenso großen Schwankungen im Laufe des Röt 1 ab, wobei auch hier eine Zweiteilung bei etwa 257 m erkennbar ist. Das Verhältnis **SiO₂/TiO₂** steigt nur geringfügig an, und die Amplitude der Schwankungen bleibt vergleichsweise moderat. Im höchsten Röt 1 ist in allen siliziklastischen Parametern erneut ein kleines Maximum mit höheren Werten entwickelt.

Die **Zn**- und **V**-Gehalte zeigen im Röt 1 eine ähnliche Entwicklung wie die siliziklastischen Parameter, sie nehmen in zwei Zyklen nach oben hin ab. Nur am Top des Röt 1 wurde erneut ein sehr hoher Zn-Gehalt gemessen. Im **V/Zn**-Verhältnis drücken sich ebenfalls die beiden Zyklen aus, und insgesamt ist ein leichter Rückgang der Werte zu beobachten, mit dem Minimum der gesamten Kurve – entsprechend dem Zn-Maximum – am Top des Röt 1. Dies weist auf zunehmend reduzierendes Milieu hin.

Zr zeigt überraschenderweise einen zweizyklischen Anstieg, umgekehrt zu den übrigen siliziklastischen Parametern, wengleich die höchsten Zr-Gehalte im obersten Röt 1 auch an die dort relativ höchsten SiO₂-Gehalte gebunden sind. Der Zr-Anstieg geht daher wahrscheinlich auf zunehmende Aufarbeitung und entsprechend zunehmende kompositionelle Reife des siliziklastischen (terrigenen) Sedimentanteils zurück. Die **P₂O₅**-Gehalte zeigen große Schwankungen und keinen eindeutigen, jedoch eher abnehmenden Trend im Röt 1.

Sedimentgeochemie im Röt 2 (234,55 m bis 164,95 m)

Mit Beginn des Röt 2 steigt der **SiO₂**-Gehalt gegenüber dem Top des Röt 1 sprunghaft um ca. 20 Gew.% auf Werte um 60 Gew.%, ähnlich auch die **Al₂O₃**- und **TiO₂**-Gehalte, was auf einen abrupt höheren siliziklastischen Eintrag und eine entsprechend proximalere Position des Ablagerungsraumes zurückzuführen ist (Abb. 6). Die geochemische Zusammensetzung der beiden Sandsteinhorizonte bei 215 m und 204 m bis 201 m fällt bei den meisten Parametern deutlich gegenüber der Zusammensetzung der Pelite heraus, weshalb im Folgenden zunächst nur die geochemische Entwicklung der Pelite des Röt 2 beschrieben wird. Die Geochemie der beiden Sandsteinhorizonte wird am Ende dieses Abschnitts gesondert erläutert.

Die im Röt 2 relativ gleichmäßig wechselnden Schluff- und Sandanteile in der Pelitabfolge (vgl. Abschnitt 2.1) drücken sich auch in den siliziklastischen Parametern **SiO₂**, **Al₂O₃**, **TiO₂**, **SiO₂/TiO₂** und **K₂O** als Änderungen mit recht gleichmäßiger Schwankungsbreite aus. Die Amplitude ist relativ hoch, aber nicht mehr so extrem wie im Röt 1. Ein deutlicher Trend dieser siliziklastischen Parameter über den gesamten

Röt 2 ist nicht ausgeprägt, es lässt sich jedoch eine Gliederung in drei Zyklen erkennen: Im unteren Zyklus bis zur ersten Sandsteinlage bei 215 m gehen alle siliziklastischen Parameter bei Schwankungen mit gleichmäßig kleiner Schwankungsbreite zurück. Im mittleren Zyklus (215 m bis 194 m), der die Sandsteinlage bei 201 m bis 204 m einschließt, gehen SiO₂, SiO₂/TiO₂ und K₂O nach zu Beginn wieder hohen Gehalten bei gleichbleibend kleiner Schwankungsbreite zurück, während Al₂O₃ und TiO₂ bis zur genannten Sandsteinlage eher ansteigen und darüber wieder abfallen. Der obere Zyklus (194 m bis 164,95 m) ist durch etwas größere Schwankungsbreiten gekennzeichnet; ein Trend ist bei den meisten siliziklastischen Parametern hier nicht zu erkennen, nur K₂O steigt leicht an. Aufgrund der Schwankungsbreiten sowie der reduzierten Amplituden und der relativ gleichbleibenden Gehalte der siliziklastischen Parameter ist der obere Zyklus des Röt 2 dem Röt 3 sehr ähnlich und könnte daher unter diesem Gesichtspunkt auch mit dem Röt 3 zusammengefasst werden.

CaO geht mit Beginn des Röt 2 um den Faktor 2 bis 4 zurück. Auch im CaO-Gehalt drückt sich die oben beschriebene zyklische Dreigliederung aus, indem jeder der drei Zyklen mit geringen, nachfolgend ansteigenden CaO-Gehalten beginnt (Abb. 6). Über den gesamten Röt-2-Abschnitt betrachtet gehen die CaO-Gehalte jedoch zurück, gut zu erkennen am Rückgang der Maximalwerte, die bereits im unteren Zyklus des Röt 2 kaum noch das Niveau des Röt 1 erreichen und sich im Verlaufe des Röt 2 dem niedrigen Niveau des Röt 3 annähern. Eine Änderung der Schwankungsbreite im oberen Zyklus – wie bei den siliziklastischen Parametern – wird bei der CaO-Entwicklung nicht deutlich. Die **MgO**-Gehalte entwickeln sich im Röt 2 ähnlich wie die CaO-Gehalte. Der Schnitt zwischen mittlerem und oberem Zyklus, der bei den anderen Parametern bei 194 m liegt, ist beim MgO-Gehalt als gradueller Übergang ausgebildet. Im Unterschied zu CaO zeigt die MgO-Kurve jedoch etwas größere Schwankungsbreiten im oberen Zyklus. Aus diesem Grund und wegen eines im oberen Zyklus bis in den Röt 3 hinein zu beobachtenden Rückgangs der MgO-Gehalte könnte auch hier – wie schon aufgrund der siliziklastischen Parameter – der obere Zyklus des Röt 2 geochemisch mit dem Röt 3 zusammengefasst werden. Das **CaO/MgO**-Verhältnis setzt mit Beginn des Röt 2 mit abrupt wesentlich geringeren Werten als im Röt 1 ein und bleibt im gesamten Röt 2 auf diesem niedrigen Niveau, mit Ausnahme der beiden Sandsteinhorizonte. Dies und die annähernd gleichlaufende Entwicklung der CaO- und MgO-Gehalte sprechen dafür, dass CaO und MgO im Röt 2 – mit Ausnahme der Sandsteinhorizonte – vorwiegend in der Karbonatphase (Dolomit) vorliegen, nicht in der Sulfatphase (Gips). Die **Na₂O**-Gehalte zeigen im Röt 2 eine von den bisher beschriebenen Parametern weitgehend unabhängige Entwicklung: Der im höchsten Röt 1 begonnene Anstieg setzt sich im gesamten Röt 2 fort, bei hohen Amplituden und mit zum Teil größeren

Schwankungsbreiten als die übrigen Parameter. Die oben beschriebene zyklische Dreigliederung ist bei der Na_2O -Entwicklung nicht zu erkennen; nur bei 220 m fällt der Na_2O -Gehalt abrupt auf einen Minimalwert, um darüber wieder anzusteigen. Sogar die beiden Sandsteinhorizonte, die sich in allen Parametern deutlich hervorheben und daher am Ende dieses Abschnitts gesondert beschrieben werden, fallen in der Na_2O -Kurve nicht auf. Diese Sonderstellung von Na_2O auch im Röt 2 verstärkt die Vermutung, dass hier salzige Porenwässer dokumentiert sind, wie schon bei der Röt-1-Geochemie erwogen wurde.

Zn steigt im Verlaufe des Röt 2 relativ kontinuierlich an und fällt erst am Top des Röt 2 wieder leicht ab. Eine Dreiteilung ist hier nicht ausgebildet. Die **V**-Gehalte sind mit Beginn des Röt 2 abrupt höher als im Röt 1 und zeigen dann einen ähnlichen Verlauf wie Zn. Nur das **V/Zn**-Verhältnis lässt sich in die oben beschriebenen drei Zyklen untergliedern: Es steigt im unteren Zyklus leicht an, fällt im mittleren ab und steigt im oberen Zyklus erneut leicht an. Damit werden Veränderungen der Redoxbedingungen jeweils innerhalb der drei Abschnitte des Röt 2 angedeutet, und zwar zunehmend oxidierendes Milieu im unteren Zyklus, danach zunehmend reduzierendes Milieu im mittleren und nachfolgend erneut die Entwicklung zu oxidierenden Bedingungen im oberen Zyklus.

Zr und **P₂O₅** steigen an der Basis des Röt 2 deutlich an, gehen aber noch im unteren Zyklus wieder stark zurück und zeigen im weiteren Verlauf des Röt 2 bis zur Basis des oberen Zyklus' relativ große Schwankungen ohne deutlichen Trend. Im oberen Zyklus schließlich steigen die Werte bei kleinerer Amplitude der Schwankungen wiederum an.

Die beiden **Sandsteinhorizonte** bei 215,70 m bis 214,55 m und 203,95 m bis 201,25 m (letzterer als „Gudensberger Sandstein“ bezeichnet, siehe Abschnitt 2.1) fallen im Röt 2 auch geochemisch auf und werden daher gesondert behandelt. Sie liegen hinsichtlich der Pelit-Geochemie an der Basis und in der Mitte des oben beschriebenen mittleren Zyklus des Röt 2. Beide zeichnen sich naturgemäß durch hohe **SiO₂**-, geringe **Al₂O₃**- und **TiO₂**-Gehalte und ein entsprechend hohes **SiO₂/TiO₂**-Verhältnis aus (Abb. 6). Der niedrige **K₂O**-Gehalt weist in beiden Horizonten auf geringen Glimmergehalt. Der **MgO**-Gehalt ist in beiden Sandsteinhorizonten minimal, der **CaO**-Gehalt dagegen besonders im unteren relativ hoch, und das **CaO/MgO**-Verhältnis ist in beiden Horizonten etwa zehnfach höher als in den Röt-2-Peliten, bedingt durch die starke Zementierung durch Gips (siehe Abschnitt 2.1). Der **Sr**-Gehalt beider Sandsteine ist gegenüber dem „Hintergrundsediment“ deutlich erhöht, wenn auch der untere Sandsteinhorizont deutlicher angereichert erscheint. Der **Na₂O**-Gehalt zeigt dagegen auch auf diese lithologisch auffälligen Horizonte keine geochemische Reaktion. Als absolute Minima der gesamten

Röt-Kurve fallen die **Zn**- und **V**-Gehalte der beiden Sandsteinhorizonte auf. Das **V/Zn**-Verhältnis ist in beiden als Maximum ausgebildet, weist also auf besser durchlüftete, d.h. stärker oxidative Bedingungen in den Sandsteinen gegenüber den Peliten hin. Deutliche Unterschiede gibt es offensichtlich in der Schwermineralführung der beiden Sandsteine: Beide haben minimale **P₂O₅**-, d.h. Apatit-Gehalte, der untere auch einen eher niedrigen **Zr**-Wert, wohingegen der obere durch ein Zr-Maximum auffällt. Dies ist ein Anzeichen für die Anreicherung von Zirkon als besonders verwitterungs- und transportstabilem Schwermineral, wahrscheinlich infolge starker Aufarbeitung. Im Dünnschliff wurde Zirkon jedoch nur vereinzelt beobachtet (siehe Abschnitt 2.1), was darauf zurückgehen könnte, dass er – etwas untypisch – vorwiegend in der Feinschluffraktion vorkommt. Umgekehrt traten Turmalin und Titan-Schwerminerale in der Sandfraktion im Dünnschliff hervor, fallen geochemisch jedoch nicht auf. Bei dem schwermineralreichen oberen Sandsteinhorizont („Gudensberger Sandstein“) handelt es sich möglicherweise um einen Strandsand oder eine Sandbarre im „Küstenbereich“ zwischen Sabkha-See und Sabkha-Tonebene (siehe Abschnitt 3.1.2).

Sedimentgeochemie im Röt 3 (164,95 m bis 114,00 m)

Der Röt 3 ist geochemisch betrachtet der homogenste Abschnitt der Röt-Folge, mit nur geringen Veränderungen und relativ niedriger Amplitude in den Schwankungen der meisten geochemischen Parameter (Abb. 6). Dies steht im Einklang mit der ebenfalls relativ homogenen lithologischen Zusammensetzung des Röt 3 aus tonigen, z.T. schwach feinsandigen Schluffsteinen (siehe Abschnitt 2.1). Die siliziklastischen Parameter **SiO₂**, **Al₂O₃** und **TiO₂** zeigen im Röt 3 – wie schon im oberen Zyklus des Röt 2 – gleichbleibend hohe Werte, und auch das **SiO₂/TiO₂**-Verhältnis bleibt auf dem Niveau des oberen Röt 2. Der Anstieg der **K₂O**-Gehalte aus dem oberen Zyklus des Röt 2 setzt sich bis weit in den Röt 3 hinein (bis etwa 137 m) fort. Nur einzelne sandigere Horizonte im oberen Röt 3 (v.a. bei 144 m, bei 137 m und bei 122 m bis 114 m, vgl. Abschnitt 2.1) fallen durch hohe **SiO₂**- und **SiO₂/TiO₂**-Werte sowie geringe **Al₂O₃**-, **TiO₂**- und auch **K₂O**-Gehalte auf. Dieses geochemische Muster der siliziklastischen Parameter setzt sich noch in den Röt 4 hinein bis etwa 106 m fort, so dass die untersten ca. 8 m des Röt 4 unter diesem geochemischen Gesichtspunkt noch mit dem Röt 3 zusammengefasst werden könnten.

Die **CaO**- und **MgO**-Gehalte gehen in der unteren Hälfte des Röt 3 bis etwa 137 m bei niedriger Amplitude kontinuierlich zurück. Oberhalb von 137 m liegt ihr Niveau insgesamt wieder etwas höher, wobei besonders die **MgO**-Gehalte stark und mit relativ großer Schwankungsbreite variieren. Das **CaO/MgO**-Verhältnis zeigt im unteren Röt 3 gleichbleibend die geringsten Werte der gesamten Röt-Folge. Im oberen Röt 3

ist das Verhältnis geringfügig höher, aber ebenfalls sehr niedrig, ungefähr auf demselben Niveau wie im Röt 4. Dies spricht, wie bereits im Röt 2 diskutiert, für vorherrschend dolomitische Bindung von CaO und MgO (als Zemente und Konkretionen), weniger für sulfatische. Die **Na₂O**-Gehalte gehen im Röt 3 allmählich zurück, nur der stark feinsandige Topbereich weist nochmals sehr hohe Na₂O-Gehalte auf. Auch dies spricht für die beim Röt 1 und Röt 2 bereits postulierten salzhaltigen Porenwässer, die sich besonders in den (permeableren) feinsandigen Bereichen niederschlagen.

Auch **Zn** und **V** zeigen eine zweiteilige, insgesamt aber geringe zeitliche Variation im Röt 3: Bis etwa 137 m gehen beide Parameter bei relativ kleiner Schwankungsbreite leicht zurück, oberhalb von 137 m liegen ihre Gehalte bei großer Schwankungsbreite auf annähernd gleichbleibendem Niveau, wobei auch hier die feinsandigen Horizonte durch eher geringe Zn- und V-Gehalte hervortreten. Das **V/Zn**-Verhältnis ist dagegen annähernd konstant hoch, nur in den untersten ca. 10 bis 15 m des Röt 3 etwas niedriger. Dies spricht für gleichbleibend oxidierende Redoxbedingungen.

Die **Zr**-Gehalte bleiben im Röt 3 zunächst auf dem Niveau des oberen Röt 2 und gehen bei niedriger Amplitude nur geringfügig zurück. Erst im feinsandigen Topbereich (122 m bis 114 m) treten wieder etwas höhere Zr-Gehalte bei niedriger Schwankungsbreite auf, was vermutlich überwiegend als Korngrößeneffekt zu werten ist. Dagegen steigen die **P₂O₅**-Gehalte früher, bereits zu Beginn der oberen Hälfte des Röt 3 (oberhalb von 137 m), merklich an und gehen erst im feinsandigen Topbereich wieder deutlich zurück. Dies deutet auf etwas höhere Apatitgehalte im oberen Röt 3 hin, was eine Folge verstärkter Apatitfracht aus dem Liefergebiet sein kann oder aber auf etwas alkalischere Bedingungen und daher bessere Apatiterhaltung im Sedimentationsraum zurückgehen kann. Für letzteres sprechen auch die im oberen Röt etwas höheren CaO- und MgO-Gehalte.

Sedimentgeochemie im Röt 4 (114,00 m bis 18,00 m)

Die geochemische Zusammensetzung der Röt-4-Sedimente ist wieder – ähnlich der im Röt 2 – geprägt von der deutlich heterogeneren lithologischen Zusammensetzung (vgl. Abschnitt 2.1). Dies spiegelt sich in fast allen Parametern durch deutlich höhere Amplituden und meist kleine Schwankungsbreiten wider. Nur die Röt-4-Basis bis etwa 106 m ist in vielen Parametern dem Röt 3 noch sehr ähnlich und könnte daher unter geochemischen Gesichtspunkten noch zum Röt 3 gerechnet werden.

Die Gehalte der siliziklastischen Parameter **SiO₂**, **Al₂O₃**, **TiO₂** und **SiO₂/TiO₂** liegen oberhalb von 106 m bis etwa

75 m auf durchschnittlich ähnlichem Niveau wie im Röt 3, es kommen jedoch wesentlich mehr Maximalwerte von SiO₂ und SiO₂/TiO₂ vor, denen Minimalwerte von Al₂O₃ und TiO₂ entsprechen (Abb. 6). Im Bereich von 75 m bis ca. 58 m steigen die SiO₂-Gehalte zu Lasten von Al₂O₃ und TiO₂ leicht an, SiO₂-Maxima fehlen hier; die Al₂O₃- und TiO₂-Gehalte zeigen jedoch weiterhin sehr hohe Amplituden bei kleiner Schwankungsbreite. Die daraus resultierenden Peaks in der SiO₂/TiO₂-Kurve sind gegenüber dem unteren Bereich im Röt 4 etwas abgeschwächt. Diese Dämpfung der SiO₂- bzw. SiO₂/TiO₂-Maxima ist sehr wahrscheinlich ein Verdünnungseffekt, da die CaO- und MgO-Gehalte im Bereich von 75 m bis 58 m höher sind als im tieferen Röt 4. Im oberen Röt 4 (48 m bis 18 m) setzen die SiO₂-Gehalte zunächst mit hohen Werten ein, gehen dann jedoch bei weiterhin relativ kleiner Amplitude stark zurück. Al₂O₃ und TiO₂ bleiben demgegenüber auf etwa gleich hohem Durchschnittsniveau. Minimalwerte gehen in diesem Bereich entweder auf SiO₂- oder auch auf CaO- oder MgO-Maxima zurück, also auf Verdünnung sowohl durch Sand- als auch Karbonateinschaltungen. Das SiO₂/TiO₂-Verhältnis bleibt auf ungefähr demselben Niveau wie unterhalb von 58 m und zeigt keinen Trend, aber auch kaum noch Maxima. **K₂O** geht in der unteren Hälfte des Röt 4 bei starken Schwankungen allmählich zurück und steigt oberhalb von etwa 65 m wieder an. K₂O-Minima sind in der Regel an SiO₂/TiO₂-Maxima gebunden, die Sandsteinlagen sind demnach ebenso wie im Röt 2 überwiegend glimmerarm oder glimmerfrei. Das Maximum der K₂O-Gehalte im Röt 4 wird bei 37 m erreicht. Darüber fallen die K₂O-Werte deutlich ab und bleiben auf dem Niveau des unteren Röt 4, ähnlich wie auch die Al₂O₃-Werte.

Die **CaO**-Gehalte nehmen im Verlaufe des Röt 4 bei relativ großen Schwankungen allmählich zu, wobei bei 75 m ein kleinerer Sprung zu durchschnittlich höheren Gehalten und bei 34 m ein großer Sprung zu wesentlich höheren Gehalten (mit Maximalgehalten von 40 Gew.% bei 34 m und 56 Gew.% bei 20 m) ausgebildet sind (Abb. 6). Der in den Bohrkernen deutlich sichtbare „Gipsspiegel“ (unterhalb von 64 m Vorkommen von sekundärem Fasergips auf Klüften und Schichtfugen, siehe Abschnitt 2.1) schlägt sich in der CaO-Kurve nicht nieder, so dass davon auszugehen ist, dass die Eliminierung von sekundären Gipsvorkommen bei der Probenahme überwiegend erfolgreich war (siehe Abschnitt 1.3). Die **MgO**-Gehalte nehmen bereits an der Röt-4-Basis bei 114 m gegenüber dem Röt 3 deutlich zu und steigen bis 75 m bei hoher Amplitude und relativ großer Schwankungsbreite kontinuierlich an. Dieser in der CaO-Kurve nicht so ausgeprägte Anstieg an der Röt-4-Basis geht wahrscheinlich auch auf Mg-haltige Tonminerale zurück, die nach BÜHMANN & RAMBOW (1979) mit Beginn des Röt 4 wieder vorkommen. Im Bereich von 75 m bis 34 m sinken die MgO-Gehalte wiederum leicht ab, um oberhalb von 34 m relativ abrupt auf ein höheres Niveau zurück zu springen. Das **CaO/MgO**-Verhältnis liegt im gesamten Röt 4 auf gleichblei-

bend sehr niedrigem Niveau und zeigt – der CaO-Verteilung entsprechend – nur zwei Maxima bei 34 m und 20 m. Diese beiden CaO- und CaO/MgO-Maxima entsprechen dabei MgO-Minima, umgekehrt korrespondieren in diesem Bereich hohe MgO-Gehalte mit geringen oder minimalen CaO-Gehalten. Diese gegenläufige Entwicklung von CaO und MgO im höchsten Röt 4 weist auf calcitische Lagen innerhalb der ansonsten dolomitischen Pelite hin, was bereits bei der lithologischen Bohrungsaufnahme in Form von eingeschalteten Mergel- und Kalksteinlagen im höchsten Röt 4 zu beobachten war. **Na₂O** geht im Verlauf des Röt 4 bei starken Schwankungen kontinuierlich zurück bis auf Gehalte von weniger als 0,2 Gew.-% am Top des Röt 4, was wieder für die Bindung an salzige Porenwässer spricht, die oberflächennah weitgehend fehlen.

Zn bleibt an der Röt-4-Basis zunächst noch auf dem Niveau des oberen Röt 3 und steigt dann bei relativ deutlichen Schwankungen geringfügig an. **V** zeigt noch größere Schwankungen und ebenfalls leicht ansteigende Werte. Das **V/Zn**-Verhältnis geht in den unteren ca. 30 m des Röt 4 vom Niveau des Röt 3 allmählich zurück, was auf abnehmend oxidierendes Milieu hinweist, und zeigt darüber keinen deutlichen Trend.

Die **Zr**- und **P₂O₅**-Gehalte schwanken im Röt 4 sehr stark und zeigen ebenfalls keinen zeitlichen Trend. Hohe Zr-Gehalte sind dabei häufig an hohe SiO₂-Gehalte bzw. hohe SiO₂/TiO₂-Werte gebunden, da Zirkon überwiegend in Sandkorngröße vorkommt. An der Röt-4-Basis (114 m bis 106 m) steigen die Zr-Gehalte vom Röt-3-Niveau geringfügig auf das durchschnittlich etwas höhere Röt-4-Niveau an. Die P₂O₅-Gehalte gehen in diesem Basisbereich stark zurück, liegen jedoch im übrigen Röt 4 nicht unter dem Röt-3-Durchschnittsniveau. Ob dies auf zu Beginn des Röt 4 zeitweilig abnehmende Apatitzufuhr oder zunehmend saures Milieu zurückgeht, kann hier nicht abschließend geklärt werden.

2.2.3 Geochemische Gliederung der Röt-Folge in der Bohrung Fürstenwald

Die Auswertung der geochemischen Analysen macht deutlich, dass sich die Röt-Folge auch unter geochemischen Gesichtspunkten in vier Abschnitte untergliedern lässt. Diese „**geochemischen Abschnitte**“, von denen v.a. der erste und zweite zyklisch aufgebaut sind, stimmen zum Teil genau mit den lithostratigraphischen Subformationen Röt 1 bis Röt 4 überein, an anderer Stelle weichen die Grenzziehungen jedoch ab (vgl. Abb. 8 in Abschnitt 3): So sind die Liegend- und Hangendgrenze des **ersten** geochemischen Abschnitts (270 m bis 234 m Teufe) sehr klare Einschnitte in der geochemischen Entwicklung der Sedimente. Sie korrelieren mit den litho-

stratigraphischen Grenzen des Röt 1. Der **zweite** geochemische Abschnitt reicht dagegen nicht bis an den Top des Röt 2, sondern nur bis 194 m. Darüber beginnt bereits die geochemische Signatur des **dritten** geochemischen Abschnitts, der den gesamten Röt 3 umfasst und noch einige Meter über dessen lithostratigraphische Hangendgrenze hinausreicht (bis etwa 106 m). Der **vierte** geochemische Abschnitt stimmt daher wieder annähernd mit dem Röt 4 überein. Die oberen 30 bis 40 m dieses geochemischen Abschnitts, zum Teil auch erst (wie in der Lithologie) die oberen 20 m, deuten bereits eine neue Entwicklung an.

Die abschließende Diskussion der geochemischen Ergebnisse im Hinblick auf die Sedimentgenese und auf die Bedeutung für die lithostratigraphische Gliederung der Röt-Folge findet sich in den Abschnitten 3.1 bzw. 3.3.

2.3 Geophysikalische Parameter der Röt-Folge

Ein Ziel der Bohrung Fürstenwald war es, ein vollständiges Profil durch den Oberen Buntsandstein (Röt-Folge) für den nordhessischen Faziesraum zu gewinnen. Da die bohrlochgeophysikalischen Messungen vorwiegend von der Lithologie beeinflusst werden, kann versucht werden, die Röt-Folge in dieser Bohrung nur anhand der physikalischen Eigenschaften zu gliedern. Eine Schwierigkeit besteht allerdings darin, dass die lithologischen Unterschiede und damit die der physikalischen Eigenschaften innerhalb der Röt-Folge nur gering sind: Dominant sind pelitische Gesteine bestehend aus einer Wechsellagerung von Ton-, Schluff- und Feinsandsteinen mit Einschaltungen aus sedimentärem Gips. Abbildung 7 zeigt die aus beiden Messeinsätzen (vgl. Abschnitt 1.3) zusammengesetzten wichtigsten Ergebnisse der Bohrlochmessungen. Die einzelnen geophysikalischen Logs zeigen in der Röt-Folge nur geringe Unterschiede und Schwankungen, was eine rein visuelle Untergliederung schwerlich möglich macht. So beträgt z.B. die Standardabweichung der Dichte für das Intervall von 80 m bis 260 m nur 0,10 g/cm³ (bei einem Mittelwert von 2,45 g/cm³). Eine Clusteranalyse wurde durchgeführt, da hierbei gleichzeitig mehrere physikalische Parameter in die Berechnung eingehen. Unter einer Clusteranalyse versteht man ein strukturentdeckendes, multivariates Analyseverfahren zur Ermittlung von Gruppen (Clustern) von Objekten, deren Eigenschaften oder Eigenschaftsausprägungen bestimmte Ähnlichkeiten aufweisen. Das Ergebnis einer solchen Clusteranalyse für sechs Cluster zeigt Abb. 7. Da nur vollständige Datensätze ohne Lücken bearbeitet werden können, wurde die Clusteranalyse auf das Intervall von 80 m bis 260 m beschränkt.

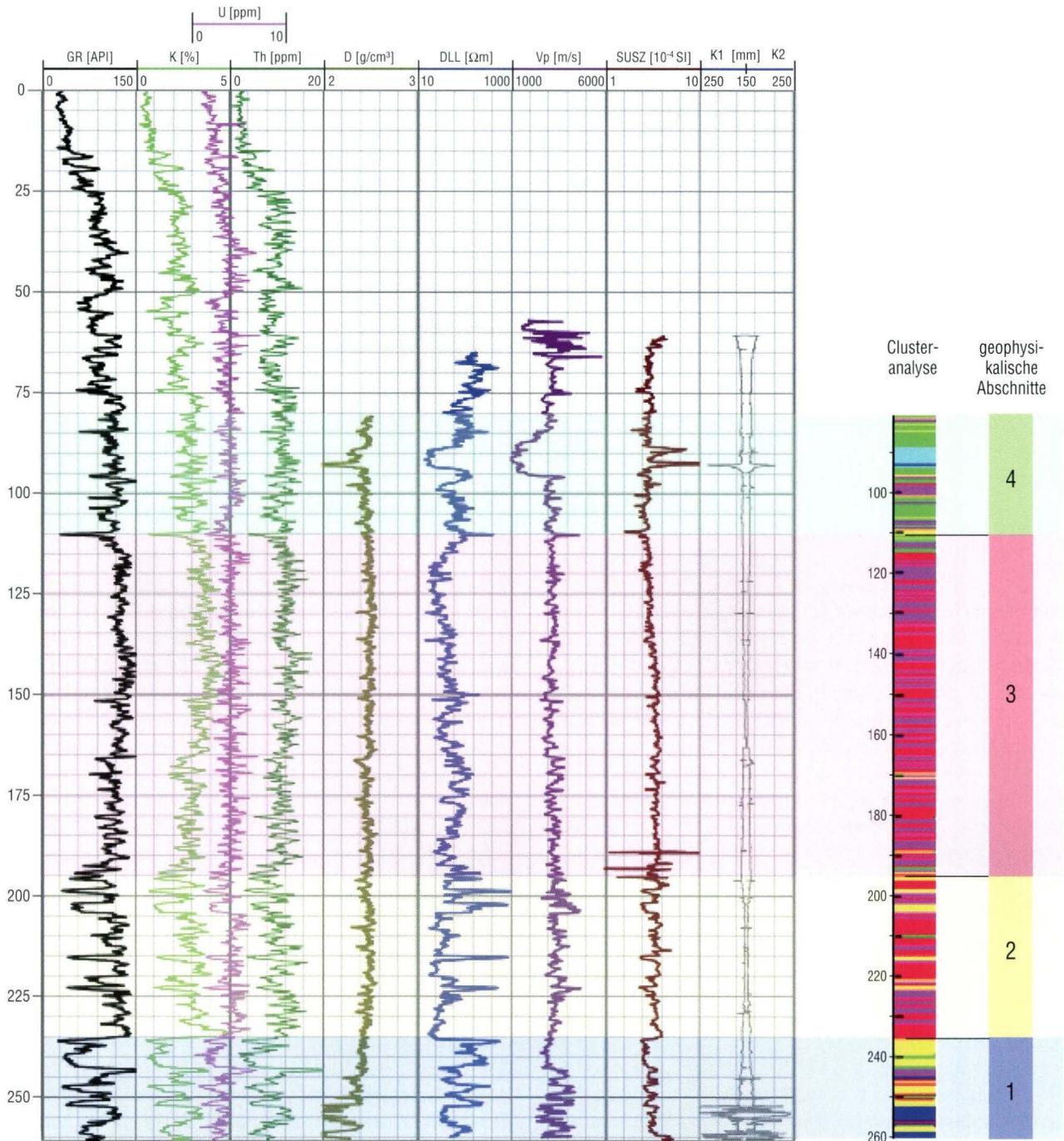


Abb. 7. Die wichtigsten bohrlochgeophysikalischen Messungen in der Bohrung Fürstenwald:

GR: Gammastrahlung in API; K in %, U in ppm, Th in ppm: Gehalte an Kalium, Uran und Thorium; D: Dichte in g/cm³; DLL: spezifischer elektrischer Widerstand in Ωm (logarithmisch); Vp: seismische PWellengeschwindigkeit in m/s; SUSZ: Suszeptibilität in 10⁻⁴ SI (logarithmisch); K1, K2: Bohrllochdurchmesser in mm.

Clusteranalyse im Tiefenintervall von 80 m bis 260 m der Bohrung Fürstenwald. Folgende Parameter sind in die Berechnung eingegangen: Gammastrahlung, die Verhältnisse K/Th und Th/U, Dichte, seismische Geschwindigkeit sowie die magnetische Suszeptibilität, der spezifische elektrische Widerstand und der Bohrllochdurchmesser. Aus der Clusteranalyse resultiert die Gliederung der Röt-Folge in vier geophysikalische Abschnitte.

Die Röt-Folge gliedert sich unter geophysikalischen Gesichtspunkten in vier „**geophysikalische Abschnitte**“. Ihre Grenzen liegen bei 235 m, 193 m und 112 m. Damit stimmen der erste und vierte geophysikalische Abschnitt fast genau mit den lithostratigraphischen Subformationen Röt 1 und Röt 4 überein. Die auf der makroskopischen Bohrkernansprache basierende Gliederung der Röt-Folge sieht die Grenze Röt 1 / Röt 2 bei 234,5 m und die zwischen Röt 3 und Röt 4 in 114 m Tiefe. Die Grenze zwischen Röt 2 und Röt 3 in 165 m Tiefe bildet sich in den physikalischen Eigenschaften nicht ab, vielmehr

ändern sich diese signifikant bei 193 m. In dieser Tiefe liegt die Grenze zwischen dem zweiten und dritten geochemischen Abschnitt (siehe Textabschnitt 2.2.3). Der Röt 2 zeichnet sich zwar im Intervall von 193 m bis 235 m durch die in die Pelite eingeschalteten Feinsandsteinlagen (gelbes Cluster) aus, aber im Intervall von 165 m bis 193 m sind die Feinsande nicht mehr als Cluster zu erkennen. Der Bereich von 112 m bis 193 m wird daher als ein durchgehender Abschnitt (Cluster rot/pink) angesprochen.

3 Diskussion

Die Abgrenzung der einzelnen Subformationen Röt 1 bis Röt 4 nach HINZE (1967) orientiert sich im Wesentlichen an lithologischen Merkmalen, durch die unterschiedliche, in sich konsistente Fazieskörper unterschieden werden können. Daraus ergeben sich für die Bohrung Fürstenwald folgende Mächtigkeiten:

Röt 4: 96 m
 Röt 3: 51 m
 Röt 2: 70 m
 Röt 1: 36 m (Minimum)

Hier im zentralen Teil der Hessischen Senke ist jedoch zu beobachten, dass die einzelnen Subformationsgrenzen in aller Regel nicht so scharf ausgebildet sind wie weiter Richtung Beckenrand; auch BÜHMANN & RAMBOW (1979) haben auf dieses Phänomen hingewiesen (vgl. a. PAUL 2002). Es gibt in der Bohrung Fürstenwald an den **Subformationsgrenzen** immer einen Abschnitt, der durch eine gewisse **Faziesverzahnung** gekennzeichnet ist. So fallen in der Regel die charakteristischen Wechsel in Sedimentfarben, Lithologien und Sedimentstrukturen der einzelnen Subformationen nicht an genau einer Teufe zusammen, sondern erstrecken sich über einen mehr oder weniger großen Teufenbereich: Die Grenze zwischen Röt 1 und Röt 2 beispielsweise wird in dieser Arbeit anhand des auffälligen Farbwechsels von grau und grüngrau nach violettrotbraun festgelegt, Gefüge und Lithologie zeigen hier jedoch Übergänge. Der obere Teil des Röt 1 zeigt bereits eine ausgeprägte Feinschichtung, allerdings gibt es im unteren Röt 2 vereinzelt auch noch brekziöse Partien und Residualstrukturen. Relativ eindeutig ist in der Bohrung Fürstenwald die Grenze Röt 2 / Röt 3 aufgrund des Feinsandanteils zu ziehen: Die in die Pelite eingeschalteten Feinsandsteinlagen des Röt 2 fehlen im Röt 3 nahezu vollständig. Dagegen beginnen Gefüge- und Farbwechsel der Pelite bereits vor dem Aussetzen der Feinsandsteinlagen: Bereits im obersten Röt 2 treten lagenweise massige Pelite und auch die für den Röt 3 typischen braunroten Farben auf. Und auch an der in dieser Arbeit aufgrund des Farbwechsels von braunrot zu violettrotbraun ge-

zogenen Grenze Röt 3 / Röt 4 gibt es einen Übergangsbereich, da an der Röt-4-Basis noch viele Lagen mit Röt-3-typischem massigem Gefüge auftreten. Die genetischen Ursachen für diese Faziesverzahnungen werden im Folgenden näher erläutert.

3.1 Genese der Röt-Sedimente in der zentralen Hessischen Senke

Die Sedimente der Röt-Folge der zentralen Hessischen Senke wurden im **Sedimentationsraum** einer weiten, siliziklastisch dominierten Küsten-Sabkha abgelagert, die zwischen dem übersalzenen Röt-See im Norden (zentrales Mitteleuropäisches Becken) und einem fluviatilen Sedimentationsraum im Süden lag (Südrand des Mitteleuropäischen Beckens und angrenzende Liefergebiete; PAUL 2002, 2006, vgl. Abschnitt 1.2 mit Abb. 1). Als Liefergebiete für den Terrigenanteil der Sedimente kommen nach K/Ar-Datierungen detritischer Muskowite (REIFFERSCHIEDT 1996, PAUL & AHRENDT 1998, zit. n. PAUL 2002) vorwiegend das Vindelizische Land, das Böhmisches Massiv und das Massif Central in Frage; das Rheinische Massiv war dagegen kein Liefergebiet oder lieferte nur geringe Sedimentmengen (PAUL 2002). Das Sedimentationsgeschehen in der Küsten-Sabkha wurde durch Veränderungen in den beiden angrenzenden Sedimentationsräumen gleichermaßen beeinflusst, beispielsweise sowohl durch Meeresspiegelschwankungen als auch durch tektonische oder klimatische Änderungen bzw. Impulse in den Liefergebieten. Die Überlagerung dieser verschiedenen, nicht immer miteinander gekoppelten Einflüsse macht die Interpretation der Sedimente der Röt-Folge in diesem Sedimentationsraum kompliziert. PAUL (2002, 2006) interpretiert die Entwicklung der zentralen Hessischen Senke während der Ablagerung der Röt-Sedimente auf Grundlage der bisherigen Literatur sowie eigener sedimentologischer Untersuchungen an der Bohrung Borken und weiteren südniedersächsischen Bohrungen und Aufschlüssen. Einige Aspekte dieser Interpretation sowie ergänzende Ergebnisse aus den Arbeiten von BÜHMANN & RAMBOW (1979) sollen im Folgenden für die vier Subformationen der Röt-Folge jeweils

kurz wiedergegeben und nachfolgend durch die in Abschnitt 2 dargestellten Ergebnisse der Bohrung Fürstenwald ergänzt und diskutiert werden. Dabei sei betont, dass die sequenzstratigraphische Interpretation der Röt-Folge nach PAUL (2002, 2006) noch vorläufig ist, da insbesondere das chronologische Gerüst in Form von Datierungen oder sicheren Zeitmarken weitgehend fehlt. Trends des Wasserstandes in der zentralen Hessischen Senke und im angrenzenden Germanischen Becken können zwar durch sedimentfazielle Interpretationen und zum Teil auch durch geochemische Untersuchungen rekonstruiert werden – eine Korrelation mit der globalen Meeresspiegelkurve bzw. mit den Meeresspiegelschwankungen der Tethys ist jedoch mit den bislang vorhandenen Daten nicht möglich (PAUL 2002, 2006).

Palynologische Untersuchungen an nordhessischen Bohrkernproben von DOUBINGER & BÜHMANN (1981) sowie REITZ (1985) belegen für die Röt-Folge **drei palynologische Assoziationen** (vgl. Abb. 8): Der Röt 1 ist demnach in das Olenekium (frühere Bezeichnung: Spathien, vgl. Deutsche Stratigraphische Kommission 2002 und LEPPER et al. 2005) zu stellen. Die biostratigraphisch bedeutende Grenze zum Anisium (Grenze Untertrias / Mitteltrias) liegt in der Bohrung Borken wenig unterhalb des „Gudensberger Sandsteins“ (DOUBINGER & BÜHMANN 1981, vgl. Abb. 8), d.h. nach unserer lithostratigraphischen Gliederung im Röt 2. Hierauf folgt ein größerer fossilereicherer Abschnitt, der bis in den Basisbereich des Röt 4 hineinreicht. Die dann einsetzende palynologische Assoziation des Röt 4 gehört bereits in das mittlere Anisium. Charakteristisch für Sedimente der Evaporitfazies ist nach REITZ (1985), dass ihr palynologisches Inventar ausschließlich aus Palynomorphen terrestrischer Herkunft besteht, es aber kaum Mikroplankton enthält, das offenbar wenig salinitätstolerant ist.

Anhand tonmineralogischer Untersuchungen an den Sedimenten der Bohrung Borken haben BÜHMANN & RAMBOW (1979) und DOUBINGER & BÜHMANN (1981) **vier „Tonmineral-Folgen“** ausgegliedert (s. Abb. 8). Die Corrensitkurve kann als Proxy für die evaporitische (salinar-marine) Entwicklungsgeschichte des Faziesraumes gesehen werden, da zur authigenen Bildung von Corrensit Mg-reiche Porenwässer benötigt werden (DOUBINGER & BÜHMANN 1981, HEIM 1990). Die Illitgehalte sind nach DOUBINGER & BÜHMANN (1981) repräsentativ für den Eintrag terrigenen Feinanteils von Land. Illit-dominierte, Corrensit-freie Abschnitte können dabei einerseits „kontinentale Phasen“ repräsentieren, andererseits aber auch normalhaline marine Phasen, in denen der Mg-Gehalt des Meerwassers zur authigenen Bildung von Corrensit nicht ausreichte. Die vier von BÜHMANN & RAMBOW (1979) definierten „Tonmineral-Folgen“ stimmen nicht mit den in der Bohrung Borken gezogenen lithostratigraphischen Grenzen überein (s. Abb. 8). Ein vergleichbares Ergebnis zeigt auch die detaillierte geochemische Untersuchung der gleichartigen

Sedimente in der Bohrung Fürstenwald. Das heißt, litho- und biostratigraphische, mineralogische und geochemische Grenzen stimmen nicht überein, zeigen aber gleichwohl jede für sich deutlich abgrenzbare Abschnitte.

3.1.1 Sedimentgenese im Röt 1

Die Sedimente des Röt 1 der zentralen Hessischen Senke wurden nach PAUL (2002, 2006) im südlichen **Randbereich des übersalzenen und vermutlich sehr flachen Röt-Meeres** abgelagert, das mit der sog. Röt-Transgression aus der Tethys in das zentrale Germanische Becken eingedrungen war. Die Steinsalze des Röt 1 wurden aus hyperhalinem Meerwasser ausgefällt, das südlichste Vorkommen von Steinsalz in der Hessischen Senke lag vermutlich in der Umgebung der Bohrung Borken (BÜHMANN & RAMBOW 1979, PAUL 2002). Im Verlauf des Röt 1 hielt die Transgression an, so dass man sequenzstratigraphisch von einem „transgressive systems tract“ (TST) sprechen kann, der am Ende des Röt 1 den Höchststand erreicht hatte („highstand systems tract“, HST; PAUL 2002, 2006). Diesen Höchststand repräsentieren feingeschichtete Gipslagen, die in die grauen Pelite des höheren Röt 1 eingeschaltet sind; sie wurden subaquatisch aus immer noch hochsalinarem, aber nicht mehr hyperhalinem Meerwasser ausgefällt. Diese allgemeine Transgression während des Röt 1 lässt sich nach PAUL (2002: Abb. 2) in zwei transgressive Zyklen untergliedern, von denen jeweils die TST- und HST-Phasen durch Sedimente dokumentiert sind. Die südlichsten Ausläufer dieses Meeres – allerdings ohne Salz- oder Gipsablagerungen – reichten bis in den Odenwald (BACKHAUS 1981, DERSCH-HANSMANN & HUG 2004).

Nach BÜHMANN & RAMBOW (1979) zeigen die Tonmineralparagenesen einen scharfen Schnitt zwischen der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins und dem Röt 1; mit den grauen Peliten des Röt 1 taucht in der Tonmineralzusammensetzung Corrensit als Anzeiger für die salinar-marine Beeinflussung auf. BÜHMANN & RAMBOW ziehen die Grenze Röt 1 / Röt 2 jedoch im Gegensatz zur vorliegenden Arbeit an der Basis des „Gudensberger Sandsteins“, so dass sie in ihrem so abgegrenzten Röt 1 zwei vollständig entwickelte „Tonmineralfolgen“ (Zyklen) ausweisen.

Das Bohrprofil der Bohrung Fürstenwald bestätigt insgesamt die bisherige Interpretation des Röt 1. Residualstrukturen in den Peliten des tiefsten Röt 1 sind Zeugen für die Ausfällung und syn- oder postsedimentäre Auflösung von Salzen. Im weiteren Verlauf des Röt 1 nahm die Salinität offensichtlich ab, da es keine Hinweise auf Salzabscheidungen mehr gibt. Die Transgression wird durch die Zunahme von CaO und MgO bei gleichzeitigem Rückgang der siliziklastischen Parameter geochemisch verdeutlicht, wobei auch in

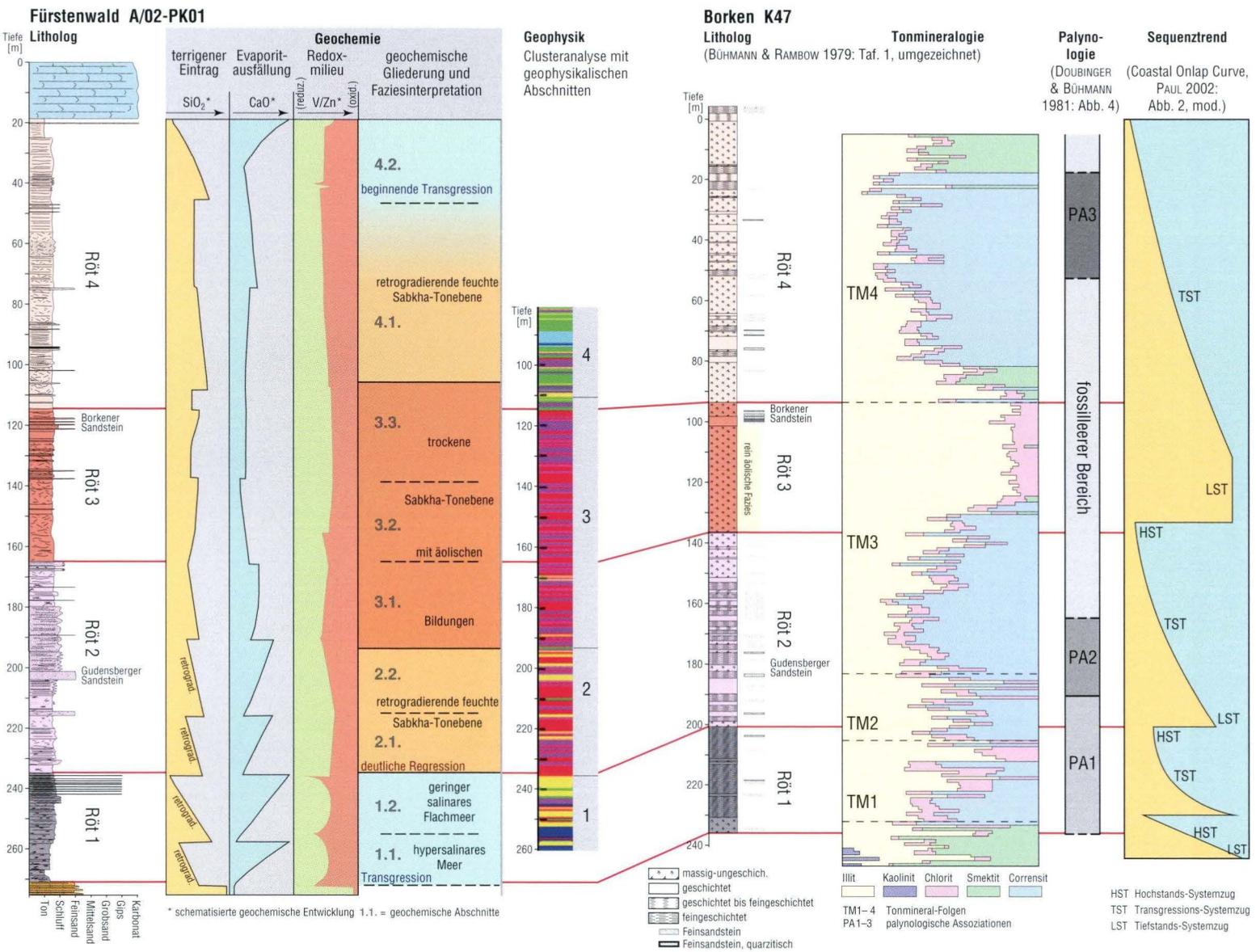


Abb. 8. links Bohrprofil Fürstenwald: Die schematisierten geochemischen Parameter repräsentieren den terrigenen Eintrag, Evaporitausfällungen und das Redoxmilieu; zusammengenommen sind geochemisch ähnliche Abschnitte mit Faziesinterpretation (vgl. Abschnitte 2.2.2 und 3.1.), dazu geophysikalische Abschnitte basierend auf einer Clusteranalyse (vgl. Abschnitt 2.3); rechts Bohrprofil Borken zum Vergleich: Schichtungsstypen und Tonmineralverteilung (nach BÜHMANN & RAMBOW 1979: Taf. 1, umgezeichnet), palynologische Assoziationen (PA1 bis PA3; nach DOUBINGER & BÜHMANN 1981: Abb. 4) sowie Sequenzrends (nach PAUL 2002: Abb. 2, modifiziert).

unseren Analysen zwei „transgressive“ Zyklen innerhalb des Röt 1 zum Ausdruck kommen (270 m bis 257 m und 257 m bis 235 m). Jeder dieser beiden Zyklen und auch der Röt 1 insgesamt sind durch zunehmend reduzierende Redoxbedingungen gekennzeichnet, wie die V/Zn-Entwicklung verdeutlicht (Abb. 6). Auch dies passt zur oben beschriebenen Transgression, d.h. zunehmenden Wassertiefe. Wahrscheinlich entsprechen die hier beschriebenen beiden Zyklen des ersten geochemischen Abschnittes den beiden auch von PAUL (2002: Abb. 2) für den Röt 1 der Bohrung Borken angenommenen sedimentären Zyklen und der von BÜHMANN & RAMBOW (1979) bzw. DOUBINGER & BÜHMANN (1981) nachgewiesenen zyklischen Entwicklung der Tonmineralogie (vgl. Abb. 8).

Als geochemischer Hinweis auf sedimentäre Gipslagen (im Gegensatz zu diagenetischen Gipsbildungen) können die im Röt 1 der Bohrung Fürstenwald nachgewiesenen hohen Sr-Gehalte gewertet werden, die in den beiden Zyklen des Röt 1 jeweils Werte von 5000 ppm übersteigen (Abb. 6). Sr-Gehalte > 1400 ppm weisen nach SCHROLL (1976) auf „primäre“ Sulfate hin. Die dennoch auch während des Röt 1 gegebene relative Nähe zum Festland wird geochemisch durch die Gehalte der siliziklastischen Parameter verdeutlicht, die auf die Zufuhr terrigenen Materials vom Festland zurückgeführt werden. Demnach war die Terrigenzufuhr zu Beginn jedes Zyklus' noch relativ groß und nahm nach oben jeweils ab. Dass diskrete terrigene Sand- oder Schlufflagen im Röt 1 makroskopisch nicht beobachtet wurden, ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass der Terrigenanteil die Position Fürstenwald überwiegend als Tonfraktion erreichte, wie die niedrigen $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ -Verhältnisse im Röt 1 zeigen. Darüber hinaus kann die Umbildung des primär vorhandenen Evaporitanteils teilweise zur Zerstörung der ursprünglich vorhandenen Schichtungsmerkmale im salinar geprägten Röt 1 geführt haben. Ein weiter Transportweg und/oder eine intensive Aufarbeitung des terrigenen Materials wird auch durch die in den beiden Zyklen zunehmende kompositionelle Reife und die jeweils zunehmenden Zirkongehalte verdeutlicht. Dagegen haben sowohl die makroskopische Bohrkernaufnahme als auch die geochemischen Analysen gezeigt, dass bereits im höchsten Röt 1 erste Schluff- und Sandsteinlagen die mit Beginn des Röt 2 dann verstärkt einsetzende Zufuhr terrigener Siliziklastika ankündigen. Dies passt zur Deutung des höchsten Röt 1 als highstand systems tract (HST, PAUL 2002, 2006), der durch einen gleichbleibenden und allmählich bereits abfallenden Meeresspiegel gekennzeichnet ist.

3.1.2 Sedimentgenese im Röt 2

Die Sedimente des Röt 2 wurden gemäß PAUL (2002, 2006) nach einer Meeresspiegel-Tiefstandsphase (lowstand systems tract, LST) an der Grenze Röt 1 / Röt 2 in Folge einer weiteren

Meerestransgression abgelagert und werden – ähnlich wie die des Röt 1 – als „transgressive systems tract“ (TST) interpretiert. Ob die geringmächtigen und nur an einigen Stellen im Norddeutschen Becken abgelagerten Halite des höchsten Röt 2 dem anschließenden Meeresspiegelhochstand (HST) oder aber dem darauf folgenden Tiefstand (LST) am Top des Röt 2 entsprechen – oder ob ihre Bildung überhaupt durch den Meeresspiegel gesteuert ist –, kann nur durch detaillierte sedimentologisch-fazielle Untersuchungen geklärt werden (PAUL 2002, 2006). Sicher ist allerdings, dass das Meer nicht mehr die Hessische Senke erreichte, sondern sich hier eine siliziklastisch dominierte Küstensabkha zwischen Meer und fluviatil geprägtem Hinterland ausbildete. Diese Sabkha-Ebene war sehr flach, morphologisch kaum differenziert und mit etwa 300 km außerordentlich breit. Feingeschichtete Pelite mit sulfatischen Konkretionen, z.T. Steinsalzpseudomorphosen, zahlreichen Entwässerungsstrukturen und nur wenigen (erhaltenen) Evaporitlagen sind nach PAUL (2002, 2006) kennzeichnend für diesen Faziesraum. Die eingeschalteten Sandsteinlagen könnten entweder fluviatil bzw. durch Schichtfluten entstanden sein oder auch „marin“ (aufgearbeitet worden) sein, wie einzelne Funde von Foraminiferen und anderen marinen Faunen belegen (WENZEL 1994). Solche fossilführenden marinen Sandsteine repräsentieren nach PAUL (relative) Meeresspiegel-Hochstände, ebenso wie auch vereinzelt eingeschaltete feingeschichtete Gipslagen.

Die Bohrung Fürstenwald zeigt im Röt 2 die auch von PAUL (2002) für die Bohrung Borken beschriebenen typischen Sedimente einer siliziklastisch dominierten Küstensabkha. Feingeschichtete Pelite mit zahlreichen Gipskonkretionen und lagenweise auftretender Brekzierung sind einer **überwiegend wasserbedeckten Sabkha-Tonebene mit starkem Einfluss von Effloreszenzen**, d.h. Salz- und Gipskrusten sowie intrasedimentären Ausblühungen, zuzuordnen („evaporitische Tonebene“ oder „saline mudflat“, BENISON & GOLDSTEIN 2001). Nur vereinzelt zeugen Trockenrisse von zeitweiligem Trockenfallen. Die häufig eingeschalteten Feinsandsteinlagen interpretieren wir als ständig schwankende Zufuhr von klastischem Material aus dem Hinterland, die sich auch in der stark schwankenden geochemischen Zusammensetzung, insbesondere bei den terrigenen Parametern, bemerkbar macht (vgl. Abb. 6). Allerdings zeigt der mächtigste Sandsteinhorizont des Röt 2, der sog. „Gudensberger Sandstein“ (bei 201,25 m bis 203,95 m), Anzeichen für starke Aufarbeitung (hohe Zr-, d.h. Zirkongehalte, sehr niedrige P_2O_5 -, d.h. Apatitgehalte), intensive Überprägung (massig-schlieriges Gefüge, Lithotyp „Sd“, vgl. HUG 2004) und frühe Zementation mit Gips („SB-Typ“, GAUPP 1996). Dieser Sandstein wird daher als typischer Sabkha-Sandstein interpretiert, der möglicherweise im Küstenbereich der Sabkha-Ebene als Strandsand oder als Küstenbarre abgelagert und überprägt wurde. Das klastische Material muss jedoch auch für diesen Sandstein ursprünglich vom Festland

antransportiert worden sein, gemäß der geringen bis mäßigen Kornrundung sicherlich überwiegend fluviatil. Nach der sequenzstratigraphischen Interpretation von PAUL (2002) wurde dieser Sandstein im progradierenden Ast eines „transgressive systems tract“ (TST) abgelagert.

Die von PAUL (2002) in der Bohrung Borken beschriebenen „Kleinzyklen“ im Röt 2 (vgl. Abschnitt 2.1) sind in der Bohrung Fürstenwald zwar nicht so zahlreich bzw. nicht so deutlich ausgeprägt, aber ebenfalls vorhanden. Da sie häufig mit einer z.T. erosiv einschneidenden Sandsteinlage beginnen und mit Peliten abschließen, interpretiert PAUL sie als „typische fining-upward-Zyklen, wie auch den (...) Bohrloch-Logs zu entnehmen ist“. Sie können aber auch als Nass-Trocken-Zyklen („drying-upward“) interpretiert werden, die für siliziklastisch dominierte Küstensabkhas typisch sind (vgl. HUG 2004): Jeder dieser „drying-upward“-Kleinzyklen beginnt mit einem terrigenen, durch verstärkten Süßwasserzufluss eingetragenen Sediment (Sandstein oder auch geschichteter Schluff- oder Tonstein). Die grauen Farben der Pelite an der Basis der Kleinzyklen sprechen für hier noch vorhandene Wasserbedeckung, die nach oben zunehmend fehlt, so dass rote Farben allmählich dominieren. Die massig-strukturlosen Pelite am Top der Kleinzyklen stellen dabei das trockenste Stadium dar, in welchem die zuvor abgelagerten Sabkha-Pelite subaerisch überprägt und dadurch entschichtet wurden. In diesem Stadium sind auch äolische Umlagerungsprozesse (ähnlich denen im Röt 3) denkbar, die jedoch in der Bohrung Fürstenwald noch nicht nachgewiesen werden konnten. Es ist naheliegend, dass es sich bei diesen sedimentären Kleinzyklen um klimainduzierte Entwicklungsprozesse handeln könnte.

Die zahlreichen bei 194,3 m nachgewiesenen bisaccaten Pollenkörner zeugen von äolischem Eintrag vom Hinterland her. Sie sind zugleich Ausdruck der in dieser Zeit stark zunehmenden Ausbreitung der Koniferen gegenüber den Lycopodiaceenfloren (*Pleuromeia*), die den floristisch bedeutsamen Wechsel vom Olenekium zum Anisium markiert. Nach DOUBINGER & BÜHMANN (1981) beginnt die zweite Palynomorphen-Assoziation und damit das Anisium in der Bohrung Borken K 47 bereits 7 m unterhalb des „Gudensberger Sandsteins“.

In der Sedimentgeochemie wird eine Dreiteilung des Röt 2 deutlich, wobei hier der obere Zyklus dem dritten geochemischen Abschnitt zugeordnet wird, da die geochemische Signatur diesem wesentlich ähnlicher ist als dem zweiten (s. Abschnitt 2.2). Diese Dreiteilung im Röt 2 lässt sich zusammenfassend als zyklisch wechselnde Sedimentzufuhr aus dem Hinterland in die „Hintergrundsedimentation“ der evaporitischen Sabkha-Tonebene deuten: Der erste Zyklus beginnt über dem Röt 1 relativ abrupt mit starker Terrigenzufuhr, die nach oben mit Schwankungen kontinuierlich abnimmt. Auch der zweite Zyklus wird wieder durch eine Phase hohen siliziklastischen

Eintrags eingeleitet, wobei der terrigene Quarzanteil nach oben rascher als der terrigene (karbonatfreie) Tonanteil abnimmt (s. Abschnitt 2.2 mit Abb. 6, Al_2O_3 - und TiO_2 -Entwicklung). Erst gegen Ende des zweiten Zyklus geht auch der terrigene Tonanteil zurück, und die (karbonathaltige) Ton-Hintergrundsedimentation prägt die Gesamtsedimentchemie. Der dritte Zyklus beginnt erneut mit verstärkter Sedimentzufuhr aus dem Hinterland, die bis in den Röt 3 hinein bei Schwankungen ungefähr gleich bleibt. Nur der Glimmereintrag scheint dabei kontinuierlich und bis weit in den Röt 3 hinein anzusteigen. Auch die evaporitischen Parameter (CaO, MgO) steigen hier nochmals leicht an, jedoch wesentlich weniger als zuvor. Dieser dritte Zyklus des Röt 2 stellt insofern eine Überleitung zum dritten geochemischen Abschnitt dar; er wird in dieser Arbeit aufgrund der siliziklastischen Parameter und der gesamten Schwankungscharakteristik bereits dem dritten geochemischen Abschnitt zugeordnet (s. Abschnitt 3.1.3). Die im gesamten Röt 2 dokumentierte Überlagerung von Terrigenzufuhr aus dem Hinterland und „Hintergrundsedimentation“ der evaporitischen Sabkha-Tonebene ist auch der Grund für die im Röt 2 fehlende Korrelation zwischen SiO_2 und Al_2O_3 (s. Abschnitt 2.2, Abb. 5).

3.1.3 Sedimentgenese im Röt 3

Den Beginn des Röt 3 legt PAUL (2002) in der Bohrung Borken an die Basis eines Bereiches, der ausschließlich aus braunroten massig-strukturlosen Peliten aufgebaut ist, deren äolische Entstehung er durch Dünnschliffanalysen nachweisen konnte: Sie bestehen aus eckigen Quarz-Schluffkörnern und schluffkorngroßen Tonaggregaten bzw. Tonpellets und wurden als „Tondünen“ („lunettes“, BOWLER 1973) aus feinkörnigem Material sedimentiert, das während sehr trockener Phasen aus den freiliegenden, nicht mehr wasserbedeckten oder wasser-gesättigten Sabkha-Tonebenen oder den landwärtig anschließenden Schwemmebenen äolisch ausgetragen wurde (PAUL 2002). Dementsprechend ordnet PAUL diese Subformation, die nach Norden vermutlich auch in die Beckenfazies hinein übergreift, einem Meeresspiegel-Tiefstand (LST) zu. Dazu passen auch die Illitvormacht und das Fehlen von Corrensit in der Tonfraktion im Röt 3 der Bohrung Borken (BÜHMANN & RAMBOW 1979) sowie das Fehlen von Palynomorphen (DOUBINGER & BÜHMANN 1981, REITZ 1985, s.o.): Offensichtlich ist das ursprünglich vorhandene organische Material dieser Einheit aufgrund des vorherrschend oxidierenden Milieus vollständig zersetzt worden.

Auch in der Bohrung Fürstenwald besteht der Röt 3 aus braunroten, massig-strukturlosen Peliten, die wir übereinstimmend mit PAUL einer **trockenen und daher zunehmend äolisch geprägten Sabkha-Tonebene** zuordnen. Das von PAUL beschriebene charakteristische Gefüge der Tondünen-

Ablagerungen kann in der Bohrung Fürstenwald nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden, da die Umrisse der äolischen Tonpellets im kompaktierten Sedimentgestein makroskopisch nicht mehr zum Ausdruck kommen und mikroskopisch nur stellenweise angedeutet sind, so dass das Gestein makroskopisch als „schluffiger Tonstein“ erscheint (vgl. PAUL 2002). Hinzu kommt, dass das primäre Gefüge überprägt oder zerstört worden sein kann. Darauf deuten kleine pedogene Rutschharnische („slickensides“) bei 149,00–164,95 m hin, die sich durch Quellung und Schrumpfung als Folge wechselnder Durchfeuchtung an Aggregatgrenzen in den Peliten bilden und im Dünnschliff als dünne Tonbeläge sichtbar sind (s. Abschnitt 2.1, vgl. YAALON & KALMAR 1978, HUG 2004: 110f.). Für den Großteil der Röt-3-Pelite ist dennoch anzunehmen, dass sie ursprünglich äolisch entstanden sind, da ihr makroskopisches Erscheinungsbild dem von PAUL für die Äolianite beschriebenen völlig identisch ist.

Die Verlagerung von der evaporitischen Sabkha-Tonebene des Röt 2 zur trockenen Tonebene des Röt 3 vollzog sich allmählich, indem die trockenen Phasen der oben beschriebenen Nass-Trocken-Zyklen am Ende des Röt 2 immer häufiger und/oder länger wurden, wie die am Top des Röt 2 bereits eingeschalteten braunroten Lagen belegen (s. Abschnitt 2.1). Für eine allmähliche Umgestaltung spricht auch, dass geochemisch das obere Drittel des Röt 2 bereits der Röt-3-typischen geochemischen Signatur sehr ähnelt und daher zum dritten geochemischen Abschnitt gerechnet wird, der den Röt 3 vollständig einschließt (vgl. Abschnitt 2.2 und Abb. 8). Dieser dritte geochemische Abschnitt ist durch eine sehr homogene, siliziklastisch dominierte Sedimentgeochemie gekennzeichnet, mit nach oben zunehmendem Glimmergehalt und gleichbleibend stark oxidierenden Bedingungen (Abb. 6, siehe Abschnitt 2.2). Die homogene geochemische Zusammensetzung geht vermutlich auch auf die infolge des Windtransports sehr gute Sortierung des äolisch eingetragenen Sedimentanteils zurück. Der Anteil evaporitischer Minerale in den Peliten ist gering und wahrscheinlich überwiegend auf Dolomit zurückzuführen (vgl. PAUL 2002 bzw. BÜHMANN & RAMBOW 1979). Die trockenste Phase ist im mittleren Teil des dritten geochemischen Abschnitts (bzw. in der unteren Hälfte des Röt 3, 165 m bis 137 m) dokumentiert, sowohl durch die geochemischen Parameter als auch durch die hier fast ausschließlich massig-polygonalen, wahrscheinlich überwiegend äolischen Pelite. Die im Röt 3 negative Korrelation zwischen SiO_2 und Al_2O_3 geht möglicherweise auf wechselnde Windstärken bei gleichermaßen äolischer Herkunft zurück, oder aber auf unterschiedliche (aquatische und äolische) Transportprozesse.

Erst in der oberen Hälfte des Röt 3 (oberhalb von 137 m) steigt der Evaporitgehalt wieder leicht an, was auf etwas stärkere Durchfeuchtung mit salinaren Porenwässern hinweist. Belege für Wasser als Transportmedium – hier überwiegend

für die Suspensionsfracht – geben auch die hin und wieder, meist in feinsandigen Bereichen, auftretenden feinen, diskontinuierlichen Tonschlieren oder kleinen Tonchips (z.B. bei 138 m und 131,55 m). Etwas erhöhte P_2O_5 -Gehalte oberhalb von 137 m werden auf einen höheren Apatitgehalt der Sedimente zurückgeführt und könnten ebenfalls eine wieder leicht verstärkte (aquatische) Terrigenzufuhr aus dem Hinterland bedeuten, d.h. etwas weniger arides Milieu in der insgesamt aber noch trockenen Sabkha-Tonebene. Möglicherweise war auch das Porenwassermilieu – entsprechend dem gestiegenen Dolomitgehalt der Pelite – etwas alkalischer, so dass mehr Apatit erhalten blieb. In diesem Kontext sind die oberhalb von 137 m vermehrt eingeschalteten Sandsteinlagen (unter anderem der „Borkener Sandstein“) sehr wahrscheinlich ebenfalls auf verstärkte Süßwasserzuflüsse vom Hinterland in die Sabkha-Tonebene zurückzuführen. Die im Bereich des „Borkener Sandsteins“ teilweise noch erhaltenen Rippelstrukturen deuten darauf hin, dass die Sandsteinlagen ursprünglich in flachem Wasser bei relativ hoher Transportgeschwindigkeit abgelagert wurden, wahrscheinlich durch kleinere Schichtfluten („sheet sands“) aus dem Hinterland in die Sabkha-Tonebene, wie auch PAUL (2002) vermutet. Die häufig „wolkig-diffuse“ oder „wellig-schlierige“ Struktur dieser Sandsteinlagen (Lithotyp „Sd“, vgl. HUG 2004) geht auf die synsedimentäre und frühe postsedimentäre Überprägung im Sabkha-Milieu zurück: Infolge der hohen Verdunstungsraten und relativ hohen Salinität werden primäre Schichtungsstrukturen verändert oder zerstört, vor allem durch evaporitische Ausblühungen und frühe Zemente sowie deren zeitweilige Wiederauflösung (SMOOT & CASTENS-SEIDELL 1994).

Die geochemischen Analysen und auch der makroskopische Befund in der Bohrung Fürstenwald unterstützen somit die Interpretation von PAUL (2002, 2006), dass die Sedimente des Röt 3 während einer sehr ariden, festländisch geprägten Phase und demzufolge wohl während eines Meeresspiegel-Tiefstandes abgelagert wurden. Hierzu passt auch, dass der stratigraphisch vergleichbare Abschnitt der Bohrung Borken fossilfrei ist und die Mineralzusammensetzung der Tonfraktion keinerlei Corrensitanteile, sondern dominant Illit aufweist (BÜHMANN & RAMBOW 1979).

3.1.4 Sedimentgenese im Röt 4

Mit Beginn des Röt 4 stieg der Wasserspiegel in der zentralen Hessischen Senke wieder an, womit nach PAUL (2002) bereits die Transgression des Muschelkalk-Meeres eingeleitet wurde. Entsprechend interpretiert PAUL (2002) den gesamten Röt 4 als Ablagerungen eines „transgressive systems tract“ (TST), der sich noch bis in den Muschelkalk hinein fortsetzt. Während des Röt 4 lag die zentrale Hessische Senke über-

wiegend im Faziesbereich einer **evaporitischen Sabkha-Tonebene**, vergleichbar mit der Position im Röt 2. Wieder bildeten sich feingeschichtete Pelite mit feinsandigen Einschaltungen; einzelne schichtungslose Lagen im unteren Teil des Röt 4 könnten nach PAUL (2002) auch noch äolischen Ursprungs sein. Damit besserten sich im Röt 4 auch wieder die Erhaltungsbedingungen für Palynomorphen, so dass DOUBINGER & BÜHMANN (1981) und REITZ (1985) das palynologische Inventar eindeutig dem mittleren Anisium zuordnen konnten. Auch die Tonmineralogie des Röt 4 spiegelt den zurückgekehrten Wassereinfluss wider. Der Corrensitanteil ist – wie im Röt 2 – nun wieder dominant (BÜHMANN & RAMBOW 1979, DOUBINGER & BÜHMANN 1981). Erst mit der Ablagerung der **flachmarinen bis lagunären Myophorienschichten** am Ende des Röt 4 hatte das Muschelkalk-Meer die zentrale Hessische Senke erreicht, und der Salzhaushalt im vormals evaporitisch geprägten Milieu änderte sich zu nunmehr „normal-marinen“ Verhältnissen.

Der Röt 4 ist auch in der Bohrung Fürstenwald aus feingeschichteten Peliten aufgebaut und dem Röt 2 insgesamt sehr ähnlich. Allerdings fehlen sedimentäre Gipslagen und Residualbildungen im Röt 4, und es sind wesentlich weniger Feinsandsteinlagen eingeschaltet. Dass dennoch eine ständig schwankende Zufuhr von feinklastischem Material aus dem Hinterland in die Sabkha-Tonebene gelangte, ist in der sehr heterogenen geochemischen Zusammensetzung erkennbar (Abb. 6). Wie im Röt 2 überlagern sich demnach auch im Röt 4 karbonathaltige Sabkha-Pelite und karbonatfreie Tone und Sande, die als Terrigenzufuhr aus dem Hinterland in die Sabkha-Tonebene geschüttet wurden (s. Abschnitte 2.2 und 3.1.2). Ein Hinweis hierauf ist u.a. die fehlende Korrelation von SiO_2 und Al_2O_3 (Abb. 5). Ein Rückgang des V/Zn-Verhältnisses an der Basis des Röt 4 weist auf zunehmend reduzierende Bedingungen hin, die wahrscheinlich auf den Anstieg der Wassertiefe zurückgehen. Ob die in diesem Basisbereich lagenweise noch massig-strukturlosen Pelite tatsächlich noch äolischen Ursprungs sind, wurde nicht näher untersucht. Denkbar ist auch, dass es sich um die trockenen Endglieder von Nass-Trocken-Zyklen handelt, wie sie für den Röt 2 beschrieben wurden (s. Abschnitt 3.1.2). Damit wären auch an der Subformationsgrenze Röt 3 / Röt 4 zyklisch schwankende, aber insgesamt zunehmend feuchtere Bedingungen dokumentiert, indem die trockenen Endglieder der Nass-Trocken-Zyklen im Basisbereich des Röt 4 allmählich weniger werden und schließlich fehlen, was darauf hindeutet, dass die Sedimente annähernd ohne Unterbrechung wasserbedeckt waren. Für einen gewissen Übergangs- oder Verzahnungsbereich der beiden Fazieseinheiten Röt 3 und Röt 4 spricht auch, dass die lithologische Grenzziehung (bei 114 m) nicht ganz mit der nach geochemischen Gesichtspunkten naheliegenden Grenze (bei 106 m) übereinstimmt (Abb. 6).

Die in zwei Proben nachgewiesenen Vertreter von *Microcachrydites* sind charakteristisch für das Spektrum des Röt 4 (REITZ 1985).

Das Fehlen sedimentärer Gipslagen im Röt 4 der Bohrung Fürstenwald weist auf geringere Salinität des Wassers im Vergleich zum Röt 2 hin. Auch im Becken war die Salinität des Meerwassers offenbar nicht mehr hoch genug für die Ausfällung von Steinsalz (PAUL 2006). Es kam zu verstärkter Zufuhr von „frischem“ Wasser ins Becken, wobei sowohl normalhalines Meerwasser (von der Tethys) als auch Süßwasser (aus dem Hinterland) in Frage kommt. Allmählich steigende CaO- und MgO-Gehalte in den Röt-4-Peliten der Bohrung Fürstenwald weisen auf zunehmend karbonatisch geprägte Sedimentation in der Sabkha-Ebene hin, obwohl die siliziklastischen Parameter kaum abnehmen. Ein Teil des Mg-Gehaltes geht sicherlich auch auf den nunmehr wieder vorhandenen Corrensit in der Tonfraktion der Röt-4-Sedimente zurück, der in Bohrung Borken nachgewiesen wurde. Ein deutlicher Rückgang der Terrigenzufuhr, besonders von SiO_2 (Abb. 6), und ein entsprechender Anstieg der karbonatischen Parameter ist erst in den oberen 30 Metern des Röt 4 geochemisch belegt. Dies verdeutlicht eine Verstärkung der Meerestransgression und eine landwärtige Verschiebung der Faziesbereiche, wengleich weiterhin die Röt-4-typischen feingeschichteten Pelite zur Ablagerung kamen.

Erst bei 25 m Teufe, sieben Meter unter der stratigraphisch definierten Muschelkalk-Basis („Myophorienschichten“, siehe Abschnitt 1.1), ändert sich das Sedimentationsmilieu offenbar relativ abrupt und es werden zunächst graue, nur noch in einzelnen Lagen rotbraune karbonatische Pelite und Mergelsteine abgelagert, vermutlich in einem flachen, lagunären Randbereich des transgredierenden Meeres. Die darüber folgenden feinblättrigen Tonmergelsteine mit eingelagerten Kalksteinlagen („Grenzgelbkalk“) gehören zwar aufgrund sedimentologisch-paläontologischer Gesichtspunkte noch dem Oberen Buntsandstein an (PAUL & FRANKE 1977, HORN 1982), leiten aber im Hinblick auf die seit Beginn des Röt 4 andauernde Transgression nun sehr deutlich zu den folgenden flachmarinen Karbonat- und Mergelsteinen des Unteren Muschelkalks über.

3.2 Vergleich mit der Bohrung Borken K 47

Die detaillierte Untersuchung der ca. 30 km weiter südlich gelegenen Bohrung Borken K 47 durch BÜHMANN & RAMBOW (1979), DOUBINGER & BÜHMANN (1981) sowie PAUL (2002) legt einen Vergleich mit den Untersuchungsergebnissen der Bohrung Fürstenwald nahe. Im Folgenden sollen daher die wesentlichen Gemeinsamkeiten und Unterschiede aufgeführt werden.

DOUBINGER & BÜHMANN (1981) und REITZ (1985) haben gezeigt, dass eine biostratigraphische Einstufung der Röt-Folge in der Bohrung Borken auf der Basis von Palynomorphen teilweise gelingt: Mit Ausnahme eines – wenn auch relativ mächtigen – fossilfreien Abschnittes, der den gesamten Röt 3 sowie Teile des Röt 2 und Röt 4 umfasst, können in den Röt-Sedimenten der Bohrung Borken drei palynologische Assoziationen identifiziert und biostratigraphisch dem oberen Olenekium (damals noch „Ober-Spathien“) bis mittlerem Anisium zugeordnet werden (siehe Abschnitt 3.1 und Abb. 8). Die palynologischen Untersuchungen von Dr. Martin Hottenrott (HLUG) an einzelnen Proben aus der Bohrung Fürstenwald lassen sich gut in die Ergebnisse der o.g. detaillierten palynologischen Arbeiten an der Bohrung Borken einordnen.

Die Sequenztrendkurve, die PAUL (2002) anhand der Ergebnisse der Bohrung Borken hergeleitet hat, korreliert erstaunlich gut mit der CaO-Kurve von Fürstenwald (Abb. 8). Ebenso ist die Veränderung des Corrensitgehaltes in Borken (BÜHMANN & RAMBOW 1979) bemerkenswert parallel zum Verlauf der MgO-Kurve in Fürstenwald. Die in diesen Parametern enthaltenen zyklischen Änderungen fallen jedoch sowohl in Borken als auch in Fürstenwald nicht mit den dort auf lithostratigraphischer Basis gezogenen Grenzen zusammen.

Die starke Brekzierung/Deformierung in den Peliten der Bohrung Fürstenwald unterscheidet sich deutlich von der Bohrung Borken: In der Bohrung Fürstenwald reichen die brekziierten Bereiche und Schichtverstellungen bis in den Röt 4, während sie in der Bohrung Borken auf den Röt 1 beschränkt sind. Dies bedeutet, dass im Ablagerungsraum von Fürstenwald deutlich mehr Salze und Sulfate abgeschieden wurden als bei der Bohrung Borken und dass die primäre Mächtigkeit der Röt-Folge in der Bohrung Fürstenwald sehr wahrscheinlich größer als die in der Bohrung Borken war.

Der **Röt 1** in Bohrung Fürstenwald lässt sich lithologisch, geochemisch und geophysikalisch gut gegen den **Röt 2** abgrenzen. Die Grenzziehung orientiert sich in erster Linie an milieuanzeigenden Parametern wie Karbonat-/Sulfatführung sowie lithologischen Merkmalen. Im Unterschied zur vorliegenden Arbeit legen BÜHMANN & RAMBOW (1979) in der Bohrung Borken die Grenze zum Röt 2 an die Basis des „Gudensberger Sandsteins“ im Sinne einer sohlbankzyklischen Entwicklung. Nach unseren Untersuchungen repräsentiert der „Gudensberger Sandstein“ jedoch keinen fluviatilen „Basissandstein“, sondern einen Sabkhafazies-typischen Sandstein, wahrscheinlich einen Strandsand oder eine Sandbarre im Küstenbereich der Sabkha-Ebene (vgl. Abschnitte 2.2 und 3.1).

Die **Grenze zwischen Röt 2 und Röt 3** ist in der Bohrung Fürstenwald wie auch in der Bohrung Borken nicht eindeutig und scharf zu ziehen, dieser Bereich ist durch eine

intensive Faziesverzahnung eher als Übergang zu sehen. Eindeutig scharf innerhalb des Röt 3 ist in der Bohrung Borken nur eine Grenze in der Tonmineralzusammensetzung, die die trockenste Phase des Röt 3 repräsentiert. Sogar während der Ablagerung der grüngrauen Feinsandsteinlagen am Top des Röt 3 war die freiliegende Sabkha-Tonebene wohl weitgehend trocken, da in der Bohrung Borken auch hier kein Corrensit nachgewiesen wurde.

Die **Grenze Röt 3 / Röt 4** wird in Hessen, HINZE (1967) folgend, an den Wechsel von braunroten Farben und massig-polygonalem Sedimentgefüge (Röt 3) zu violettrotbraunen und grauen Farben und vorwiegend feinschichtigen Peliten (Röt 4) gelegt. Farb- und Gefügewechsel liegen allerdings häufig – so auch in den Bohrungen Fürstenwald und Borken – in etwas unterschiedlichen Niveaus, differierend um wenige Meter, bzw. der Wechsel von Röt-3-typischer zu Röt-4-typischer Sedimentfazies vollzieht sich allmählich in einem Übergangsbereich von einigen Metern, so dass die Grenze zwischen Röt 3 und Röt 4 nicht scharf zu ziehen ist.

Im Zusammenhang mit der Grenzziehung zwischen Röt 3 und Röt 4 diskutieren BÜHMANN & RAMBOW (1979) auch die **stratigraphische Stellung des „Borkener Sandsteins“**, der in diesem Grenzbereich eingeschaltet ist. Es handelt sich in der Bohrung Borken um „eine etwa 4 m mächtige, stark schluffig-sandige, meist hellgraue und grüngraue Lage“, die etwa 135 bis 139 m über der Rötbasis liegt (BÜHMANN & RAMBOW 1979: 130). Im Original-Schichtenverzeichnis der Bohrung beschreibt RAMBOW (1976) in diesem Bereich (bei 96,3 m bis 100,2 m Teufe) vier maximal 0,5 m mächtige hellgraue Quarzitlagen, denen grüngraue und violettrotbraune Ton- und Schluffsteine zwischengelagert sind. Unter dem „Borkener Sandstein“ liegt in der Bohrung Borken ein 10,8 m mächtiger Abschnitt aus bereits violettrotbraunen, aber meist noch massigen Peliten, die BÜHMANN & RAMBOW (1979: 130) noch – allerdings mit gewisser Unsicherheit – dem Röt 3 zurechnen. Damit korrelieren BÜHMANN & RAMBOW (1979: 130) den „Borkener Sandstein“ zunächst mit dem „Fränkischen Chirotheriensandstein“ (bzw. den „Quarzitschichten“ in Osthessen, z.B. bei LAEMMLEN 1966 und MOTZKA 1968) sowie mit den von HINZE (1967) beschriebenen Sandsteinen an der Basis des Röt 4. BÜHMANN & RAMBOW (1979: 130) räumen allerdings bereits ein, dass der „Borkener Sandstein“ möglicherweise auch mit der „grünen Doppellage“ von HINZE am Top des Röt 3 zu korrelieren sein könnte, wobei sie diese Möglichkeit für weniger wahrscheinlich halten. Als Grundlage für ihre – zunächst makroskopisch-lithologische – Grenzziehung nennen BÜHMANN & RAMBOW die Interpretation des „Borkener Sandsteins“ als „Basissandstein“ des Röt 4 sowie einen oberhalb folgenden Wechsel in der Tonmineralparagenese der Pelite. Auch RAMBOW (in Vorber.) stellt den „Borkener Sandstein“ an die Basis des Röt 4 und korreliert ihn mit dem Fränkischen

Chirotheriensandstein und dem Rötquarzit in Franken. Allerdings legen schon BÜHMANN & RAMBOW (1979: 134) nach Auswertung der röntgendiffraktometrischen Tonmineralanalysen die Untergrenze der „4. Tonmineralfolge“ bei 93 m Teufe fest, also 3 m oberhalb des „Borkener Sandsteins“, und schlagen darauf aufbauend vor, die Grenze Röt 3 / Röt 4 bei 93 m bzw. vereinfachend am Top des „Borkener Sandsteins“ zu ziehen (BÜHMANN & RAMBOW (1979: 136 und Taf. 1). Mit dieser letzten stratigraphischen Einstufung des „Borkener Sandsteins“ als Top Röt 3 stimmt auch die in der vorliegenden Arbeit gewählte überein: Der Bereich gehäufte Sandsteineinschaltungen bei 117,7 m bis 121,9 m Teufe in Bohrung Fürstenwald liegt nach unserer Auffassung noch im Röt 3, weil darüber noch etwa 3 m rotbraune, nicht violettstichige und vorwiegend nicht feingeschichtete Pelite folgen. Auch hinsichtlich der genetischen Interpretation sind die Feinsandsteinlagen im Bereich des „Borkener Sandsteins“ nicht als „Basissandstein“ zu Beginn eines fluviatilen Sohlbankzyklus anzusehen, sondern aufgrund ihres Sedimentgefüges als kurzzeitige Schichtflut-Ablagerungen, die im Sabkha-Milieu überprägt wurden (siehe Abschnitt 3.1).

3.3 Folgerungen zur Lithostratigraphie der Röt-Folge in der zentralen Hessischen Senke

Wie in den vorangegangenen Abschnitten dargestellt, sind die lithostratigraphischen Grenzen innerhalb der Röt-Folge in Bohrungen und Aufschlüssen des gleichen Faziesraumes anhand von sedimentpetrographischen Merkmalen wie Farbe

und Schichtung im Sinne von HINZE (1967) in der Regel gut nachvollziehbar. Im Zentrum der Hessischen Senke, bei maximalen Sedimentmächtigkeiten, sind an diesen Grenzen jedoch Übergangsbereiche typisch; es kommt – stärker als beispielsweise an den Rändern des Beckens – zu **Faziesverzahnungen** der jeweils älteren mit der jüngeren Einheit. Je vollständiger die Abfolge, desto größer sind auch diese Übergangsbereiche, da kappende Erosionsdiskordanzen fehlen oder weniger eingreifen (s.a. BÜHMANN & RAMBOW 1979). Dieses Phänomen macht deutlich, dass die einzelnen Röt-Subformationen keinesfalls isochron begrenzt sind, wenn auch die Zeitdifferenz in einer überschaubaren Region von wenigen 10er Kilometern (wie z.B. in der zentralen Hessischen Senke im Raum Kassel) wahrscheinlich nur gering ist. Besonders stark faziell bedingt und daher diachron erscheint nach den Ergebnissen dieser Arbeit die Begrenzung des Röt 3, weshalb hier auch die größten Abweichungen zwischen lithologischen, geochemischen und tonmineralogischen Grenzziehungen auftreten. Es bleibt daher festzuhalten, dass Röt 1 bis Röt 4 **Fazieskörper** sind, die genetisch zusammenhängen und lithologisch homogen sind, d.h. Subformationen im Sinne von Kartiereinheiten darstellen (s.a. Subkommission Perm-Trias 2007).

Dies sollte nicht zuletzt bei **Mächtigkeitsvergleichen** beachtet werden: Der Vergleich der Mächtigkeiten der einzelnen Röt-Subformationen verschiedener nordhessischer Bohrungen in Tab. 2 kann lediglich Hinweise auf die Beckenstruktur in der näheren Umgebung der Forschungsbohrung Fürstenwald geben – die überwiegend graduell ausgebildeten Subformationsgrenzen sind jedoch in Abhängigkeit vom Bearbeiter sicherlich nicht exakt übertragbar.

Tab. 2. Mächtigkeiten der Röt-Folge und der Röt-Subformationen in Nordhessen bei Grenzziehung nach HINZE (1967) (k. A.: keine Angabe).

Bohrung	TK25 Blatt Nr.	Röt 1	Röt 2	Röt 3	Röt 4	Röt-Folge insgesamt
Ehrsten ⁴⁾	4522	44 m	k. A.	k. A.	k. A.	245 m
Fürstenwald	4622	36 m	70 m	51 m	96 m	253 m
Documenta-Bohrung Kassel ³⁾	4622	44 m	33 m	24 m	> 53 m	> 154 m (unvollständig)
Elgershausen ^{2), 5)}	4722	40 m	k. A.	k. A.	k. A.	> 112 m (unvollständig)
Gudensberg ^{2), 6)}	4822	41 m	k. A.	k. A.	k. A.	> 151 m (unvollständig)
Fritzlar ²⁾	4821	43 m	67 m	23 m	> 25 m	> 158 m (unvollständig)
Borken K 47 und K 30a ¹⁾	4921	35 m	60 m	40 m	105 m	240 m

¹⁾ BÜHMANN & RAMBOW (1979); ²⁾ RAMBOW (1967); ³⁾ RAMBOW & HORN (1978); ⁴⁾ RAMBOW & RÖSING (1966); ⁵⁾ RAMBOW (1963/65);

⁶⁾ RAMBOW (1963)

In Nordhessen, also in der zentralen Hessischen Senke, lassen sich in der Röt-Folge **Niveaus gehäufter Sandstein-Einschaltungen** aushalten und in jeweils nahe gelegenen Bohrungen auch wiederfinden. Besonders markante Beispiele hierfür sind der sog. „Gudensberger Sandstein“ und der „Borkener Sandstein“, die von BÜHMANN & RAMBOW (1979) daher auch als lithostratigraphische Leithorizonte vorgeschlagen wurden. Diese Sandsteine sind jedoch nicht überall gleichartig ausgebildet: Sie unterscheiden sich naturgemäß in den Mächtigkeiten sowie im Feinkornanteil ($< 63 \mu\text{m}$), da es sich um terrigenen Sandeintrag in eine Sabkha-Tonebene hinein handelt. Auch der

Grad der Amalgamierung variiert lateral innerhalb eines Sandsteinhorizontes und kann ein Hinweis auf unterschiedlichen Akkomodationsraum bzw. ein wechselndes Verhältnis zwischen Akkomodationsraum und antransportierter Sedimentfracht (accommodation/supply, A/S) sein. Und schließlich ist zu bedenken, dass terrigenen eingetragener Sand in der Sabkha-Ebene z.T. aufgearbeitet und umgelagert, d.h. lateral und zeitlich unregelmäßig verteilt wurde: Gerade am Beispiel des „Gudensberger Sandsteins“ konnte anhand der Sedimentstrukturen und des hohen Zr-Gehaltes die Aufarbeitung als Strandsand bzw. Sand einer Küstenbarre nahe gelegt werden (vgl. Abschnitt 3.1.2).

4 Zusammenfassung

Die im zentralen Teil der Hessischen Senke gelegene Kernbohrung Fürstenwald durchteufte mit 253 m das in dieser Faziesregion bisher mächtigste Profil der Röt-Folge des Oberen Buntsandsteins in Hessen, wobei die primäre Sedimentmächtigkeit infolge Salzauslaugung im Röt 1 vermutlich noch größer war. Die erbohrten pelitischen Sedimente gleichen im Wesentlichen denen anderer nordhessischer Bohrungen, die zum gleichen Faziesraum gehören: Dominant sind pelitische Gesteine, z.T. mit geringmächtigen Feinsandstein-Einschaltungen und auch mit sedimentären Gipslagen im Röt 1. Salze sind nicht (mehr) vorhanden, im unteren Bereich des Röt 1 weisen jedoch Deformations- und Brekzierungsstrukturen auf deren Auslaugung hin.

Die Röt-Folge kann in der Bohrung Fürstenwald wie in Nordhessen üblich nach HINZE (1967) anhand von Sedimentstrukturen und -farben in vier Unterfolgen bzw. Subformationen gegliedert werden. Die sedimentologische Interpretation, ergänzt um geochemische Ableitungen, zeigt die Entwicklung des nordhessischen Faziesraums während des Oberen Buntsandsteins: Nach der Transgression des Röt-Meereres ins Norddeutsche Becken lag Nordhessen zunächst im sehr flachen, stark übersalzenen Randmeerbereich, der im Verlauf des Röt 1 in zwei Zyklen tiefer und weniger übersalzen wurde. Gegen Ende des Röt 1 setzten verstärkt Sedimentschüttungen vom Hinterland ein, so dass sich die Küstenlinie nach Norden verlagerte und der nordhessische Faziesraum von einer überwiegend wasserbedeckten Sabkha-Tonebene eingenommen wurde, mit starkem Einfluss von Effloreszenzen und regelmäßigem terrigenem Eintrag. Eine nähere Untersuchung des „Gudensberger Sandsteins“ innerhalb des Röt 2 hat ergeben, dass es sich nicht um „Basissandsteine“ fluviatiler Zyklen handelt, sondern um typische Sabkha-Sandsteine. Mit Beginn des Röt 3 wurde die Sabkha-Tonebene trockener und dominiert von äolisch eingetragenen terrigenem Schluff und Feinsand. Im Röt 4 kündigt sich bereits die Transgression des Muschelkalk-Meereres an: In Nordhessen bildete sich wieder eine überwiegend wasserbedeckte Sabkha-Tonebene aus, im Unterschied

zum Röt 2 jedoch mit weniger sandigen, sondern überwiegend pelitischen terrigenen Einträgen und geringerer Salinität. Im höchsten Röt 4, den Myophorienschichten, erreichte das Muschelkalk-Meer bereits den nordhessischen Faziesraum und es bildeten sich lagunäre bis flachmarine Sedimente.

Die geochemische Entwicklung der Sedimente der Röt-Folge in der Bohrung Fürstenwald erlaubt eine Gliederung in vier geochemische Abschnitte. Diese lassen sich gut hinsichtlich der dargestellten Entwicklung des Sedimentationsraumes interpretieren, stimmen jedoch nicht genau mit den lithostratigraphischen Subformationsgrenzen überein – wie auch die von BÜHMANN & RAMBOW (1979) für die Bohrung Borken beschriebenen tonmineralogischen Abschnitte und die von DOUBINGER & BÜHMANN (1981) herausgearbeiteten palynologischen Assoziationen jeweils von der lithostratigraphischen Gliederung abweichen.

Dass geochemische, tonmineralogische und geophysikalische Grenzen teilweise nicht mit den lithostratigraphischen Grenzen übereinstimmen, zeigt, dass die in der Röt-Folge üblicherweise praktizierte Grenzziehung (1) nicht „isochron“ sein kann, dass gleichwohl (2) über bestimmte, milieuindikative Parameter eine Korrelation innerhalb eines Faziesraumes möglich ist, und dass (3) die Ergebnisse durchaus in einen übergeordneten Zusammenhang gestellt werden können.

Die gesamte Röt-Folge stellt zwischen rein fluviatilen Mittleren Buntsandstein und rein marinem Unteren Muschelkalk offensichtlich einen langfristigen transgressiven Zeitabschnitt dar – mit einer Unterbrechung im Röt 3. Dabei sind die kurzfristigen Schwankungen, die gut in der Verzahnung von terrigenen eingetragenen Sedimenten und Sabkha-Hintergrundsedimentation, d.h. in der Verlagerung von Fazieszonen (fluviatile Schwemmebene – trockene Sabkha-Tonebene – wasserbedeckte evaporitische Sabkha-Tonebene – übersalzenes Randmeer) zu erkennen sind, vermutlich klimainduziert.

5 Ausblick

Weitere wesentliche Erkenntnisse für die Interpretation des Ablagerungsmilieus während der Röt-Folge sowie für den Vergleich mit anderen Röt-Bohrungen könnten tonmineralogische Analysen liefern. So hat beispielsweise die Arbeit von BÜHMANN & RAMBOW (1979) in der Bohrung Borken K 47 gezeigt, dass sich die Röt-Folge mittels Tonmineral-Paragenesen gut gliedern und darüber hinaus auch genetisch interpretieren lässt, wesentlich besser als mittels Sedimentgeochemie. Insbesondere die Vorkommen von Corrensit und Smektit sind hier von Interesse, nicht nur als Milieuindikatoren (für Salinität), sondern auch für eine genetisch begründete Gliederung der Sedimentabfolge. Aus diesen Gründen wurden tonmineralogische Analysen an den Peliten der Bohrung Fürstenwald veranlasst. Weitere Untersuchungen an der Bohrung sind bislang nicht geplant; die Bohrkerne sind jedoch – wie auch die der Bohrung Borken K 47 – im Kernlager des HLOG dauerhaft eingelagert und stehen für externe Bearbeiter zur Verfügung.

Für die noch weitgehend ausstehende Korrelation der pelitisch-aporitischen Sabkha-Fazies Nordhessens mit der sandig-pelitischen fluviatilen Fazies Südhessens und Frankens sind weitere Untersuchungen, v.a. die Auswertung von Bohrungen

und Aufschlüssen, geplant. Insbesondere in Ost- und Südosthessen werden jedoch neue Erkundungsbohrungen notwendig sein, um größere Lücken im bisherigen Datenbestand zu füllen.

Danksagung: Prof. Dr. Josef Paul gab durch seine aktuellen Arbeiten zum nordhessisch-thüringischen Oberen Buntsandstein und durch damit verbundene Nachfragen den letzten notwendigen Impuls für die Veröffentlichung unserer Ergebnisse zur Bohrung Fürstenwald. Unserem Kollegen Dr. Martin Hottenrott danken wir für die palynologischen Analysen und deren Freigabe für die vorliegende Arbeit. Prof. Dr. Josef Paul, Dr. Dietrich Rambow und allen bei der Bohrkernschau der Bohrung Fürstenwald anwesenden Buntsandstein-Kollegen sei für weiterführende Diskussionen und Anregungen zur Interpretation der Röt-Sedimente herzlich gedankt. Bedanken möchten wir uns bei Dr. Dietrich Rambow auch für die sorgfältige und kritische Durchsicht eines ersten Entwurfs der vorliegenden Arbeit sowie bei Dr. Heiner Heggemann für die abschließende Prüfung des Manuskripts.

6 Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E. (1975): Der Buntsandstein im Odenwald. – Aufschluß, Sonderbd. (Odenwald), **27**: 299–320, 5 Abb.; Heidelberg.
- BACKHAUS, E. (1981): Der marin-brackische Einfluß im Oberen Röt Süddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 361–382, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BENISON, K. C. & GOLDSTEIN, R. H. (2001): Evaporites and siliciclastics of the Permian Nippewalla Group of Kansas, USA: a case for non-marine deposition in saline lakes and saline pans. – *Sedimentology*, **48**: 165–188; Oxford.
- BOWLER, J. M. (1973): Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. – *Earth-Science Reviews*, **9**: 315–338; Amsterdam.
- BÜHMANN, D. & RAMBOW, D. (1979): Der Obere Buntsandstein (Röt) bei Borken/Hessen, Stratigraphie und Tonmineralogie. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 125–138; Wiesbaden.
- DERSCH-HANSMANN, M. & HUG, N. (2004): Oberer und Mittlerer Buntsandstein im Untergrund des Dieburger Beckens. – *Geol. Jb. Hessen*, **131**: 81–95, 5 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002), mit 16 S. Beiheft. – Potsdam, Frankfurt a.M. (GeoForschungsZentrum, Forschungsinstitut Senckenberg).
- DILL, H. G. & DULTZ, S. (2001): Chemical facies and proximity indicators of continental – marine sediments (Triassic to Liassic, SE Germany). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **221**: 289–324; Stuttgart.
- DOUBINGER, J. & BÜHMANN, D. (1981): Röt bei Borken und bei Schlüchtern (Hessen, Deutschland): Palynologie und Tonmineralogie. – *Z. dt. geol. Ges.*, **132** (1): 421–449, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): *Sediment-Petrologie, Teil 2: Sedimente und Sedimentgesteine*. – 4. Aufl.: 1141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart / Nägele & Obermiller).
- GAUPP, R. (1996): Diagenesis types and their application in diagenesis mapping. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1994** (11/12): 1183–1199, 7 Abb.; Stuttgart.
- GRUPE, O. (1914): Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. – *Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst. für 1912*, **33** (I): 397–421; Berlin.
- HEIM, D. (1966): Petrographische Beiträge zur Paläogeographie des Buntsandsteins. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**: 235–258, 1 Tab., Taf. 17; Wiesbaden.
- HEIM, D. (1990): *Tone und Tonminerale*. – 156 S.; Stuttgart (Enke).
- HIETE, M. (2004): *Umweltveränderungen in der Permo-Trias. Geochemische Charakterisierung – Zeitreihenanalyse – Modellierung*. – 327 S.; Clausthal-Zellerfeld (Papierflieger).
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. – *Geol. Jb.*, **84**: 637–716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HORN, M. (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 4520 Warburg. – 238 S., 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beil.; Wiesbaden.
- HORN, M., KULICK, J. & TIETZE, K.-W. (1993): Kontinentale klastische Sedimente aus Oberperm und Untertrias am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. *Sediment 93, Exkursionen A3 und B3*. – *Geologica et Palaeontologica*, **27**: 356–377; Marburg.

- HUG, N. (2004): Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke. – Geol. Abh. Hessen, **113**: 238 S., 37 Abb., 8 Tab., 14 Taf., 3 Beil.; Wiesbaden.
- JOHNSON, D. M., HOOPER, P. R., & CONREY, R. M. (1999): XRF Analysis of Rocks and Minerals for Major and Trace Elements on a Single Low Dilution Li-tetraborate Fused Bead. – JCPDS-International Centre for Diffraction Data: 843–867; Amsterdam (Elsevier).
- KALLIES, H.-B. (1963): Gesteinsausbildung und Fossilführung an der Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein im südlichen Niedersachsen. – Geol. Jb., **80**: 367–436, 6 Taf.; Hannover.
- KUPFAHL, H.-G. (1979): Der Obere Buntsandstein bei Kaufungen östlich Kassel. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 139–143; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 4723 Oberkaufungen. – 2. Aufl.: 212 S., 15 Abb., 17 Tab., 3 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1966): Die Gliederung des Röt im Raum Bad Hersfeld/Eiterfeld. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 373–378, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- LEPPER, J., RAMBOW, D., & RÖHLING, H.-G. (2005): Der Buntsandstein in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – In: MENNING, M. & HENDRICH, A. (Hrsg.): Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2005 (ESTD 2005). – Newsl. Stratigr., **41**: 129–142; Berlin (Borntraeger).
- MOTZKA, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5324 Hünfeld. – 2. Aufl.: 156 S., 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- 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.
- PAUL, J. (2002): Der Röt (Oberer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke. – Geol. Jb. Hessen, **129**: 55–78; Wiesbaden.
- PAUL, J. (2006): Facies analysis and sequence stratigraphy of an evaporitic-fluviatile unit: The Röt (Lower Triassic, Germany). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **242** (1): 103–132, 12 fig.; Stuttgart.
- PAUL, J. & AHRENDT, H. (1998): Provenance of Clastic Triassic Sediments (Germanic Basin, Central Europe). – Hallesches Jb. Geowiss., (B) Beih., **5**: 136–137; Halle/Saale.
- PAUL, J. & FRANKE, W. (1977): Sedimentologie einer Transgression: Die Röt/Muschelkalk-Grenze bei Göttingen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 148–177, 7 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- RAMBOW, D. (1963): Schichtenverzeichnis Bohrung Gudensberg 1. – Archiv Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie, Archiv-Nr. 4822/179; Wiesbaden (unveröff.).
- RAMBOW, D. (1963/65): Schichtenverzeichnis Bohrung Elgershausen 1. – Archiv Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie, Archiv-Nr. 4722/282; Wiesbaden (unveröff.).
- RAMBOW, D. (1967): Die Solling-Folge und der untere Röt (Buntsandstein) in der Niederhessischen Senke. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 83–101, 2 Abb.; Wiesbaden.
- RAMBOW, D. (1976): Schichtenverzeichnis Bohrung Borken K 47. – Archiv Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie, Archiv-Nr. 4921/236; Wiesbaden (unveröff.).
- RAMBOW, D. (in Vorber.): Kap. 4.4: Oberer Buntsandstein (so), Röt-Folge (s7-Folge). – In: Stratigraphische Kommission von Deutschland (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III: Buntsandstein.
- RAMBOW, D. & HORN, M. (1978): Schichtenverzeichnis Documenta-
Bohrung Kassel, Friedrichsplatz. – Archiv Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie, Archiv-Nr. 4622/428; Wiesbaden (unveröff.).
- RAMBOW, D. & RÖSING, F. (1966): XII. Bohrungen. – In: RÖSING, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 4621 Wolfhagen: 216–229, 13 Abb., 8 Tab., 2 Diagr.; Wiesbaden.
- REIFFERSCHIEDT, H. (1996): K/Ar-Altersdatierungen an detritischen Muskoviten des Zechstein bis Dogger (Hessen, Thüringen, Niedersachsen). – Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 55 S.; Göttingen (unveröff.).
- REITZ, E. (1985): Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. – Geol. Abh. Hessen, **86**: 36 S., 11 Abb., 11 Taf.; Wiesbaden.
- RIDER, M. (1996): The Geological Interpretation of Well Logs. – 2nd ed.: 288 pp.; Caithness/Scotld. (Whittles Publ.).
- ROLLINSON, H. (1993): Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. – Geochemistry Series: 352 pp.; Harlow/U.K. (Longman).
- SCHROLL, E. (1976): Analytische Geochemie, Bd. II: Grundlagen und Anwendungen. – 374 S., 126 Abb., 79 Tab.; Stuttgart (Enke).
- SERRA, O. (1984): Fundamentals of well-log interpretation. Vol. 1: The acquisition of logging data. – Developments in Petroleum Science, **15A**: 440 pp.; Amsterdam (Elsevier).
- SMOOT, J. P. & CASTENS-SEIDELL, B. (1994): Sedimentary Features Produced by Efflorescent Salt Crusts, Saline Valley and Death Valley, California. – In: RENAULT, R. W. & LAST, W. M. (eds): Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes. – SEPM Spec. Publ., **50**: 73–90; Tulsa.
- Subkommission Perm-Trias der Stratigraphischen Kommission der DUGW (1991): Beschluss Nr. 3: Zur Grenze Buntsandstein/Muschelkalk sowie zur stratigraphischen Stellung der Myophorienschichten und des Grenzgelbkalks. – www.stratigraphie.de/perm-trias (Zugang 31.3.2010); Würzburg.
- Subkommission Perm-Trias der Stratigraphischen Kommission der DUGW (2007): Beschluss Nr. 66: Gliederung, stratigraphische Tonmineralogie und Typusprofile für den Röt (Oberer/Später Buntsandstein, Folge s 7). – www.stratigraphie.de/perm-trias (Zugang 31.3.2010); Potsdam.
- TIETZE, K.-W. (1997): Ein Buntsandstein-Profil am Westrand der Hessischen Senke (Raum Marburg). – Geologica et Palaeontologica, **31**: 285–294, 1 Abb., 1 Taf.; Marburg.
- WENZEL, B. (1994): Zur Lithostratigraphie und Sedimentologie des Röt und zu Massenverlagerungen an der Röt-/Muschelkalkgrenze in Nordosthessen. – Gießener geol. Schriften, **53**: 379 S.; Gießen (Lenz).
- WONIK, T. & SALGE, S. (1999): Eine Apparatur für geophysikalische Messungen in kleinkalibrigen Bohrungen bis 1300 m Teufe. – Geol. Jb., **E52**: 46–60; Hannover.
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstages (Mittlerer Buntsandstein / Hessische Senke). – Berliner geowiss. Abh., **A54**: 104 S., 39 Abb., 2 Tab., 9 Taf.; Berlin (Dietrich Reimer Verlag).
- YAALON, D.H. & KALMAR, D. (1978): Dynamics of cracking and swelling clay soils: displacement of skeletal grains, optimum depth of slickensides, and rate of intra-pedonic turbation. – Earth Surf. Process., **3**: 31–42; London.
- ZIEGLER, C. L. & MURRAY, R. W. (2007): Geochemical evolution of the central Pacific Ocean over the past 56 Myr. – Paleocyanography, **22** (PA2203): 1–22, doi: 10.1029/2006PA001321; Washington, DC.

7 Anhang

Schichtenverzeichnis der Kernbohrung Fürstenwald A/02-PK01 (GK 25, Bl. 4622 Kassel West, R 35 25 090, H 56 92 850, 401 m ü. NN); Aufnahme: Dr. M. Dersch-Hansmann & Dr. N. Hug (November 2002–Februar 2003, mit Ergänzungen bei Nachbegehungen 2003 und 2007).

[Anmerkung: Der Karbonatgehalt wurde bei der Bohrkernaufnahme mittels 10%iger Salzsäure bestimmt. Diese Geländemethode ist stark abhängig von (u.a.) Korngröße, Zementationsgrad und Außentemperatur und gibt daher nur einen ungefähren Hinweis auf den tatsächlichen Karbonatgehalt des Gesteins.]

QUARTÄR

-0,30 m	Lehm-Lockergestein („Boden, unter Wiese“); Karbonatgehalt nicht bestimmt
---------	--

UNTERER MUSCHELKALK

-14,00 m	Kalkstein, grau, sehr hart, wellig geschichtet, Spurengefüge (Rhizokorallium); nach unten abnehmend entfestigt (zersetzt); überwiegend stückig zerbohrt, 50–70 % Kernverlust; vollständige Spülungsverluste; mit eingeschalteten Lagen: Mergelstein, hellbraun und braungrau, nach oben zunehmend häufiger eingeschaltet (zersetzt/zerbohrt); Intrasparit-Kalkstein, detritusführend
----------	---

-14,60 m	Intrasparit-Kalkstein, hellgelblichgrau-bräunlichgrau, detritusführend (viel Schill), hart; fast 100 % Kerngewinn
----------	---

-15,00 m	Mergelkalkstein, gelbgrau, hart, feingeschichtet, dünnplattig, ebene Schichtflächen; Schichtlagerung 5–10°; fast 100 % Kerngewinn
----------	---

-16,00 m	Kalkstein, grau, mikritisch/mikrosparitisch, hart; Kernverlust > 50 %; mit eingeschalteten Kalkstein-Lagen, ockergelb („Gelbkalk“, Dedolomit)
----------	---

-18,00 m	Kalkstein, grau, mikritisch/mikrosparitisch, hart (wie vor); Kernverlust 80 %; mit eingeschalteten Lagen: Kalkstein, ockergelb („Gelbkalk“, Dedolomit), Intrasparit-Kalkstein, dunkelbraun, mit beige-gelben Gelbkalk-Klasten
----------	---

OBERER BUNTSANDSTEIN, RÖT-FOLGE

Röt 4

-20,00 m	„Grenzgelbkalk“: Tonmergelstein [Ton- und Tonmergelstein, z.T. sandig], kalkarm (lagenweise kalkreich), ockergelb, feingeschichtet, dünnplattig; entfestigt (vollständig verwittert), vorherrschend weich; vollständig zerbohrt, ca. 50 % Kernverlust; mit eingeschalteten Kalkstein-Lagen, bis 4 cm dick, ockergelb, hart („Gelbkalk“, Dedolomit)
----------	---

-20,30 m	Kalkstein, ockergelb, z.T. grau, sehr hart; rundlich zerbohrte Kernstücke (evtl. Nachfall)
----------	--

-25,00 m	„Myophorienschichten“: Tonmergelstein [Mergel- und Tonstein, lagenweise schluffig], karbonathaltig bis karbonatarm (s.u.), hellgrau mit gelblichen und dunkelgrauen Lagen, erste rötliche Lagen bei 23,7 m; glimmerarm, feinlaminiert; Schichtlagerung 10°; entfestigt (halbfest bis weich, vorherrschend halbfest), überwiegend volle Kerne, jedoch v.a. im unteren Bereich zerbohrt mit Kernverlusten bis 80 %; bei 21,40–21,80 m ocker-grau;
----------	--

	<p>Karbonatgehalt: 20,30–22,00 m karbonathaltig, 22,00–25,00 m karbonatarm</p>
–31,00 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonathaltig bis karbonatarm (s.u.), rotbraun, bereichsweise graue Lagen; schwach glimmerführend, mm-kleine karbonatische Konkretionen; häufig wellig-bröckelig, z.T. auch ungeschichtet-massig oder feinkreuzig, an der Basis feingeschichtet (s.u.); insgesamt noch sehr mürbes Gestein; Karbonatgehalt: 25,00–29,00 m karbonathaltig, 29,00–31,00 m karbonatarm; an der Basis (28,85–31,00 m) deutlich feingeschichtet</p>
–38,00 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonathaltig bis karbonatreich (s.u.), rotbraun, bereichsweise graue Lagen; schwach glimmerführend, mm-kleine karbonatische Konkretionen; häufig wellig-bröckelig, z.T. auch ungeschichtet-massig oder feinkreuzig, an der Basis feingeschichtet (s.u.); insgesamt noch sehr mürbes Gestein; Karbonatgehalt: 31,00–34,00 m karbonathaltig, 34,00–38,00 m karbonatreich; bei 34,60–34,70 m Tonschluffstein-Brekzie, rotbraun; an der Basis (37,80–38,00 m) deutlich feingeschichtet, viel Feinglimmer auf Schichtflächen</p>
–41,30 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonatreich, grau, oberhalb von 38,80 m lagenweise rot (fließender Übergang); feingeschichtet, z.T. Trockenrisse, Schlufflagen mit Feinglimmer</p>
–42,00 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonathaltig, rotbraun, wechselnd feingeschichtet oder ungeschichtet-massig, z.T. Trockenrisse, z.T. Schluff-Kleinrippellagen; im Schluffanteil Feinglimmer</p>
–44,00 m	<p>100 % Kernverlust</p>
–44,50 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonathaltig, rotbraun, wechselnd feingeschichtet oder ungeschichtet-massig, z.T. Trockenrisse, z.T. Schluff-Kleinrippellagen; im Schluffanteil Feinglimmer (wie 41,30–42,00 m); im unteren Bereich mächtigere Schluffstein-Lagen eingeschaltet, grau-rotbraun, sehr hart</p>
–47,00 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonatreich, überwiegend grau (s.u.), überwiegend ungeschichtet-massig (s.u.); Farbe und Sedimentgefüge: 44,50–46,00 m grau, feingeschichtet, 46,00–46,15 m grau, reliktsch feingeschichtet bis ungeschichtet-massig, 46,15–46,35 m rotbraun, reliktsch feingeschichtet bis ungeschichtet-massig, 46,35–46,90 m grau, reliktsch feingeschichtet bis ungeschichtet-massig, 46,90–47,00 m rotbraun, reliktsch feingeschichtet bis ungeschichtet-massig</p>
–56,00 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], überwiegend karbonatreich (s.u.), violettrotbraun, abschnittsweise mit grauen Bleichungsflecken/-zonen (diffus begrenzt), einzelne dünne Lagen grau; feingeschichtet, einzelne dm-mächtige Bereiche massig-ungeschichtet; Schichtlagerung 10°; überwiegend sehr mürb; mit eingeschalteten Schluffstein-Lagen, hart, quarzitisches zementiert, violettgrau, v.a. im oberen Bereich: 47,00–47,40 m, 48,20–48,40 m, 49,53–49,57 m; Karbonatgehalt: 47,00–48,50 m karbonatreich, 48,50–52,30 m karbonatarm, mit karbonatreichen grauen Flecken, 52,30–55,00 m karbonatreich, 55,00–56,00 m karbonathaltig, mit karbonatreichen grauen Flecken</p>

-57,00 m	100 % Kernverlust
-58,00 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm bis karbonatreich (s.u.), violettrotbraun, nach unten zunehmend hellgraue Lagen (s.u.); überwiegend feingeschichtet, mit Feinglimmer; stark zerbrochener Bohrkern; Karbonatgehalt und Farbe: 57,00–57,50 m karbonatarm (allerdings an fein gemahlenem Material deutliche Reaktion mit 10%iger HCl, d.h. karbonathaltig; siehe Anmerkung oben), überwiegend violettrotbraun, 57,50–58,00 m karbonatreich, überwiegend grau
-59,00 m	100 % Kernverlust
-64,00 m	Pelit [Tonschluffstein, hoher Schluffanteil], karbonatreich bis karbonathaltig (s.u.), violettrotbraun bis rotbraun, untergeordnet grau (s.u.), z.T. kleine Bleichungsflecken; ungeschichtet-massig, polygonal-bröckelige Absonderung (Typ Röt 3), mm-kleine karbonatische Konkretionen, nesterweise gehäuft; stark zerbrochener Bohrkern; Karbonatgehalt und Farbe: 59,00–60,00 m karbonatreich, rotbraun, 60,00–61,60 m karbonathaltig (stellenweise karbonatreich), rotbraun, 61,60–64,00 m karbonatreich, violettrotbraun, untergeordnet hellgrau, bei 64 m Gipsspiegel: darunter mit scharfem Schnitt feste Kerne, wesentlich bessere Kernerhaltung als darüber
-74,67 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonathaltig, rotbraun und grau (ca. 1:1), überwiegend feingeschichtet, in dm-Bereichen auch massig-brekziös; viele Fasergips-Klüfte und -Schichtfugen, einzelne größere Gipsknollen (s.u.); größere Gipsknollen (diagenetisch) bei 68,80–68,90 m und 74,15–74,30 m
-75,18 m	Feinsandstein, karbonatfrei, wolkig-schlieriges Gefüge; Farbe: 74,67–75,00 m grau, mit dunkelvioletrotbraunen Flecken und dunkelgrauen Tonschlieren, 75,00–75,18 m rotbraun, mit Gipsknollen
-86,60 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonathaltig, rotbraun mit grüngrauen Bleichungsflecken (diffus begrenzt), glimmerführend, überwiegend undeutlich geschichtet bis ungeschichtet-massig, mit feingeschichteten Abschnitten (s.u.); nach unten zunehmend mehr Gipsknollen (1–4 cm Ø, auch einzelne Knollenlagen, bis 5 cm mächtig (s.u.); weiße Gipsknollen (diagenetisch) bei: 76,96–77,05 m (bis 1 cm Ø), 80,35–80,39 m (Knollenlage); 82,70–82,90 m (zahlreiche cm-große Gipsknollen), 83,50–83,80 m (kleine Gipsknollen), 85,45–85,70 m (Knollenlage, knotig, mit rotbraunen Tonsteinklasten und -schlieren), 85,90–85,95 m (Knollenlage, knotig, mit rotbraunen Tonsteinklasten und -schlieren), 86,15–86,30 m, überwiegend feingeschichtete Abschnitte: 77,05–77,75 m, 79,30–80,00 m, 80,80–81,00 m; bei 86,00–86,30 m einzelne Schluffstein-Lagen eingeschaltet: grau, hart, jeweils 1–2 cm dick
-87,00 m	Schluffstein, karbonatfrei bis karbonatarm, grau, sehr fest, oben mit Gipsknollen und Fasergips-Schichtfugen
-100,95 m	Pelit [Tonschluffstein] karbonatarm bis karbonathaltig, besonders in Rissen und brekzierten Bereichen (s.u.); violettrotbraun, mit mm-dünnen grauen Lagen (besonders in sehr feinschichtigen Bereichen, grau auch entlang von Klüften; überwiegend feingeschichtet, abschnittsweise auch undeutlich geschichtet bis ungeschichtet-massig (s.u.); viele Fasergips-Klüfte und -Schichtfugen, abschnittsweise Gipsknollen und -linsen (bis 8 cm Ø, flach; s.u.), in solchen Bereichen undeutlichere Schichtung; weiterhin hohe Spülungsverluste (Wasserverbrauch ca. 35 m³/d);

	<p>Karbonatgehalt: 89,30–93,00 m karbonatreich, entfestigt (vollständig verwittert, plastisch), soweit erkennbar ungeschichtet-massig; zerbohrt, 93,00–100,95 m vorwiegend karbonatarm; mit eingeschalteten Schluffstein-Lagen bei: 88,27–88,31 m (grau-rotbraun), 94,00–94,02 m und 94,05–94,07 m (beide mit Tonlaminae), 94,20–94,29 m (Schluff- und Tonsteinlagen, feinlaminiert, coarsening-upward), 94,35–94,44 m (mit Gips-Schichtfuge), 95,75–96,13 m (mehrere Lagen und Linsen, grau, mit Gipsknollen); undeutlich geschichtete bis ungeschichtet-massige Abschnitte: 87,00–87,30 m, 87,45–88,27 m, 89,05–89,17 m, 89,30–94,00 m, 94,44–97,35 m, 98,70–100,00 m (mit Schluff-Schlieren/-Linsen); bei 95,45–96,55 m Gipsknollen, z.T. gebunden an isolierte Schluff-Rippeln; bei 98,50 m Tonsteinlage mit Gipsknollen; feingeschichtet, brekziös (Schichteinfallen ca. 30°, nach oben und unten ohne Bruch übergehend in horizontale Lagerung; wahrscheinlich Subrosionseffekt)</p>
-110,00 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, vorwiegend violettrotbraun, untergeordnet rotbraun, vorwiegend ungeschichtet-massig (massig-bröckelig), zahlreiche Gips-verheilte Klüfte, z.T. Gipsknollenlagen (s.u.); Gipsknollenlagen bei: 101,00–101,17 m (Tonstein, stark durchsetzt mit weißen Gipsknollen), 102,75–102,90 m (Gips, weiß, knollig, in Knollenzwickeln dunkelrotbraune und grüngraue Tonschlieren), 109,65–109,75 m (Gips, weiß und dunkelgrau, faserig); bei 101,88–102,04 m eingeschaltete Feinsandstein-Lage, schluffig, rotbraun mit grünlichen diffusen Bleichungsflecken, glimmerführend, hart, wolkig-schlieriges Gefüge, coarsening-upward (graduelle Liegendgrenze); bei 102,95–104,25 m Tonstein [stark schluffig, z.T. diffuse Übergänge zu Schluffstein (103,75–104,20 m)], auffallend rotbraun (nicht violettstichig); bei 106,08–106,35 m eingeschaltete Schluffstein-Lage, violettrotbraun, häufig grüngrau gebleicht, mit Gipsknollen; graduelle Liegendgrenze</p>
-110,50 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, violettrotbraun, vollkommen durchsetzt von weißen und grauen Gipsknollen (bis 5 cm Ø), diese häufig zusammengewachsen mit nur dünnen Tonsteinschlieren dazwischen</p>
-114,00 m	<p>Pelit [Tonschluffstein]; karbonatarm, kleine (< 1 mm) weiße Konkretionen karbonathaltig; violettrotbraun, ungeschichtet-massig; Gips-verheilte Klüfte, z.T. fast 90° steil; Schichtlagerung im massigen Tonstein nicht genau bestimmbar, ungefähr horizontal; bei 113,35–113,95 m Klufte, ca. 80° steil, mit breitem, grüngrauem Reduktionshof, Pelit hier leicht brekziiert (Grenzziehung Röt 4 / Röt 3 bei 114 m nach Farbwechsel gemäß HINZE 1967)</p>
Röt 3	
-117,00 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun (nicht violettstichig), mit geringmächtigen grüngrauen Zonen unscharfer Begrenzung (s.u.); insgesamt wenige Gipsknauern; grüngraue Zonen unscharfer Begrenzung, alle mit Gipsknauern und/oder Gipsklüften (Bleichung um Gips herum), bei: 114,28–114,42 m, 114,87–115,00 m, 115,60–115,68 m, 115,83–115,89 m; bei 116,40–116,80 m Klufte, 80–90° steil, mit Kluftebrekzie; Pelit hier rotbraun, nur stellenweise grüngrau</p>
-122,00 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm (Karbonat fleckenhaft verteilt, z.T. kleine weiße karbonatische Konkretionen); grüngrau, hellgrau, mit rotbraunen Abschnitten (s.u.); geklüftet (Klüfte bis 90° steil); Schichtlagerung nahezu horizontal; mit eingeschaltete Feinsandsteinlagen (evtl. Bereich des „Borkener Sandsteins“ sensu BÜHMANN &</p>

	<p>RAMBOW 1979), bei:</p> <p>117,70–118,00 m: Feinsandstein, grüngrau, glimmerführend, mit wenigen feinen Tonschlieren; wolkiges (bis diffuses) Gefüge; liegender Abschnitt bis zur nächsten Feinsandsteinlage ebenfalls feinsandig;</p> <p>118,95–119,00 m: Feinsandstein-Rippellagen im Pelit, jeweils bis 1 cm dick;</p> <p>119,60–120,00 m: Feinsandstein, grüngrau, glimmerführend, mit wenigen feinen Tonschlieren; wolkiges (bis diffuses) Gefüge; liegender Abschnitt bis zur nächsten Feinsandsteinlage ebenfalls feinsandig;</p> <p>121,00–121,20 m: Feinsandstein, grüngrau, mit Tonschlieren, wellig-schlierig geschichtet;</p> <p>121,83–121,92 m: Feinsandstein, grüngrau, mit Tonschlieren, wellig-schlierig geschichtet;</p> <p>rotbraune Abschnitte:</p> <p>118,30–118,68 m, 118,77–119,20 m, 120,30–120,40 m, 120,49–120,97 m, 121,25–121,74 m;</p> <p>bei 121,74–122,00 m brekzierter Bereich mit grüngrauen, z.T. rotbraunen Pelitklasten; entfestigt (Matrix weich-plastisch)</p>
–124,00 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, ungeschichtet-massig (massig-bröckelig), wenige Gips-verheilte Klüfte, z.T. Gipsknauern; kleine Konkretionen überwiegend sulfatisch, z.T. karbonatisch
–125,00 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, ungeschichtet-massig, geklüftet (s.u.); steile Klüfte, grünlichgrau entfärbt, bei: 124,0–124,2 m, 124,6–124,7 m, 124,8–125,0 m; bei 124,40–124,42 m: Zone mit kleinen Gipsknauern
–125,70 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, vorwiegend rotbraun, z.T. grüngrau; stark geklüftet und zerbrochen (in diesem Bereich Bohrschwierigkeiten); bei 125,30–125,30 m Zone mit großen Gipsknauern (> 4 cm)
–128,00 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, ungeschichtet-massig (keine Schichtung erkennbar), stark geklüftet, Klüfte vorwiegend 60–90° steil, entlang der Klüfte grüngraue Bleichungszonen
–134,00 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, oberhalb 132 m schwach violettstichig, grüngraue kleine Flecken und grüngraue Bleichungszonen (meist entlang von Klüften), insgesamt überwiegend ungeschichtet-massig; geklüftet; mit Abschnitten von 2–10 cm Mächtigkeit mit knauerigem, diffus verteiltem Gips; bei 128,00–128,20 m deutlich feinsandiger Bereich, coarsening-upward; bei 129,47–129,70 m Feinsandstein-Schlieren, coarsening-upward; bei 131,55–131,55 m Tonchips in welliger Schichtung; bei 131,45–131,70 m feinsandiger Bereich mit wolkigem (bis knolligem) Gefüge
–136,35 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, kleine runde grüngraue Flecken, ungeschichtet-massig (z.T. undeutlich ebenschichtig), wenige Gips-verheilte Klüfte; bei 134,50 m größere Gipsknauern; bei 134,85–135,00 m Feinsandstein-Lage mit Tonschlieren, wolkiges (bis knolliges) Gefüge
–136,80 m	kleinere Störung, die eine Gips-verheilte Kluft versetzt: Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, entlang der Gips-verheilten Kluft grüngrau; Störungsgefüge; am Top 3 cm dicke Fasergips-Schichtfuge
–137,00 m	Pelit [Tonschluffstein, feinsandig], karbonatarm, rotbraun
–137,80 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, z.T. grüngrau; Gips-verheilte Klüfte (im Winkel von 30–40° zueinander stehend, z.T. leicht versetzt); bei 137,45–137,70 m Feinsandstein-Lage, rotbraun mit grüngrauen diffusen Bleichungsflecken, ungeschichtet-massig, wolkig (diffus), unten mit Gipsknollen

-141,25 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, grüne Bleichungspunkte (Röt-3-typisch), ungeschichtet-massig (Röt-3-typisch), mit meist kleinen Gipsknollen, z.T. auch mm-kleine Gipskonkretionen fein verteilt im Pelit; vorwiegend glatte Kernoberflächen; bei 138,80 m feinsandiger Bereich mit Tonaufarbeitung, Tonklasten in kleindimensionaler Schrägschichtung
- 146,00 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, grüngrau fleckig, vorwiegend ungeschichtet-massig (massig-bröckelig); zahlreiche Gips-belegte Klüfte, ca. 70° steil, daneben auch 30–40° (Klüfte senkrecht zueinander); bei 144,00–144,16 m überwiegend grüngrau, mit Gipsknollen, oben stark feinsandig
-149,00 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, grüngrau fleckig, ungeschichtet-massig, wenige Gipsknauern (z.B. 146,1 m und 147,0 m); Gips-verheilte Klüfte; Schichtlagerung nicht bestimmbar; vorwiegend glatte Kernoberflächen; bei 147,50–147,80 m feinsandig
-164,95 m	Pelit [Tonschluffstein, bereichsweise schwach feinsandig, s.u.], karbonatarm, dunkelrotbraun, wenige grün-graue Bleichungsflecken bis 2 cm Ø, häufig mm-kleine Konkretionen, bereichsweise gehäuft Gipskonkretionen (s.u.); pedogene Rutschharnische („slickensides“); Klüftung (Klüfte und Schichtfugen Gips-verheilt und unregelmäßig, z.T. wellig verlaufend); gehäuft Gipskonkretionen (bis 2 cm) bei: 151,12–151,40 m, 152,60–152,80 m, 153,35–153,50 m, 157,20–157,30 m, 161,50–161,68 m, 162,40–162,65 m; schwach feinsandige Bereiche bei: 153,44–153,60 m, 159,58–159,65 m (schluffig-feinsandig durchsetzt), 161,39–161,43 m (Feinsandstein-Lage, glimmerführend, Rippelgefüge); (bei 164,95 m klare Grenze zum Röt 2, v.a. aufgrund des Gefügewechsels, Farbwechsel erst bei 169,85 m)
Röt 2	
-166,10 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, schwach feingeschichtet bis wellig geschichtet, z.T. große weiße Gipsknollen bis 8 cm Ø, einige grau-weiße wolkige Gipslinsen; Klüfte und Schichtfugen mit Fasergips mit vielen Feinsandstein-Lagen [Schluff- bis Feinsandstein], bis 2 cm dick, rosa, feingeschichtet, oft Rippelgefüge; bei 164,95–165,05 m grüngrau
-167,00 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm (brekziierte Bereiche karbonathaltig), rotbraun, ungeschichtet-massig (massig-bröckelig) bis schwach lagig-brekziös, Gipsknollen bis 2 cm Ø und Fasergips (ähnlich wie bei 149,00–164,95 m); Schichteinfallen 20°
-167,80 m	Pelit [Tonschluffstein], rotbraun, und Feinsandstein [Schluff- bis Feinsandstein], rosa; karbonatarm, wellig geschichtet, z.T. deformiert (s.u.), Gipsknollen bis 3 cm Ø und Fasergips (ähnlich wie bei 164,95–166,10 m); bei 167,20–167,45 m grüngrau; bei 167,45 Deformationsgefüge (abgesunken und z.T. brekziiert, Subrosionserscheinung)
-169,85 m	Pelit [Tonschluffstein, z.T. schwach feinsandig], karbonatarm, rotbraun (kein Violettstich), ungeschichtet-massig (massig-bröckelig) bis schwach lagig-brekziös; einige Fasergips-Klüfte und -Schichtfugen; bei 169,40–169,70 m viele weiße Gipsknollen, 3–4 cm Ø, und Fasergips; bei 169,85 m Farbwechsel von überwiegend rotbraun (Röt-3-typisch) zu überwiegend dunkelrotbraun-violettrotbraun (Röt-2-typisch)
-171,80 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, dunkelrotbraun, schwach violettstichig, bereichsweise grüngrau gefleckt; wellig-lagig geschichtet, z.T. leicht brekziös; viele bis 8 cm große Gipsknollen, weiß, auch grau-weiß; viele Fasergips-Klüfte und -Schichtfugen; mit Schluffstein-Lagen [schluffig bis feinsandig], bis 1 cm dick, feingeschichtet

-174,80 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun bis dunkelrotbraun, ungeschichtet-massig (massig-bröckelig), überwiegend deutlich brekziös; weniger Fasergips als zuvor; bei 173,33–173,65 m Feinsandstein-Lage [Feinsandstein, tonig-schluffig, mit Tonschlieren], rotbraun, grün-grau-fleckig, durchzogen von steilen Brüchen mit leichtem Vertikalversatz (1–2 cm); an der Basis (8 cm) hell gebleicht, tonig-schluffig, mit Gips durchsetzt
-175,90 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, dunkelrotbraun, schwach violettstichig, einzelne Lagen grüngrau; einzelne kleine (< 2 mm) karbonatische Konkretionen; wellig feingeschichtet; relativ wenige dünne Fasergips-Schichtfugen; Schichtlagerung 25°; mit Schluffstein-Lagen, feingeschichtet, bis 1 cm dick; bei 175,60–175,90 m brekziöses Gefüge (nach unten zunehmend, gradueller Übergang zur liegenden Brekzie)
-177,00 m	Brekzie aus Tonschluffstein-Klasten (Kern sehr bröckelig), karbonatarm, dunkelrotbraun, schwach violettstichig, z.T. grüngrau (an Brüchen oder auch einzelne Klasten der Brekzie); deformierte Fasergips-Klüfte (z.T. mit klaren, blättrigen Gipskristallen: umkristallisiert)
-177,60 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, dunkelrotbraun, schwach violettstichig, ungeschichtet-massig, brekziös; nur einzelne, dünne Fasergips-Klüfte; bei 177,45–177,60 m Gipsknollen bis 2 cm; im Tonstein z.T. graue Flecken
-177,80 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, violettrotbraun, mit hellgrauen Schluff- bis Feinsandsteinlagen; deutlich wellig-feingeschichtet, mit grau-weißen Gipsknollen bis 3 cm Ø und weißen Fasergips-Schichtfugen; bei 177,73–177,77 m graue Feinsandstein-Lage mit tonigen Schlieren
-179,60 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm (in brekzierten Bereichen z.T. stärker karbonathaltig), sehr dunkel rotbraun, ungeschichtet-massig, brekziiert; relativ wenige Fasergips-Klüfte und -Schichtfugen; Kern in dm-große Stücke zerfallen
-194,00 m	pelitdominierte Sandstein-Pelit-Wechselfolge [Tonschluffstein und Schluff- bis Feinsandstein], karbonatarm, dunkelrotbraun-violettstichig bis grüngrau (s.u.), feingeschichtet, Schluffstein z.T. mit Rippelschichtung, nur bereichsweise ungeschichtet-massiger oder feingeschichtet-brekziöser Tonschluffstein (s.u.; nach unten immer seltener), Lagen der Wechselfolge jeweils < 1 cm (Heterolith); bereichsweise brekziiert/deformiert (s.u.) und dann meist stärker karbonatisch; Fasergips-Schichtfugen, seltener -Klüfte; Schichtlagerung überwiegend ca. 20°; Farben: oberhalb ca. 188 m überwiegend dunkelrotbraun, violettstichig, nach unten zunehmend graue Lagen eingeschaltet, unterhalb ca. 188 m ganz überwiegend grüngrau, selten rotbraun; ungeschichtet-massiger Tonschluffstein bei: 181,35–181,55 m, 182,93–183,10 m, 186,00–186,20 m, 190,00–190,40 m; feingeschichtet-brekziöser Tonschluffstein bei: 185,45–185,90 m, 186,75–187,00 m (grau und violettrotbraun); brekziierte/deformierte Bereiche: 180,00–180,40 m, 185,40–185,60 m, 186,60–186,80 m, 188,30–188,70 m (Schichtlagerung bis 60° steil, z.T. brekziiert, fließender Übergang nach oben und unten); bei 189,10–189,15 m eingeschaltete 2 cm mächtige Feinsandstein-Lage, die an einer kleinen Störung um 3 cm vertikal versetzt wird; an der Basis (193,00–194,00 m) einige sedimentäre Gipslagen eingeschaltet, mm-dünn, feinkörnig (kein Fasergips)
-201,25 m	pelitdominierte Sandstein-Pelit-Wechselfolge [Tonstein und Schluffstein], karbonatarm, dunkelgrau/schwarzgrau, grau und hellgelblichgrau, feingeschichtet, mit weißen Gipsklüften und -schichtfugen, z.T. auch sedimentäre Gipslagen (mm-dünn, feinkörnig, kein Fasergips); geklüftet, Klüfte Gips-belegt; Schichtlagerung

	<p>überwiegend 20°, mit stärker verkippten (deformierten) Abschnitten (s.u.); am Top (194,00–194,90 m) feinschichtige Wechsellagerung aus schwarzgrauem Tonstein und grauem Schluffstein, Schluffstein-Lagen bis 1 cm dick; bei 195,25–195,75 m Schluffstein, hellgrau, ungeschichtet-massig (massig-knotig, graduelle Übergänge von oben nach unten), mit feinen Tonschlieren und Tonklasten, stark durchsetzt von kleinen Gipskonkretionen; verkippte (deformierte) Abschnitte, mit jeweils graduellen Übergängen in die „normale“ Lagerung, bei: 196–198 m: Schichtlagerung 40–50°, 200–201 m: Schichtlagerung 80–90°, Feinschichtung z.T. brekziiert</p>
–203,95 m	<p>„Gudensberger Sandstein“: Feinsandstein mit tonig-schluffigen Schlieren, karbonatfrei, hellgrau bis blassrotbraun, diffus-schlierig-wolkiges Gefüge (Sd-Typ); einzelne knotige Gipsknollen (5 cm Ø); Fasergips-Klüfte; Schichtlagerung ca. 35°, bereichsweise intern steil deformiert (s.u.); Liegendgrenze scharf, Hangendgrenze leicht graduell; bei 202,70–203,00 m Kluffüllung aus transparentem, grobkristallinem Gips („Marienglas“), im Gips eingeschlossen: grauer karbonatfreier Feinsand- bis Schluffstein; bei 203,00–203,95 m Deformationsgefüge (Schichtung undeutlich-schlierig, 80° steil, nach oben und unten graduell in flache Lagerung übergehend); an der Basis (203,65–203,95 m) grüngraue Tonklasten in ehemaliger Schrägschichtung (jetzt steil verstellt), große Gipsknolle</p>
–208,20 m	<p>pelitdominierte Sandstein-Pelit-Wechselfolge [Tonschluffstein mit Schluffsteinlaminae], karbonatarm, wechselnd dunkelrotbraun und grau bis hellgrau (insgesamt bunt, Farbe dm-weise wechselnd), feingeschichtet, zahlreiche Schluff-/Feinsandlinsen (z.T. Kleinrippeln), z.T. Schluff-/Feinsandlagen-Bruchstücke; einzelne brekziierte Lagen, bis 3 cm dick, oft Gips-verheilt; Gips-Schichtfugen und -Klüfte; am Top (203,95–204,15 m) Brekzie aus Tonschluffstein-Klasten, karbonathaltig, grau, Klasten bis 3 cm lang, bis 0,8 cm dick, plattig, z.T. angerundet; Matrix hellgrau, tonig-schluffig; bei 205,10–205,25 m Gipsknollen bis 4 cm Ø</p>
–213,25 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], sehr karbonatarm (Karbonat v.a. auf kleinen Rissen und Klüften), dunkelrotbraun, ungeschichtet-massig, mit Gipsknollen; häufig brekziöse Bereiche (Tonschluffstein-Klasten von Gips oder von Feinmaterial umschlossen), Fasergips-Klüfte; bei 211,60–212,15 m linsig-schlierig geschichtet mit helleren Feinsand-Schluff-Schlieren, diese z.T. mit Tonklasten; durchzogen von klarem Gips; bei 212,15–213,25 m stark brekziös, tonige Matrix, sehr karbonatarm bis karbonatfrei</p>
–213,65 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonathaltig, grau und dunkelgrau, feingeschichtet, lagenweise brekziiert; Hangend- und Liegendgrenze: Gipskluff</p>
–214,55 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, bis 214,2 m grau, darunter dunkelrotbraun; überwiegend ungeschichtet-massig; bei 214,00–214,25 m feingeschichtet</p>
–215,70 m	<p>Feinsandstein feinsandig [etwas gröber als bei 201,25–203,95 m], karbonatfrei, blassrosa, ungeschichtet-massig bis diffus-schlierig (Sd-Typ), coarsening-upward, scharfe Hangendgrenze, gradueller Übergang ins Liegende; viele Gipsklüfte (klarer Gips und weißer Fasergips); an der Basis (215,30–215,70 m) nach unten zunehmend toniger, gradueller Übergang ins Liegende</p>
–219,85 m	<p>Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, rotbraun, z.T. grünlichgraue kleine Flecken, ungeschichtet-massig, bereichsweise brekziös (s.u.); sehr kleine weiße Gipskonkretionen (bis 2–3 mm), fleckenhaft konzentriert; Gipsklüfte; brekziöse Bereiche, karbonathaltig, bei: 216,50–216,70 m, 217,05–217,30 m, 217,80–218,30 m, 218,55–219,20 m;</p>

	bei 219,53–219,57 m grau, mit Schluffsteinlagen, z.T. Kleinrippeln; zwei 8 mm breite Fasergips-Schichtfugen; an der Basis (219,57–219,85 m) stark feinsandig, mit hellen Feinsandlinsen/-schlieren, untere 5 cm grau
–220,00 m	Fasergips (sekundär)
–223,30 m	pelitdominierte Sandstein-Pelit-Wechselfolge [Tonstein und Schluffstein], karbonatfrei bis karbonatarm, auf Rissen und Klüften stärker karbonathaltig; dunkelgrau und hellgrau, im oberen Meter mit dunkelrotbraunen Lagen; feingeschichtet; Gips-Schichtfugen, weniger Gips-Klüfte; Schichtlagerung 15–30°; bei 222,26–222,45 m: sedimentäre Gipslagen (kein sekundärer Gips), weiß bis hellgrau, mit dunkelgrauen Porphyroblasten und dunkelgrauen tonigen Schlieren; an Top und Basis jeweils 2–3 cm weißer Fasergips (sekundär); an der Basis (223,10–223,30 m) mit Feinsandstein-Lagen, hell, bis 2 cm dick
–225,10 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatfrei bis sehr karbonatarm, auf Rissen und Klüften karbonatisch; grau und hellgrau, vorwiegend ungeschichtet-massig (bis schlierig), z.T. brekziiert; einzelne Gipsknollen (bis 3 cm); Gips-Schichtfugen; bei 224,25–224,50 m Feinsandstein-Lage, karbonatfrei, hellgrau mit grauen Tonschlieren, schlieriges Gefüge
–226,40 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatarm, auf Rissen stärker karbonathaltig; dunkelrotbraun, vorwiegend ungeschichtet-massig, nur einzelne feingeschichtete Lagen; Gips-Schichtfugen; bei 225,10–225,22 m stark feinsandige Schlieren, blassrotbraun bis rosa
–228,50 m	pelitdominierte Sandstein-Pelit-Wechselfolge [Tonstein und Schluffstein], karbonatarm, auf Rissen stärker karbonathaltig; dunkelrotbraun und hellrosa, feingeschichtet, lagenweise stark brekziiert; wenige Gipsklüfte und -schichtfugen; Schichtlagerung ca. 20°
–230,40 m	Brekzie aus Tonschluffstein-Klasten [Matrix tonig], karbonathaltig, dunkelrotbraun, unten z.T. hellgrau-fleckig, wenige dünne Gipsklüfte; Tonschluffstein-Klasten karbonatfrei bis sehr schwach karbonatisch und überwiegend massig; Brekzie kaum erkennbar wegen des geringen/fehlenden Materialunterschiedes zwischen Pelit-Klasten und pelitischer Matrix
–232,00 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatfrei bis sehr karbonatarm, auf Rissen und in zerbrochenen Bereichen karbonathaltig; dunkelrotbraun mit hellgrauen Lagen, feingeschichtet, z.T. mit kleinen Brüchen; am Top (230,40–231,00 m) wolkiges Gefüge durch deformierte Feinsandlinsen und -lagen; z.T. brekziiert; gradueller Übergang nach oben; bei 231,00–231,12 m Feinsandstein-Lage, rosa, wolkiges Gefüge; z.T. zerbrochen; bei 231,44–231,53 m Fasergips-Kluftfüllung
–234,55 m	Brekzie aus Tonschluffstein-Klasten [überwiegend grobstückig, Matrix tonig], karbonathaltig, dunkelrotbraun und hellgrüngrau; Tonschluffstein-Klasten karbonatfrei bis sehr karbonatarm und massig; vereinzelt Gipsknollen (bis 3 cm); wenige Gipsklüfte
Röt 1	
–242,50 m	pelitdominierte Sandstein-Pelit-Wechselfolge [Tonstein und Schluffstein], karbonatarm bis karbonathaltig, dunkelgrau und hellgrau, feingeschichtet, z.T. deformiert (s.u.), mit eingeschalteten sedimentären Gipslagen; sekundäre Gipslinsen, cm-dicke sekundäre Gips-Schichtfugen; Schichtlagerung 30–40°; bei 237,20–237,40 m Deformationsgefüge: Schichtverband zerbrochen, steilere Lagerung (60°), graduelle Übergänge nach oben und unten; an der Basis (238,00–242,50 m) Deformationsgefüge und Klüftung: offene Schichtfugen, z.T. senkrechte, gipsverheilte Klüfte/Brüche, daran Abknicken des Schichteinfallens; Schichtlagerung insgesamt steiler als oben (50°), gradueller Übergang nach oben

-243,15 m	Sandstein-Pelit-Wechselfolge [Ton-, Schluff- und Feinsandstein], karbonatfrei, auf Rissen z.T. karbonatarm; hellrötlich, feingeschichtet; Feinsandsteinbänkchen bis 10 m mächtig, mit dünnen Tonklasten und Glimmer in unterstem Bereich; Liegendgrenze = Farbgränze
-244,45 m	Schluffstein, karbonatfrei, auf Rissen karbonatarm; hellgrau, mit dunkelgrauen „Tonfetzen“; Liegendgrenze uneben, mit knolligem Gips; am Top (243,15–243,35 m) mit „Tonfetzen“, rosa und rotbraun; bei 243,33–243,50 m Feinsandstein-Lage, hellgrau, mit dünnen „Tonfetzen“, die z.T. sehr steil orientiert sind (deformierte Schichtung); an der Basis (243,50–244,45 m) ungeschichtet-massig („diffus-zerrupft“), z.T. brekziös, mit kleinen „Tonfetzen“
-244,95 m	Schluffstein [mit dunkelgrauen Tonsteinlagen, Schluffstein überwiegt deutlich], karbonatfrei, auf Rissen karbonatarm; hellgrau, feingeschichtet, bereichsweise auch massig-„diffus“, z.T. brekziös; mit kleinen Gipsknollen (max. 1–2 cm Ø); Fasergips-Schichtfugen und -Klüfte
-245,45 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonathaltig, hellgrau, ungeschichtet-massig; bei 244,95–45,00 m karbonatfrei, brekziös; bei 245,10–245,45 m kleine Gipsknollen bis 2 cm
-246,45 m	Pelit [Tonstein, schwach schluffig], karbonatfrei bis karbonatarm, wechselnd dunkelgrau und dunkelrotbraun (dm-Bereiche, fleckig), abwechselnd wellige Schichtung und brekziöses Gefüge, Gipsknollen; Gips-Schichtfugen; Liegendgrenze graduell; bei 245,63–245,75 m Kluffüllung aus Gips, fast transparent, oben weiß und faserig; Hangend- und Liegendgrenze folgen der Kluffrichtung;
-247,10 m	Pelit [Tonschluffstein], karbonatfrei, grau, wolkg durchsetzt von Gips (zusammengewachsene Knollen, knotig); viele Gips-Schichtfugen; mit einzelnen dünnen Tonsteinlagen, karbonatarm
-251,75 m	pelitdominierte Pelit-Mergelstein-Wechselfolge [Tonschluffstein, Tonmergelstein, Schluffsteinlagen bis 2 cm], karbonatarm, lagenweise karbonathaltig; grau und dunkelgrau, Schluffsteinlagen hellgrau; feingeschichtet, bereichsweise deformiert und brekziiert (s.u.), viele Fasergips-Schichtfugen (bis 5 cm dick), z.T. offene Schichtfugen; Schichtlagerung 30–50°; deformierte und brekziierte Bereiche: 248,00–248,20 m, 248,55–249,05 m (Schichtung noch erkennbar, aber deformiert bis brekziiert, Kern mürb); bei 249,55–250,25 m Brekzie aus Tonsteinklasten (bis 7 cm Ø); graduelle Hangendgrenze, Liegendgrenze ist eine 60–70° steile Versatzfläche; an der Basis (251,53–251,75 m) Fasergips-Schichtfuge, z.T. leicht knollig, mit eingeschlossenen Tonsteinlagen
-256,80 m	Brekzie aus Tonschluffstein-Klasten, karbonatfrei bis karbonatarm, grau, partienweise noch feingeschichteter Schichtverband erhalten (dm-weise wechselnd), bereichsweise stark deformiert (Einfallen wechselnd von 10–90°, z.T. eng gefaltet; z.B. bei 253,2 m); Gips-Schichtfugen in Abständen von 20–40 cm (weniger als im Hangenden, nach unten zunehmend mehr); in Brekzienbereichen Kernaußenflächen stark ausgewaschen bei 256,23–256,38 m Fasergips-Schichtfuge
-258,10 m	Brekzie aus Tonstein-/Tonmergelstein-Klasten [am Top große Tonsteinbrocken, darunter gleichmäßig tonig, nur sehr schwach schluffig], karbonathaltig, hellgrau, nur am Top [25 cm] deutlich brekziös, darunter ungeschichtet-massig (wahrscheinlich sehr matrixdominierte Rückstandsbrekzie ohne feste Klasten); mit kleinen weißen Gipskonkretionen bis 5 mm; gesamter Kern fester als Hangendes und Liegendes; bei 256,80–257,7 m Gips-Schichtfugen und -Klüfte, aderartig verzweigt; Liegendgrenze: graue, massige, tonige Rückstandsbrekzie greift taschenartig 20 cm tief ins Liegende ein

-261,60 m	Brekzie aus Tonschluffstein-/Tonmergelstein-Klasten [Klasten bis 3 cm Ø], karbonathaltig bis sehr karbonatreich, rötlichgrau, fein laminiert; viele Gips-Schichtfugen und -Klüfte (0–80° steil, meist 1–2 cm dick); Liegendgrenze graduell; Kernaußenflächen ausgewaschen; bei 260,35–260,50 m Fasergips-Kluft mit Tonstein-Bruchstücken/-Schlieren; bei 261,15–261,30 m Pelit, feingeschichtet; Schichtlagerung 45°
-263,40 m	Brekzie [tonig, sehr schwach schluffig], karbonatreich, rötlichgrau und graurotbraun, nach unten zunehmend rotbraun; matrixdominierte Rückstandsbrekzie, fast ohne feste Tonstein-/Tonmergelstein-Klasten (ähnlich wie bei 257,05–258,10 m); viele graue und weiße Gipsknollen und -knötchen; weniger Gips-Schichtfugen als im Hangenden (in Abständen von ca. 20 cm, je 1–5 cm dick)
-264,00 m	Brekzie aus Tonschluffstein-/Tonmergelstein-Klasten, karbonatreich, rotbraun, ovale Karbonatkonkretionen (2 cm Ø); Kernaußenflächen stark ausgewaschen
-265,10 m	Brekzie aus Tonschluffstein-/Tonmergelstein-Klasten [cm-große Klasten in toniger Matrix], karbonathaltig bis sehr karbonatreich, hellgrau, schwach rötlich, nur selten noch feingeschichtete Abschnitte (bis 10 cm mächtig)
-266,75 m	Tonmergelstein, karbonatreich, hellgrau bis hellgrüngrau, mit wenigen schluffigen Lagen; z.T. taschenartig verbogen/plastisch deformiert; z.T. auch zerbrochene und versetzte feste Lagen mit noch erkennbarer ursprünglicher Feinschichtung; bei 265,30–265,40 m und 265,80–266,35 m ungeschichtet-massig (keine Schichtung mehr erkennbar), blassrotbraun und grüngrau gefleckt, Gestein relativ weich, glänzende Schicht- oder Gleitflächen (Kerne leicht verschmiert)
-266,95 m	Tonstein, karbonathaltig, rotbraun, ungeschichtet-massig; Klufffläche 30°; z.T. entfestigt (unregelmäßig; Kernaußenflächen z.T. weich-plastisch, innen aber relativ fest)
-268,55 m	Brekzie aus Tonstein-Klasten [Klasten bis 3 cm, in toniger Matrix], karbonatfrei bis karbonatarm, rotbraun; stark zerrüttete, außen ausgespülte Kerne, aber fester Verband; mit wenigen hellgrüngrauen Tonstein-Klasten, feingeschichtet, etwas größer als rotbraune Tonstein-Klasten
-269,65 m	Tonmergelstein, karbonatreich bis karbonatarm (nach oben abnehmender Karbonatgehalt), hellgrau, schwach rötlich, unterhalb 269 m dunkelgraugrün mit wenigen mm-dünnen Schluffsteinlagen; wellig-feingeschichtet; bei 268,90–269,00 m große Schluffstein-Klasten, karbonatarm, blassrotbraun
-270,00 m	Tonmergelstein [schluffig, schwach tonig], karbonatreich bis sehr karbonatreich (Karbonat fleckig verteilt), hellgrau, wellig-feingeschichtet (aber diffuser als Umgebung); Kerne deutlich fester als Hangendes und Liegendes
-270,60 m	Tonmergelstein [tonig, mit Schluffsteinlagen und -linsen], karbonatreich bis sehr karbonatreich, dunkelgrüngrau, Schluffstein hellgrau, schwach grünlich; linsig feingeschichtet, z.T. verbogene Lagen

MITTLERER BUNTSANDSTEIN, SOLLING-FOLGE

Stammen-Schichten

-272,00 m	Feinsandstein, karbonathaltig, nach unten karbonatreich, hellgrau, z.T. schwach grünlich, horizontalgeschichtet (Schichtung nicht deutlich erkennbar); fest zementiert, nur stellenweise etwas absandend; geklüftet (Klüfte 90°, geschlossen); Schichtlagerung 0–5°; mit dunkelgraugrünen, mm-dünnen Tonstein-Lagen, eingeschaltet in Abständen von ca. 10–20 cm (bei 271,5–272,0 m in Abständen von 2–10 cm), leicht wellig geschichtet, in einigen Lagen Trockenrisse (z.B. bei 271,9 m); z.T. mit dünnen Schluff- bis Feinsandlinsen und -laminae, bis 0,5 cm dick
-272,55 m	Fein- bis Mittelsandstein, karbonatreich (besonders karbonatreich in kleinen weißen Flecken: Karbonatzement oder umgelagerte Karbonatkonkretionen), hellgrünlichgrau, z.T. sehr schwach rötlich; flache Schrägschichtung (Schichtung nicht deutlich erkennbar); fest zementiert, schwach absandend, poröser als Hangendes; einzelne Klüfte (ca. 70–80°, geschlossen)
-272,85 m	Sandstein-Pelit-Wechselfolge [Feinsandstein und Schluffstein, mit vielen dünnen Tonsteinlaminae], karbonatfrei (ab hier bis zur Endteufe karbonatfrei), hellgrau, z.T. schwach grünlich; überwiegend Rippelgefüge, wellig-linsige Lagen, mit vielen dünnen Tonsteinlaminae bis 10 mm (meist 2–3 mm), wellig; am Top (272,55–272,64 m) Feinsandstein-Lage [schluffig]; bei 272,67–272,72 m Schluffsteinlinsen, wolkig deformiert, zwischen dunkelgrünen Tonsteinschlieren, insgesamt schlierig-wolkiges Gefüge; an der Basis (272,80–272,85 m) Tonstein-Lage, dunkelgrün, ungeschichtet-massig, mit Schluffsteinlinsen (isolierte Kleinrippeln, nach oben häufiger)
-273,75 m	Fein- bis Mittelsandstein [normal gradiert], karbonatfrei, hellgrau, flache Schrägschichtung; sehr porös, z.T. bis 1 cm große Löcher (Solling-typisch); im unteren Bereich geklüftet, unebene Kluffflächen, wahrscheinlich offene Klüfte (setzen sich ins Liegende fort)
-274,15 m	Feinsandstein [schluffig], karbonatfrei, hellgrüngrau, undeutlich horizontalgeschichtet, Schichtflächen mit grünem Schluff und viel Hellglimmer belegt; Klüfte 80–90° steil
-274,25 m	Tonstein [sehr schwach schluffig], karbonatfrei, grün, an der Basis sehr dunkel grün; ungeschichtet-massig; am Top helle Schluff-/Feinsandlinse (< 1 cm)
-275,00 m	Fein- bis Mittelsandstein [normal gradiert], karbonatfrei, hellgrau, flache Schrägschichtung; sehr porös, z.T. bis 1 cm große Löcher (Solling-typisch; wie 272,85–273,75 m); quarzitisches zementiert; sehr stark geklüftet (70–80°, unebene Kluffflächen, wahrscheinlich offene Klüfte, Gestein in senkrecht stehende lange Keile zerlegt; bei 274,55–275,00 m etwas feinkörniger, weniger porös, besonders hart zementiert; bei 275,00 m mehrfach totaler Spülungsverlust, Krone festgefahren, Abbruch der Bohrung
(Endteufe)	

THOMAS MÖRS¹

Wirbeltiere aus dem Miozän von Homberg/Ohm (Vogelsberg, Hessen)

Kurzfassung

Neue Funde fossiler Wirbeltierreste aus den miozänen Braunkohlethonen von Homberg/Ohm ergänzen die in den zwanziger Jahren des letzten Jahrhunderts gemachten Funde und erlauben eine genauere Aussage über die Altersstellung der Lagerstätte. Das Fossilmaterial, disartikulierte Knochen und Zähne von Kleinvertebraten, stammt aus einem Schurf sowie aus einer Kernbohrung und dokumentiert Fische, Amphibien, Reptilien, Vögel und Säugetiere. Die neuen Funde bestätigen die bisherige Annahme, dass es sich bei dem Homberger Vorkommen um die Ablagerungen eines Maarsees handelt. Die Säugetiere (Alt- und Neufunde zusammengefasst) deuten auf ein spätoligozänisches Alter der Fauna hin, die hier unter Vorbehalt mit der Neogen-Säugetiereinheit MN 5

Abstract

New fossil vertebrates have been found in Miocene, gastropod-bearing, lignitic clays near Homberg/Ohm. The site is situated in the northern part of the giant Miocene Vogelsberg volcanic complex, and is known as a fossil locality since long. The fossils, disarticulated bones and teeth of small vertebrates, come from a trial trench which was excavated in 1996 and from a drillhole, cored in 1997. The material is dominated by pharyngeal teeth, vertebrae, and skull bones of small cyprinid fishes (*Palaeoleuciscus*), and not yet determined anurans, represented mainly by vertebrae. Additionally, the material contains vertebrae of a salamander, alligator teeth (*Diplocynodon*), dermal plates of an anguillid lizard (*Ophisaurus*), a bird phalange, and numerous eggshell fragments. Among small mammals, a caudal vertebra and molar fragments document a water mole, probably *Mygalea*. A single molar can be attributed to the glirid *Prodryomys satus* and a tooth fragment belongs most likely to the pika *Prolagus oeningensis* which is the locality's best documented mammal according to older finds.

korreliert wird. Daraus ergibt sich eine stratigraphische Einstufung der Fundstelle in den Grenzbereich Unter-/Mittelmiozän (Reinbek bzw. frühes Baden).

Die neuen Funde werden zusammen mit den bereits publizierten und hier taxonomisch aktualisierten Altfunden diskutiert. Dabei wird Homberg/Ohm einerseits mit ähnlich entstandenen, oberoligozänen Ölschieferlagerstätten und andererseits mit altersmäßig passenden, miozänen Lokalitäten im Vogelsberg und der weiteren Umgebung verglichen. Die biostratigraphische Einstufung der Fundstelle wird diskutiert wie auch die Bedeutung von Homberg/Ohm für die überregionale Korrelation des europäischen kontinentalen Neogens.

The new finds, especially fishes and anurans, confirm the previous interpretation of the Homberg deposit as volcanic crater lake sediments. The still poor mammal record, including the published finds of *Prolagus oeningensis* and of the small ruminant artiodactyl *Lagomeryx ruetimeyeri* indicate a late Oligocene European Land Mammal Age, and the faunula is correlated here with some reservation to the Neogene Mammal Unit MN 5. Therefore the stratigraphic position of Homberg/Ohm is given as late Early Miocene/early Middle Miocene (Reinbekian resp. early Badenian).

The new finds are discussed together with the taxonomically updated older finds. Homberg/Ohm is compared with generic similar, late Oligocene oilshale deposits, as well as with stratigraphically comparable, Miocene localities of the Vogelsberg area and more distant regions. The biostratigraphic setting of the locality is discussed as well as its importance for the suparegional correlation of the continental European Neogene.

¹ Dr. T. Mörs (e-mail: thomas.moers@nrm.se), Swedish Museum of Natural History, Department of Palaeozoology; P.O. Box 50007, SE-104 05 Stockholm, Sweden

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	110
2 Die Wirbeltierfunde von Homberg/Ohm	111
2.1 Osteichthyes	111
2.2 Amphibia	113
2.3 Reptilia	113
2.4 Aves	114
2.5 Mammalia	114
3 Diskussion	116
3.1 Biostratigraphie	116
3.2 Paläoökologie	116
4 Zusammenfassung und Ausblick	117
5 Schriftenverzeichnis	118

1 Einleitung

Das Vorkommen von Wirbeltierresten in den Maarsedimenten von Homberg/Ohm ist seit den Arbeiten von HUMMEL & WENZ (1924) und HELLER (1933) bekannt. Abgesehen von dem Ölschiefer (Dysodyl), der vereinzelte Reste von Fischen und Froschlurchen geliefert hat, waren es vor allem die schneckenführenden Braunkohlentone, in denen Knochen und Zähne entdeckt wurden. Besonders häufig fanden sich auf der Halde des sogenannten Fett'schen Stollens, der 1923 nördlich Homberg/Ohm angelegt wurde, die Reste von Amphibien und Reptilien, insbesondere Froschlurch-Wirbel und Panzerplatten von Schildkröten. Von besonderem Interesse waren aber schon damals die Säugetierreste, da deren biostratigraphische Datierung nicht nur Auskunft über das Bildungsalter der Homberger Seesedimente, sondern auch zum Beginn des Vogelsberg-Vulkanismus geben sollte (HELLER 1933). Die unmittelbar bzw. fast zehn Jahre nach Einstellung der bergbaulichen Aktivitäten zutage geförderten Wirbeltierreste belegen allerdings nur wenige Taxa.

In den Jahren 1996 bis 1997 wurden erneut Geländearbeiten im damaligen Braunkohlen-Grubenfeld „Gute Hoffnung“ durchgeführt, um frisches Probenmaterial für geochemisch-mineralogische, sedimentologische und paläontologische Untersuchungen zu gewinnen. Zu diesem Zweck wurde zunächst im Juli 1996 SE des ehemaligen Stollens, am Hang unterhalb der Asklepios-Klinik ein ca. 2,60 m tiefer Schurf angelegt (TK 25, Bl. 5220 Kirtorf: R 35 00 039; H 56 22 527). Der Schurf hat limnische Sedimente aufgeschlossen, hauptsächlich Schluffe und Tone, mit eingeschalteten Feinsandlagen, fossilführenden Kalkmergeln und geringmächtigen kohligen Lagen. Insgesamt wurden fünf Profilabschnitte von mir beprobt und das gewonnene Sediment mit einer Siebmaschenweite von 0,5 mm

geschlämmt. Abgesehen von der tiefsten Probe (Profilabschnitt 2,22–2,62 m), die keinerlei Makrofossilien enthielt, und der Probe aus Profilabschnitt 1,55–1,70 m, die kaum Gastropodenschalen und keinerlei Wirbeltierreste geliefert hat, fanden sich in allen Proben Schnecken- und Vertebra- (siehe Tab. 1). Im

Tab. 1. Übersicht der Neufunde aus dem Miozän von Homberg/Ohm.

Teufe	Schurf	Bohrung
0,39–0,61 m	Gastropoda Cyprinidae: <i>Palaeoleuciscus</i> Salamandridae Anura Aves: Knochen Mammalia	
0,85–1,00 m	Gastropoda Cyprinidae: <i>Palaeoleuciscus</i> Amphibia	
1,55–1,70 m	Gastropoda	
1,70–1,82 m	Gastropoda: Limacidae Anura Aves: Eischalen Talpidae Gliridae: <i>Prodryomys</i>	
14,55 m		Carpoflora: <i>Stratiotes</i> Gastropoda Cyprinidae: <i>Palaeoleuciscus</i> Anura Alligatoridae: <i>Diplocynodon</i> Anguidae: <i>Ophisaurus</i> Talpidae: Desmaninae Ochotonidae: <i>Prolagus</i>

Profilabschnitt 1,70–1,82 m konnten außerdem die Schälchen von Limaciden nachgewiesen werden. Keine der Proben enthielt Carpoflora oder Oogonien von Characeen.

Im August 1997 wurden dann im Auftrag des damaligen Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (HLfB) durch die Fa. Bohr & Brunnenbau GmbH, Stedten zwei Kernbohrungen abgeteuft, um vollständigere Profile der Schichtenfolge zu erhalten sowie die räumliche Erstreckung der Homberger Seesedimente besser erfassen zu können. In der 32 m tiefen Bohrung B/97-BK 7 (TK 25, Bl. 5220 Kirtorf: R 35 00 070; H 56 22 460) wurde nach ANTONI et al. (1999) eine Abfolge überwiegend pyroklastischer Gesteine (brockiger Basalt, Tuffe/Tuffite) durchörtert. Untergeordnet wurden kaum verfestigte Sande, Schluffe und Tone angetroffen, die als Randfazies der Seeablagerungen angesehen werden können (ANTONI et al. 1999). Teilweise sind die (vulkanoklastischen) Sedimente kohlig ausgebildet und enthalten Pflanzenreste. Schneckenschalen-führende Kalkmergellagen wurden nicht erbohrt. Ab ca. 30 m wurde gebleichter Buntsandstein durchörtert. Die zweite, 27,70 m tiefe Kernbohrung B/97-BK 7A (TK 25, Bl. 5220 Kirtorf: R 35 00 070; H 56 22 710) hat eine vollständigere Seesediment-Abfolge mit fossilführenden Ölschiefen und Kalkmergeln durchörtert und in 24,00 m kaolinisierten Buntsandstein erreicht. Auf der geologischen Karte (DERSCH-HANSMANN & NESBOR 2002) ist diese Bohrung unter der Nummer 45 am westlichen Kartenrand vermerkt, die Seesedimente rangieren auf der Karte als „Seesedimente von Homberg/Ohm“. Anreicherungen von Gastropodenschalen fanden sich in den Kalkmergeln, aber auch in kohligem Tonen und im Ölschiefer. Im Ölschiefer fand sich auch eine Lage mit massenhaft Ostracodenschalen auf den Schichtflächen. Die mir zur

Bearbeitung überlassenen Frankezellen mit ausgelesenem Fossilmaterial aus dem fossilführenden Horizont bei 14,55 m enthielten außer zahlreichen Resten von Kleinvertebraten und Gastropoden vor allem Carpoflora, darunter viele Samen von *Stratiotes* (siehe Tab. 1).

Die neuen Sondierungen ergänzen das bekannte Fossilmaterial um weitere Taxa; wichtiger ist jedoch der Befund, dass bei einer gezielten Grabungskampagne mit erheblich mehr Wirbeltierfunden gerechnet werden kann. Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten fossilführenden Horizonte aus der Bohrung und aus dem Schurf weisen eine unterschiedliche Zusammensetzung in der Vertebratenfauna auf, was auf unterschiedliche Lebens- und Sedimentationsbedingungen im Homberger Maarsee hinweist. Der fossilführende Horizont in der Bohrung bei 14,55 m enthält viele Cypriniden- und Anurenreste; Reptil- und Mammalierreste sind dagegen deutlich seltener. Der Profilabschnitt 0,39–0,61 m des Schurfs hat massenweise Fischreste geliefert, dafür sind Säugetierknochen noch seltener und Reptilreste fehlen sogar völlig. Im Profilabschnitt 1,70–1,82 m des Schurfs fehlen die Fische, stattdessen sind Eierschalen von Vögeln und Säugerzähne häufiger. Der Profilabschnitt 0,85–1,00 m des Schurfs hat ausschließlich Cyprinidenreste geliefert, Tetrapoden inklusive der Anuren fehlen hier ganz.

Bei der folgenden, kommentierten Fossilliste handelt es sich um eine Zusammenstellung aller Wirbeltierfunde aus Homberg/Ohm. Es sind sowohl die Neufunde aus dem Schurf und aus der Kernbohrung B/97-BK 7A aufgeführt (gekennzeichnet mit einem *), als auch die hier taxonomisch aktualisierten, bereits von HELLER (1933) publizierten Altfunde (gekennzeichnet mit zwei **), deren Verbleib unbekannt ist.

2 Die Wirbeltierfunde von Homberg/Ohm

2.1 Osteichthyes

CYPRINIFORMES

Cyprinidae

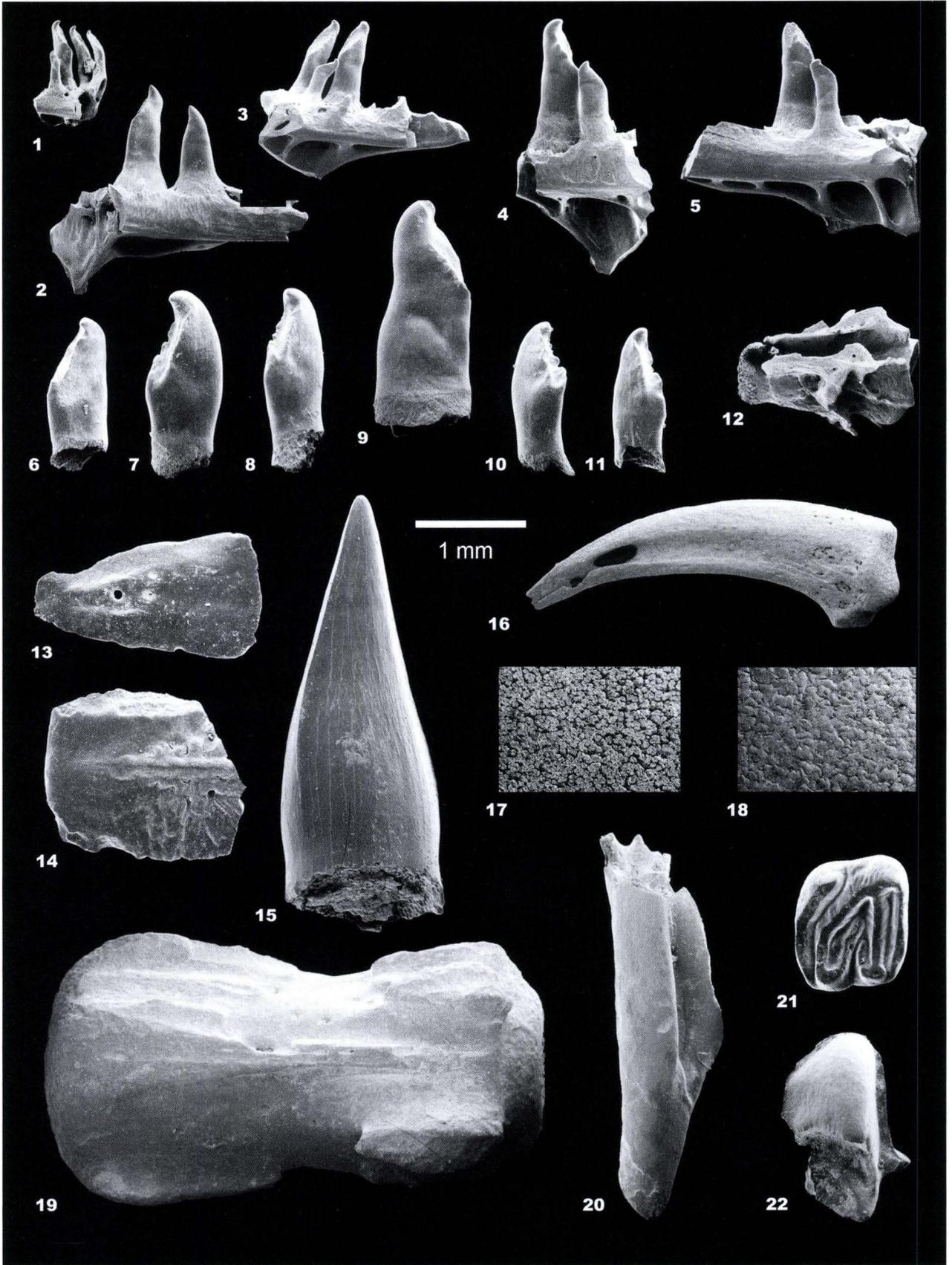
Palaeoleuciscus sp.*

(Taf. 1, Fig. 1–11)

HUMMEL & WENZ (1924) erwähnen vereinzelte Fischreste aus dem feinlaminieren Ölschiefer, nicht jedoch aus den geschlämmten Braunkohlentonen von der Halde. In der hier untersuchten wirbeltierführenden Lage aus der Bohrung bei 14,55 m fanden sich ebenso wie in zweien der drei fossilreichen Horizonte des Schurfs (Profilabschnitte 0,39–0,61 m und 0,85–1,00 m) zahlreiche Fischreste. Es handelt sich vor allem um Schädel- und Opercularknochen, Wirbel sowie massenweise Schlundzähne von Karpfenverwandten. Die durchweg kleinen Cypriniden-Schlundzähne lassen sich aufgrund ihrer Morphologie der Gattung *Palaeoleuciscus* zuordnen, eine

artliche Bestimmung des isolierten Zahnmaterials ist aber problematisch. Teilweise sitzen die Zähne noch an den Schlundknochen-Fragmenten. Viele der Schlundzähne zeigen jedoch eine resorbierte Wurzel, was darauf hinweist, dass sie zu Lebzeiten der Fische gewechselt wurden.

Schlundzähne von *Palaeoleuciscus* sp. sind eingehend von HIERHOLZER & MÖRS (2003) aus dem frühen Mittelmiozän (Neogen-Säugereinheit MN 5) von Hambach 6C in der Niederrheinischen Bucht und von GAUDANT (2000) aus dem Mittelmiozän von Sansan (MN 6) beschrieben worden. Der Nachweis von *Palaeoleuciscus* ist für die Rekonstruktion der paläoökologischen Bedingungen im Homberger Maarsee von Bedeutung, da diese kleinwüchsigen Cypriniden Stillwasser und oftmals eingeschränkte Lebensbedingungen anzeigen. Die ebenfalls miozäne, nur 17,5 km (Luftlinie) von Homberg entfernt gelegene Kieselgurlagerstätte von Beuern hat eine diversere Fischfauna geliefert, die von WEITZEL (1933) behandelt wurde. Außer einer Hecht- und einer Groppenart nennt



WEITZEL (1933) *Cyprinus priscus*, eine Art, die nach OBRHELOVÁ (1970) der von ihr aufgestellten Gattung *Palaeocarassius* zuzuordnen ist. TOBIEN (1960: 9) berichtet über Funde von Schlundzähnen und Knochen „kleinerer Weißfische“ aus dem Untermiozän von Ravolzhausen bei Hanau. In den ebenfalls durch Algenlaminite gekennzeichneten, oberoligozänen Maarseen Enspel im Westerwald (Paläogen-Säugereinheit MP 28) und Rott im Siebengebirge (MP 30) sind ebenfalls kleinwüchsige Cypriniden, *Palaeorutilus enspelensis* bzw. *P. papyraceus*, ausgesprochen häufig vertreten (MÖRS 1995, BÖHME 2000, GAUDANT 2002).

2.2 Amphibia

CAUDATA

Salamandridae

Salamandridae indet.*

(Taf. 1, Fig. 12)

Zwei fragmentierte Wirbel sind die ersten Nachweise von Schwanzlurchen in Homberg. Die kleinen Wirbel (L = 2,0 mm und 2,5 mm) lassen sich aufgrund ihrer charakteristischen Morphologie Salamandern zuordnen. Beide stammen aus einem der fossilreichen Horizonte des Schurfs, der zahlreiche Fisch- und Amphibienreste geliefert hat (Profilabschnitt 0,39–

0,61 m). Salamandriden sind mit mehreren Arten aus den oberoligozänen bzw. mittelmiozänen Fundstellen Enspel (MP 28), Rott (MP 30) und Hambach 6C (MN 5) belegt (MÖRS 1995, 2002, MÖRS et al. 2000, MÖRS & KOENIGSWALD 2000). TOBIEN (1963) erwähnt Schwanzlurche (Molche und Molchlarven) aus der mittelmiozänen Kieselgur von Beuern.

ANURA

Anura indet.*/**

Bereits HUMMEL & WENZ (1924) und HELLER (1933) erwähnen die Häufigkeit von Anurenresten, vor allem Wirbel, in den Homberger Maarsedimenten. In dem hier untersuchten Material stellen die Froschlurche neben den Fischen bei weitem die meisten Fossilreste; auffällig sind auch hier die zahlreichen Wirbelfragmente. Sowohl in der fossilführenden Lage der Bohrung bei 14,55 m als auch in zweien der drei fossilreichen Horizonte des Schurfs (Profilabschnitte 0,39–0,61 m und 1,70–1,82 m) sind zahlreiche Anurenreste vorhanden. Leider sind die Knochen in der Regel so stark fragmentiert, dass bisher eine genauere Bestimmung nicht möglich ist.

Zu erwarten wären im Homberger Maarsee vor allem Palaeobatrachiden. Diese aquatischen Anuren sind in den oberoligozänen Seeablagerungen von Rott besonders häufig (MÖRS 1995). Andere zu erwartende Froschlurche sind Discoglossiden, Pelobatiden und Raniden, die entweder in Enspel oder Rott, oder in Hambach 6C nachgewiesen worden sind (MÖRS 1995, 2002, MÖRS et al. 2000, MAUS & WUTTKE 2004). Im Bereich des Vogelsberges sind Anuren aus der untermiozänen Fundstelle Ehzell und aus der Kieselgur von Beuern bekannt (TOBIEN 1955, 1963).



Taf. 1. Vertebraten aus dem Miozän von Homberg/Ohm, Vogelsberg. Maßstab für alle Figuren 1 mm.

- Fig. 1–3.** *Palaeoleuciscus* sp., Schlundknochen-Fragment sin. mit Schlundzähnen; Schurf 0,39–0,61 m.
Fig. 4–5. *Palaeoleuciscus* sp., Schlundknochen-Fragment dext. mit Schlundzähnen; Schurf 0,39–0,61 m.
Fig. 6–8. *Palaeoleuciscus* sp., isolierte Schlundzähne sin.; Schurf 0,85–1,00 m.
Fig. 9–11. *Palaeoleuciscus* sp., isolierte Schlundzähne dext.; Schurf 0,85–1,00 m.
Fig. 12. Salamandridae indet., Wirbelfragment; Schurf 0,39–0,61 m.
Fig. 13. *Ophisaurus* sp., Osteoderme, Innenansicht; Bohrung B/97-BK 7A bei 14,55 m.
Fig. 14. *Ophisaurus* sp., Osteoderme, Außenansicht; Bohrung B/97-BK 7A bei 14,55 m.
Fig. 15. *Diplocynodon* sp., Zahn von lingual; Bohrung B/97-BK 7A bei 14,55 m.
Fig. 16. Aves indet., Endphalange; Schurf 0,39–0,61 m.
Fig. 17. Aves indet., Eierschalen-Fragment, Innenansicht; Schurf 1,70–1,82 m.
Fig. 18. Aves indet., Eierschalen-Fragment, Außenansicht; Schurf 1,70–1,82 m.
Fig. 19. Desmaninae indet., Caudalwirbel; Bohrung B/97-BK 7A bei 14,55 m.
Fig. 20. *Prolagus oeningensis* (KÖNIG 1825), p/m-Fragment dext.; Bohrung B/97-BK 7A bei 14,55 m.
Fig. 21. *Prodryomys satus* MAYR 1979, M1 dext.; Schurf 1,70–1,82 m.
Fig. 22. Talpidae indet., m-Fragment dext.; Schurf 1,70–1,82 m.

2.3 Reptilia

CHELONIA

Testudines indet.**

Panzerbruchstücke von Schildkröten sind nach HUMMEL & WENZ (1924) und HELLER (1933) die häufigsten Wirbeltierfossilien in Homberg. Leider gibt es keine näheren Hinweise, um welche Taxa es sich handelt, noch werden Abbildungen gegeben. Zu erwarten sind neben Landschildkröten vor allem Vertreter der Chelydridae, Emydidae, Trionychidae und Carettochelyidae. Diese Süßwasserschildkröten sind auch aus den Fundstellen Rott bzw. Hambach 6C bekannt (MÖRS 1998, KLEIN & MÖRS 2003, JOYCE et al. 2004). Im Homberger Maarsee würde man wie in Rott vor allem *Chelydropsis* als vorherrschende Form erwarten, da diese Schnappschildkröte anscheinend ruhige Gewässer bevorzugt hat. Ehzell und Climbach sind weitere Miozän-Fundstellen im Vogelsberg, aus denen Schildkrötenreste bekannt sind (TOBIEN 1955, 1963).

CROCODYLIA

Alligatoridae

Diplocynodon sp.*/**

(Taf. 1, Fig. 15)

Zähne und Osteodermen-Fragmente von Krokodiliern fanden sich nach HUMMEL & WENZ (1924) und HELLER (1933) vereinzelt auf der Halde des Fett'schen Stollens. Auch bei der Neuuntersuchung konnten zwei kleine Krokodilzähnen geborgen werden; eines stammt aus dem fossilreichen Horizont der Bohrung bei 14,55 m, bei dem anderen handelt es sich um einen Oberflächenfund. Die Wurzel des kleineren, aus der Bohrung stammenden Zahns (Kronenhöhe ca. 3 mm) ist resorbiert, was darauf hinweist, dass er im Rahmen des normalen Zahnwechsels ersetzt wurde. Bei dem anderen, etwas größeren Exemplar (Kronenhöhe > 7 mm) ist die Wurzel und ein Teil der Krone weggebrochen. Beide Zahnkronen zeigen an der Mesial- und Distalseite die für *Diplocynodon* charakteristische Schneidekante. Aus stratigraphischen Gründen kommt ebenfalls nur dieser Alligatoride in Betracht. Die Gattung *Diplocynodon* ist nördlich des Mainzer Beckens in den oberoligozänen Fundstellen Enspel, Kärlich und Rott sowie in der mittelmiozänen Lokalität Hambach 6C nachgewiesen worden (BÖHME & LANG 1991, HEIZMANN & MÖRS 1994, MÖRS et al. 2000, MÖRS & KOENIGSWALD 2000). TOBIEN (1963) erwähnt Krokodilreste aus der nur 15 km (Luftlinie) von Homberg entfernten, miozänen Fundstelle Climbach.

SQUAMATA

Anguidae

Ophisaurus sp.*

(Taf. 1, Fig. 13–14)

Zwei Osteodermen aus dem fossilreichen Horizont der Bohrung bei 14,55 m belegen erstmalig die Anwesenheit von Panzerschleichen am Homberger Maarsee. Die mit ca. 2 mm Länge auffallend kleinen Knochenplättchen besitzen die für *Ophisaurus* charakteristische Oberflächenskulptur mit einem ausgeprägten Mittelgrad. Die glatte Gleitfläche im cranialen Teil nimmt etwa ein Drittel des Plättchens ein. Beide Osteodermen zeigen auf der Innenfläche deutlich die Öffnungen der Markkanäle, bei einem Exemplar ist auf der skulpturierten Außenseite die Mündung eines solchen Kanals ebenfalls gut erkennbar. Diese Osteoderme ist rechteckig (der posteriore Rand ist weggebrochen) und besitzt dorsolateral (auf der rechten Seite) eine schräg abfallende Anschlussfläche; es handelt sich daher um eine Platte der linken Körperseite. Das andere Exemplar ist auffallend schmal und anterior breiter als posterior. Es besitzt anstelle der lateralen Anschlussfläche auf der Außenseite zwei laterale Gleitflächen auf der Innenseite. Vergleichbare *Ophisaurus*-Osteodermen sind aus den bereits für *Diplocynodon* genannten Lokalitäten Kärlich, Rott und Hambach 6C beschrieben worden (HEIZMANN & MÖRS 1994, MÖRS

1995, MÖRS et al. 2000). Im Gebiet des Vogelsbergs sind *Ophisaurus*-Reste bereits aus Echzell bekannt (TOBIEN 1955).

Serpentes

Serpentes indet.**

Schlangen konnten in dem neuen Probenmaterial nicht nachgewiesen werden. Der bisher einzige Wirbel wurde von HELLER (1933) unter Vorbehalt zu der aus dem Unter- bis Mittelmiozän (MN 4–6) von Eichstätt in Süddeutschland beschriebenen Colubriden *Protropidonotus neglectus* SCHLOSSER 1916 gestellt. Ob der Schlangenwirbel tatsächlich von einer Natter stammt, oder einer anderen Gattung zugeordnet werden muss, wurde bereits von HELLER (1933) diskutiert. Nach SZYNDLAR & BÖHME (1993) handelt es sich bei *P. neglectus* ohnehin um ein Nomen dubium; die Wirbel repräsentieren ihrer Ansicht nach eher einen Vertreter der elapiden Gattung *Naja* als eine natrixine Schlange. Ähnliche Wirbel sind aus verschiedenen oberoligozänen, unter- und mittelmiozänen Fundstellen Deutschlands beschrieben worden, unter anderem auch aus dem Mainzer Becken (SZYNDLAR & BÖHME 1993). Nördlich des Mainzer Beckens hat vor allem Hambach 6C zahlreiche Schlangenwirbel geliefert, die mehrere Arten belegen (MÖRS et al. 2000).

2.4 Aves

Aves indet.*

(Taf. 1, Fig. 16–18)

Vögel können hier erstmalig in den Homberger Seesedimenten nachgewiesen werden, allerdings sind außer einer kleinen Endphalange nur Eierschalen-Fragmente überliefert. Deutlich unterschiedliche Schalendicken weisen auf zwei Taxa hin. Das Eierschalen-Material stammt aus dem Schurf und ist dort in einem Horizont (Profilabschnitt 1,70–1,82 m) recht häufig. Die Vogelkralle stammt ebenfalls aus dem Schurf (Profilabschnitt 0,39–0,61 m).

Vogelreste, zumal systematisch bestimmbare Knochen, sind in den meisten hier zum Vergleich herangezogenen Fundstellen die Ausnahme. Im Vogelsberg sind Vogelreste bisher nur aus Climbach bekannt gewesen, häufiger scheinen Vogelknochen in Ravalzhausen zu sein (TOBIEN 1960, 1963). Taxonomisch verwertbare Vogelfossilien kennt man aus Enspel und Hambach 6C (MAYR 2001, DALSAÄTT et al. 2006). Die von dort beschriebenen aquatischen Formen wie Kormoran, Schlangenhalsvogel, Ente und Ralle sind auch im Homberger Maarsee zu erwarten.

2.5 Mammalia**LIPOTYPHLA**

Talpidae

Desmaninae indet.*

(Taf. 1, Fig. 19)

Aus dem vertebratenführenden Horizont der Bohrung bei 14,55 m stammt ein etwas abgerollter Schwanzwirbel, der aufgrund seiner charakteristischen Morphologie eindeutig einem Desman zugesprochen werden kann. Da die Epiphysenfugen geschlossen sind, handelt es sich um den Wirbel eines adulten Tieres. Die geringen Dimensionen (L x B: 4,74 x 2,52 mm) des Caudalwirbels dokumentieren eine kleinwüchsige Desman-Spezies in Homberg. Mit *Mygalea cf. antiqua* ist auch in der mittelmiozänen Fundstelle Hambach 6C ein kleinwüchsiger Desman nachgewiesen (ZIEGLER & MÖRS 2000). Reste von Desmanen sind in den Homberger Maarsedimenten durchaus zu erwarten, da diese aquatisch angepassten Insektivoren typische Faunenelemente limnisch-fluviatiler Milieus sind.

Talpidae indet.*/**
(Taf. 1, Fig. 22)

Bereits HUMMEL & WENZ (1924) und HELLER (1933) erwähnen den linken Unterkieferast mit p4–m1 bzw. das Humerusfragment eines kleinen, nicht näher bestimmten Talpiden. Aus einem der fossilreichen Horizonte des Schurfs (Profilabschnitt 1,70–1,82 m) stammt nun als weiterer Talpiden-Beleg das Fragment eines unteren rechten Molaren. Leider ist nur der posteriore Teil des Talonids vorhanden mit dem Hypoconid und Entoconid sowie dem Hintercingulum mit Entostylid. Da das Zähnchen gänzlich unabgekaut ist, liegt wahrscheinlich der Rest eines Zahnkeims vor. Aufgrund der Zahnmorphologie handelt es sich eindeutig um einen Vertreter der Talpidae, möglicherweise um einen Desman. Auch von der Größe her passt das Fragment gut zu *Mygalea cf. antiqua* aus dem Mittelmiozän von Hambach 6C (ZIEGLER & MÖRS 2000). Ein zweites, identisches Molarenfragment liegt als etwas schlechter erhaltener Oberflächenfund (Maulwurfshügel!) vor.

RODENTIA
Gliridae
Prodryomys satus* MAYR 1979
(Taf. 1, Fig. 21)

Untere und obere Schneidezähne von Nagetieren wurden schon von HUMMEL & WENZ (1924) und HELLER (1933) unter Vorbehalt als Gliriden-Incisiven angesprochen. Einer der fossilreichen Horizonte des Schurfs (Profilabschnitt 1,70–1,82 m) hat nun ebenfalls Incisivenfragmente geliefert, vor allem aber ein Backenzähnchen, das eindeutig von einem Schläfer stammt. Es handelt sich um einen oberen rechten, ersten Molaren, der aufgrund des Musters der Schmelzleisten auf der Kaufläche zu *Prodryomys* gestellt werden kann. Aufgrund der Zahnmorphologie wie auch der Maße lässt sich der kleine M1 (L x B: 1,00 x 1,18 mm) der Art *P. satus* zuordnen. Der Nachweis dieser Gliriden-Art ist für die biostratigraphische Einstufung der Homberger Seesedimente von großer Bedeutung, da

P. satus in Süddeutschland auf die Neogen-Säugereinheiten MN 4b bis MN 5 und damit auf den Grenzbereich Unter-/Mittelmiozän beschränkt ist (WU 1990). Weiter nördlich ist diese Schlafmaus bisher nicht nachgewiesen worden.

LAGOMORPHA
Ochotonidae
Prolagus oeningensis* (KÖNIG 1825)*/*
(Taf. 1, Fig. 20)

Mit je einem zahntragenden Ober- und Unterkieferfragment (mit P3–M1, p4–m1), zwei oberen und einem unteren Prämolaren sowie einem unteren Incisiv (HUMMEL & WENZ 1924, HELLER 1933) ist die Pfeifhasen-Art *P. oeningensis* das bestdokumentierte Säugetier aus Homberg/Ohm. Aus dem vertebratenführenden Horizont der Bohrung bei 14,55 m stammt ein weiterer Beleg dieses Ochotoniden. Es handelt sich um das Posterolophid eines rechten Prämolaren oder Molaren. *P. oeningensis* ist für die biostratigraphische Einstufung der Homberger Maarsedimente von Bedeutung, da diese Lagomorphen-Spezies auf die Neogen-Säugereinheiten MN 5 bis MN 9 beschränkt ist (BOON-KRISTKOIZ & KRISTKOIZ 1999) und damit ein früh-mittelmiozänes bis früh-obermiozänes Bildungsalter anzeigt. *Prolagus* ist nach TOBIEN (1955) auch in Echzell vertreten.

ARTIODACTYLA
Cervidae
Lagomeryx ruetimeyeri* THENIUS 1948*

Die einzigen sicher zuzuordnenden Großsäugerreste aus Homberg stammen von einem frühen Hirsch-Verwandten. Es handelt sich um einen rechten Astragalus sowie um einen vierten Prämolaren und dritten Molaren der Unterkieferbe-zahnung, die HELLER (1933) mit Verweis auf geringe morphologische Unterschiede zu Material aus Göriach in der Steiermark als *Lagomeryx aff. meyeri* HOFMANN bestimmt hat. Diese aus Göriach beschriebene Art ist mittlerweile mit *L. ruetimeyeri* synonymisiert worden. Der Homberger m3 passt nach den von HELLER (1933) angegebenen Maßen gut zu *L. ruetimeyeri*. Dieser kleinwüchsige Cervide ist für die biostratigraphische Einstufung der Homberger Seesedimente von großer Bedeutung, da *L. ruetimeyeri* auf die Neogen-Säugereinheiten MN 4 bis MN 6 und damit auf das höhere Untermiozän und das Mittelmiozän beschränkt ist (RÖSSNER 1998). *Lagomeryx* ist auch in der mittelmiozänen Fundstelle Hambach 6C nachgewiesen (MÖRS et al. 2000).

Artiodactyla indet.**

Ein weiterer, etwas kleinerer Astragalus konnte von HELLER (1933) nur als nicht näher bestimmbarer Paarhufer angesprochen werden. Seiner Abbildung zufolge (HELLER 1933: Taf. II,

Fig. 7) könnte das Rollbein von einem Traguliden oder einem Palaeochoeriden stammen. Traguliden der Gattung *Dorcatherium* sind im Mittelmiozän von Hambach 6C ausgesprochen häufige Faunenelemente und mit *Taucanamo sansaniense* ist

dort ebenfalls ein Palaeochoeride nachgewiesen (MÖRS et al. 2000). Reste eines mittelgroßen *Dorcatherium* sind von TOBIEN (1963) auch aus der Kieselgur von Beuern beschrieben worden.

3 Diskussion

3.1 Biostratigraphie

Für die biostratigraphische Einstufung der Homberger Maarsedimente sind vor allem die Säugetiere von Bedeutung. Von den drei artlich bestimmten Säugern handelt es sich bei zwei Spezies um spätäolische Faunenelemente. Der Gliride *Prodryomys satus* ist aus den süddeutschen MN 5-Fundstellen Sandelzhausen, Puttenhausen und Schönenberg bekannt, kleinere Molaren aus der MN 4b-Lokalität Rembach werden ebenfalls zu dieser Spezies gestellt (WU 1990). Die stratigraphische Reichweite des Cerviden *Lagomeryx ruetimeyeri* wird von RÖSSNER (1998) mit MN 4 bis MN 6 angegeben. Nach GENTRY et al. (1999: 254) ist diese Art sogar nur auf die Neogen-Säugereinheiten MN 4 bis MN 5 beschränkt. Der Ochotonide *Prolagus oeningensis* ist ein charakteristisches Faunenelement des Astaraciums, tritt aber bereits in MN 5 auf (BOON-KRISTKOIZ & KRISTKOIZ 1999).

Damit lässt sich die Homberger Fauna unter Vorbehalt mit der Neogen-Säugereinheit MN 5 korrelieren, was dem Grenzbereich Unter-/Mittelmiozän (Reinbekium nach der Nordseebecken-Gliederung, frühes Badenium nach der Paratethys-Gliederung) entspricht (STEININGER 1999). Dabei muss jedoch berücksichtigt werden, dass die Datenbasis für die biostratigraphische Datierung noch sehr bescheiden ist. Einerseits liegt das Material von *L. ruetimeyeri* nicht vor, andererseits ist *P. satus* nur durch einen einzigen Molaren repräsentiert. Zudem handelt es sich hierbei um eine seltene Gliriden-Spezies, die weder aus der Referenzlokalität für MN 5, Pontlevoy in Frankreich, noch aus der mit 10 (!) Gliriden-Arten sehr diversen Fauna von Hambach 6C bekannt ist (BRUIJN et al. 1992, MÖRS et al. 2000). Dennoch stimmt die vorläufige Säugetierstratigraphische Einstufung gut mit dem Alter der Homberger Molluskenfauna überein, die nach HUMMEL & WENZ (1924) vergleichbar ist mit der von Undorf bei Regensburg, einer weiteren MN 5-Lokalität (FEJFAR & KALTHOFF 1999).

HOTTENROTT (1988), der die mittelhessischen Tertiärvorkommen palynologisch untersucht hat, gliedert innerhalb der jüngeren intrabasaltischen Sedimentserie des Vogelsberges das etwas ältere Homberger Bild vom typisch mittelmiozänen (M 3) Salzhausener Sporenbild ab. Er stellt die Salzhausener

Schichten (M 3) u.a. mit Bezug auf die Säugerfunde von Beuern, dessen Dysodyl ebenfalls ein Homberger Sporenbild besitzt, in das Badenium. Auf den ersten Blick ergibt sich somit zwar eine gute Übereinstimmung zwischen Säugetierstratigraphischer und palynologischer Einstufung, allerdings stellt HOTTENROTT (1988) das Prososthenienbild (M 2) in das höhere Untermiozän bis tiefe Mittelmiozän. Sollten weitere Säugerfunde aus Homberg die provisorische Korrelation mit MN 5 bestätigen, wäre diese Lokalität sehr geeignet, die paläozoologische mit der palynologischen Stratigraphie abzugleichen.

3.2 Paläoökologie

Aussagen zur Paläoökologie der Homberger Wirbeltierfauna müssen beim gegenwärtigen Kenntnisstand zwangsläufig einen sehr provisorischen Charakter haben. Dass bisher erst eine Cypriniden-Spezies nachgewiesen werden kann spricht dafür, dass es sich beim Homberger See um ein vom regionalen Entwässerungsnetz weitgehend abgetrenntes Gewässer gehandelt hat, was bei einem Maarsee ja zu erwarten ist. Darauf weist auch die große Anzahl der *Palaeoleuciscus*-Reste hin. Es dürften am Homberger Maarsee ähnliche Bedingungen wie an dem von MÖRS (1995) untersuchten Rotter See geherrscht haben, dessen spätere Seephase durch einen relativ hohen Eintrag semiaquatischer bis terrestrischer Faunenelemente gekennzeichnet sind. In dieses Bild passen die vielen Anurenknochen ebenso wie die übrige, bisher noch spärlich nachgewiesene Herpetofauna sowie der aquatisch angepasste Insektenfresser aus der Gruppe der Desmane. Das kleine Hirschlein *Lagomeryx* und die Schlafmaus *Prodryomys* kann man sich gut als Bewohner eines den Maarsee umgebenden Sumpfwaldes vorstellen. Trockenere Habitate sind für den Pfeifhasen *Prolagus* zu fordern. Das anscheinend häufigere Vorkommen dieses Taxons in Homberg steht in deutlichem Gegensatz zu der Seltenheit von Ochotoniden in der altersmäßig vergleichbaren Fundstelle Hambach 6C, die eine reiche Fauna mit aquatischen, semiaquatischen sowie Sumpfwald-bewohnenden Formen eines ästuarinen Lebensraumes geliefert hat (MÖRS et al. 2000).

4 Zusammenfassung und Ausblick

Die neuen Vertebratenfunde aus Homberg/Ohm haben die von HUMMEL & WENZ (1924) und HELLER (1933) genannte Fauna teilweise bestätigt und um einige Taxa erweitert. *Palaeoleuciscus* ist ausgesprochen zahlreich vertreten und das bisher einzige Fischtaxon des Maarsees. Über die zahlreich vorhandenen Froschlurch-Reste lassen sich auch weiterhin keine genaueren Angaben machen, allerdings wird das Spektrum der Amphibien um einen Salamander bereichert. Seltsamerweise finden sich in dem vorliegenden, neuen Fossilmaterial keine Belege für die anscheinend häufigen Schildkröten (HUMMEL & WENZ 1924, HELLER 1933), dafür erstmalig Anguiden-Osteodermen. Bemerkenswert sind die zahlreichen Eischalen-Fragmente (Profilabschnitt 1,70–1,82 m), diese lassen auch auf entsprechende Nachweise von Vögeln hoffen. Bei den Säugetieren kann erstmalig ein Desman, möglicherweise *Mygalea cf. antiqua*, sowie ein kleiner Gliride, *Prodryomys satus*, nachgewiesen werden.

Dieser Einblick in eine artlich sicher sehr viel diversere Wirbeltierfauna lässt den Schluss zu, dass es sich bei dem Homberger See tatsächlich um einen Maarsee gehandelt hat, wie dies schon von HUMMEL & WENZ (1924) angenommen wurde. Umgeben wurde der See von einem feuchten Waldbiotop (?Sumpfwald) mit trockeneren Standorten. Das von HUMMEL & WENZ (1924) bzw. HELLER (1933) mit „Tortonien“ und „Obermiozän“ angegebene Alter der Maarsedimente lässt sich dank der (leider noch spärlichen) Säugetierfunde und unserer heutigen, erheblich verbesserten Kenntnis der kontinentalen Neogen-Stratigraphie korrigieren und in den Grenzbereich Unter-/Mittelmiozän, also Reinbekium bzw. frühes Badenium einstufen, was allerdings durch weitere Säugetier-Taxa abzusichern ist.

Die Faunenliste zeigt, dass der Homberger Maarsee als Lebensraum, aber auch als Ablagerungsraum für die Reste von Tieren aus verschiedenen Habitaten gedient hat. Vergleicht man die Fauna von Homberg/Ohm mit der etwa altersgleichen Wirbeltierfundstelle Hambach 6C in der Niederrheinischen Bucht, die mehr als 70 Taxa allein bei den Säugetieren (!) geliefert hat, so wird deutlich, dass man im Unter-/Mittelmiozän auch für das Vogelsberg-Gebiet mit einer erheblichen Biodiversität rechnen muss. Dass auch quantitativ mit ausgesprochen ergiebigen Fundstellen gerechnet werden kann, hat erst kürzlich eine Studie an Fossilmaterial aus Echzell, der bisher reichsten miozänen Wirbeltierfundstelle des Vogelsberges, gezeigt (PINEKER & MÖRS in Vorb.).

Eine umfangreichere Säugerfauna aus Homberg wäre aber nicht nur für eine besser abgesicherte und präzisere biostratigraphische Einstufung der Maarsedimente mithilfe der MN-Einteilung von großer Bedeutung – viel wichtiger ist das Potenzial dieser Fundstelle, nämlich die Säugetier-, Mollusken- und Sporomorphenstratigraphien miteinander abzugleichen und die biostratigraphische Einstufung mit einer radiometri-

schen Datierung des überlagernden Basaltes zu verknüpfen. Damit wäre Homberg/Ohm eine der wenigen MN 5-Fundstellen, für die ein numerisches Alter angegeben werden könnte, was wiederum für die überregionale Korrelation des europäischen kontinentalen Neogens von großer Bedeutung wäre.

Danksagung: Besonders danken möchte ich Dipl.-Geol. W. Schiller (Univ. Frankfurt a.M.), der dieses Projekt initiiert hat, und dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG, Wiesbaden) für das Überlassen des Fossilmaterials aus der Kernbohrung B/97-BK 7A. Für die tatkräftige Mitarbeit bei der Anlage des Schurfes danke ich folgenden Kollegen: cand. geol. H. Antoni (Univ. Frankfurt a.M.), Dr. M. Dersch-Hansmann (HLUG, Wiesbaden), Dr. M. Hottenrott (HLUG, Wiesbaden), Dipl.-Geol. A. Kött, Prof. Dr. E. Martini (Univ. Frankfurt a.M.) und Dipl.-Geol. W. Schiller (Univ. Frankfurt a.M.). Dr. M. Hottenrott (HLUG, Wiesbaden) sei für Literatur und Kartenmaterial sowie für die kritische Durchsicht des Manuskriptes gedankt und Dr. G.E. Rössner (Bayer. Staatsslg. München) für hilfreiche Hinweise. G. Oleschinski (Univ. Bonn) und M. Hellbom (NRM, Stockholm) danke ich für das Anfertigen der Fotografien und der Tafel. Last but not least sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft für finanzielle Unterstützung im Rahmen des Bonner Sonderforschungsbereiches SFB 350 gedankt.

Liste der Vertebraten-Funde in Homberg/Ohm (* Neufunde, ** Altfunde)

OSTEICHTHYES	AVES
CYPRINIFORMES	Aves indet.*
Cyprinidae	MAMMALIA
<i>Palaeoleuciscus</i> sp.*	LIPOTYPHILA
AMPHIBIA	Talpidae
CAUDATA	Desmaninae indet.*
Salamandridae	Talpidae indet.*/**
Salamandridae indet.*	RODENTIA
ANURA	Gliridae
Anura indet.*/**	<i>Prodryomys satus</i>
REPTILIA	MAYR 1979*
CHELONIA	LAGOMORPHA
Testudines indet.**	Ochotonidae
CROCODYLIA	<i>Prolagus oeningensis</i>
Alligatoridae	(KÖNIG 1825)*/**
<i>Diplocynodon</i> sp.*/**	ARTIODACTYLA
SQUAMATA	Cervidae
Anguidae	<i>Lagomeryx ruetimeyeri</i>
<i>Ophisaurus</i> sp.*	THENIUS 1948**
Serpentes	Artiodactyla indet.**
Serpentes indet.**	

5 Schriftenverzeichnis

- ANTONI, H., FISCHER, A. & SCHILLER, W. (1999): Mineralogische und sedimentologische Untersuchungen einer intravulkanischen Seesediment-Abfolge aus dem Miozän bei Homberg/Ohm im Vogelsberg. – In: HOPPE, A. & ABEL, H. (Hrsg.): Geotope – lesbare Archive der Erdgeschichte. – Schriften. dt. geol. Ges., **7**: 19–20; Hannover.
- BÖHME, M. (2000): Die Cypriniden (Teleostei: Cyprinidae) des oberoligozänen Maars von Enspel nebst Bemerkungen zur Phylogenie und Biogeographie der Phoxininae. – Paläont. Z., **74** (1/2): 99–112; Stuttgart.
- BÖHME, W. & LANG, M. (1991): The reptilian fauna of the Late Oligocene locality Rott near Bonn (Germany) with special reference to the taxonomic assignment of „*Lacerta*“ *rottensis* VON MEYER, 1856. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1991** (9): 515–525; Stuttgart.
- BOON-KRISTKOIZ, E. & KRISTKOIZ, A.R. (1999): Order Lagomorpha. – In: RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (Hrsg.): The Miocene Land Mammals of Europe: 259–262; München (Pfeil).
- BRUIJN, H. DE, DAAMS, R., DAXNER-HÖCK, G., FAHLBUSCH, V., GINSBURG, L., MEIN, P. & MORALES, J. (1992): Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reischensburg 1990. – Newsl. Stratigr., **26** (2/3): 65–118; Berlin.
- DALSÄTT, J., MÖRS, T. & ERICSON, P.G.P. (2006): Fossil birds from the Miocene and Pliocene of Hambach (NW Germany). – Palaeontographica, **A 277** (1–6): 113–121; Stuttgart.
- DERSCH-HANSMANN, M. & NESBOR, D. (2002): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5220 Kirtorf. – Wiesbaden.
- FEJFAR, O. & KALTHOFF, D.C. (1999): Aberrant cricetids (placanthomyines, Rodentia, Mammalia) from the Miocene of Eurasia. – Berliner geowiss. Abh., **E 30**: 191–206; Berlin.
- GAUDANT, J. (2000): Lichthyofaune de Sansan: signification paléocologique et paléobiogéographique. – In: GINSBURG, L. (ed.): La faune miocène de Sansan et son environnement. – Mém. Mus. natl. Hist. nat., **183**: 155–175; Paris.
- GAUDANT, J. (2002): Nouvelles recherches sur l'ichthyofaune des lignites feuilletés oligocènes de Rott, Stößchen am Minderberg et Orsberg (Siebengebirge, Allemagne). – Palaeontographica, **A 265** (5–6): 121–177; Stuttgart.
- GENTRY, A.W., RÖSSNER, G.E. & HEIZMANN, E.P.J. (1999): Suborder Ruminantia. – In: RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (Hrsg.): The Miocene Land Mammals of Europe: 225–258; München (Pfeil).
- HEIZMANN, E.P.J. & MÖRS, T. (1994): Neue Wirbeltierfunde aus dem Oberoligozän der Tongrube Kärlich und ihre Bedeutung für die Tertiär-Stratigraphie des Neuwieder Beckens (Rheinland-Pfalz, Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **192** (1): 17–36; Stuttgart.
- HELLER, F. (1933): Wirbeltierreste aus der obermiozänen Maar-Ausfüllung von Homberg a.d. Ohm. – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., Naturwiss. Abt., **15**: 248–255; Gießen.
- HIERHOLZER, E. & MÖRS, T. (2003): Cypriniden-Schlundzähne (Ossteichthyes: Teleostei) aus dem Tertiär von Hambach (Niederrheinische Bucht, NW-Deutschland). – Palaeontographica, **A 269** (1–3): 1–38; Stuttgart.
- HOTTENROTT, M. (1988): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 113–168; Wiesbaden.
- HUMMEL, K. & WENZ, W. (1924): Eine Maar-Ausfüllung mit obermiocäner Schneckenfauna bei Homberg a. d. Ohm im nördlichen Vogelsberg. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. hess. geol. L.-Anst., V. Folge, **6**: 285–298; Darmstadt.
- JOYCE, W.G., KLEIN, N. & MÖRS, T. (2004): Carettochelyine turtle from the Neogene of Europe. – Copeia, **2004** (2): 406–411; Lawrence.
- KLEIN, N. & MÖRS, T. (2003): Die Schildkröten (Reptilia: Testudines) aus dem Mittel-Miozän von Hambach (Niederrheinische Bucht, NW-Deutschland). – Palaeontographica, **A 268** (1–3): 1–48; Stuttgart.
- MAUS, M. & WUTTKE, M. (2004): The ontogenetic development of *Pelobates* cf. *decheni* tadpoles from the Upper Oligocene of Enspel (Westerwald/Germany). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **232** (2/3): 215–230; Stuttgart.
- MAYR, G. (2001): A cormorant from the late Oligocene of Enspel, Germany (Aves, Pelecaniformes, Phalacrocoracidae). – Senck. leth., **81** (2): 329–333; Frankfurt a.M.
- MÖRS, T. (1995): Die Sedimentationsgeschichte der Fossilagerstätte Rott und ihre Alterseinstufung anhand neuer Säugetierfunde (Oberoligozän, Rheinland). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **187**: 1–129; Frankfurt a.M.
- MÖRS, T. (1998): Über das Vorkommen von *Trionyx* s.l. (Testudines: Trionychidae) im Oberoligozän von Rott (Rheinland). – Bonner zool. Beitr., **48** (1): 31–34; Bonn.
- MÖRS, T. (2002): Biostratigraphy and palaeoecology of continental Tertiary vertebrate faunas in the Lower Rhine Embayment (NW-Germany). – Netherlands J. Geosci. / Geol. en Mijnbouw, **81** (2): 177–183; Utrecht.
- MÖRS, T., HOCHT, F. VON DER & WUTZLER, B. (2000): Die erste Wirbeltierfauna aus der miozänen Braunkohle der Niederrheinischen Bucht (Ville-Schichten, Tagebau Hambach). – Paläont. Z., **74** (1/2): 145–170; Stuttgart.
- MÖRS, T. & KOENIGSWALD, W. VON (2000): *Potamotherium valletoni* (Carnivora, Mammalia) aus dem Oberoligozän von Enspel im Westerwald. – Senck. leth., **80** (1): 257–273; Frankfurt a.M.
- ORRHELOVÁ, N. (1970): Fische aus dem Süßwassertertiär im Süden von Cechy. – Geologie, **19** (8): 967–1001; Berlin.
- PINEKER, P. & MÖRS, T. (in Vorb.): *Neocometes* (Rodentia, Placanthomyinae) from the Early Miocene of Echzell, Germany.
- RÖSSNER, G.E. (1998): Wirbeltiere aus dem Unter-Miozän des Lignit-Tagebaues Oberdorf (Weststeirisches Becken, Österreich): 9. Ruminantia (Mammalia). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **A 99**: 169–193; Wien.
- STEININGER, F.F. (1999): Chronostratigraphy, geochronology and biochronology of the Miocene „European Land Mammal Mega-Zones“ (ELMMZ) and the Miocene „Mammal-Zones (MN-Zones)“. – In: RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (Hrsg.): The Miocene Land Mammals of Europe: 9–24; München (Pfeil).
- SZYNDLAR, Z. & BÖHME, W. (1993): Die fossilen Schlangen Deutschlands: Geschichte der Faunen und ihrer Erforschung. – Merten-siella, **3**: 381–431; Bonn.
- TOBIEN, H. (1955): Eine miozäne Säugerfauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges (Vortragsbericht). – Z. dt. geol. Ges., **105**: 588; Hannover.
- TOBIEN, H. (1960): Säugetierreste aus dem älteren Miozän von Ravalzhausen (Kreis Hanau, Hessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 7–19; Wiesbaden.
- TOBIEN, H. (1963): *Dorcatherium* KP. und *Heteroprox* ST. (Artiodactyla, Mamm.) aus der miozänen Kieselguragerstätte von Beuern im Vogelsberg (Kr. Gießen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 7–15; Wiesbaden.

WEITZEL, K. (1933): Fische aus der Kieselgur von Beuern (Kreis Giessen) und deren Alter. – Notizbl. Ver. Erdkde u. hess. geol. L.-Anst. (V), **14**: 98–100; Darmstadt.

WU, W. (1990): Die Gliriden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwasser-Molasse von Puttenhausen (Niederbayern). – Mitt. bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **30**: 65–105; München.

ZIEGLER, R. & MÖRS, T. (2000): Marsupialia, Insectivora und Chiroptera (Mammalia) aus dem Miozän des Braunkohlentagebaus Hambach (Niederrheinische Bucht, NW-Deutschland). – Palaeontographica, **A 257** (1–3): 1–26; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 3.4.2008, angenommen am 1.8.2008.

VOLKER STÄHLE¹, MARTIN GOLL² & WINFRIED H. SCHWARZ³

Das ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter der Biotit-Sanidin-Metasomatite aus der Schlotbrekzie des Katzenbuckel-Vulkans (Odenwald)

Kurzfassung

In den tieferen Partien der Schlotbrekzie des Katzenbuckel-Vulkans kommen Biotit-Sanidin-Metasomatite vor. Die mit der ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Methode datierten Biotite aus diesen metasomatisch überprägten Gesteinen haben ein Mineralalter von $63,9 \pm 1,0$ Ma. Die Umrechnung der früher publizierten K-Ar-Biotitalter des Sanidinnephelinitis (LIPPOLT et al. 1976) mit den Zerfallskonstanten von STEIGER & JÄGER (1977) führt zu einem

leicht erhöhten Alter von $67,7 \pm 1,5$ Ma für den Katzenbuckel-Vulkan. Damit sind die Metasomatite deutlich jünger als die primären Vulkanite. Dies steht in Einklang mit der Vorstellung, dass die Metasomatite in der Schlotbrekzie durch eine spätmagmatische Stoffzufuhr aus dem Katzenbuckelmagma entstanden sind.

Abstract

Biotite sanidine metasomatites occur within the lower parts of the vent breccia of the Katzenbuckel volcano. Biotite from these metasomatically overprinted rocks yielded a ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of 63.9 ± 1.0 Ma. Recalculation of earlier published K-Ar biotite ages from the sanidine nephelinite using the decay constants of STEIGER & JÄGER (1977) results in a slightly increa-

sed age of 67.7 ± 1.5 Ma for the Katzenbuckel volcano. Thus, the metasomatites are significantly younger than primary volcanics. This finding is in line with the idea that the metasomatites of the vent breccia were produced by late-magmatic fluids from the Katzenbuckel magma.

Inhaltsverzeichnis

1 Einführung	122
2 Die Datierungen der Katzenbuckelgesteine	123
3 Die Biotit-Sanidin-Metasomatite in der Schlotbrekzie	124
4 Altersbestimmungen mit der ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar-Methode an Biotiten aus den Metasomatiten der Schlotbrekzie	126
4.1 Probenaufbereitung und Messprozedur	126
4.2 Die Messdaten der bestrahlten Biotite in den Kornfraktionen 200–315 µm und 315–500 µm	126
5 Diskussion	127
6 Schriftenverzeichnis	128

¹ Prof. Dr. V. Stähle (e-mail: volker.staehle@geow.uni-heidelberg.de), Institut für Geowissenschaften der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 236, 69120 Heidelberg

² Dr. M. Goll, Institut für Geowissenschaften der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 236, 69120 Heidelberg

³ Dr. W. H. Schwarz, Institut für Geowissenschaften der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 236, 69120 Heidelberg

1 Einführung

Der im Odenwald bei Eberbach vorkommende Katzenbuckel-Vulkankomplex ist in seiner Entstehung unmittelbar mit der späteren Bildung des Oberrheingrabens verknüpft. Geodynamisch gehören sowohl der auf der östlichen Grabenschulter existierende Katzenbuckel-Vulkan, als auch der 35 km breite, Nord-Süd-verlaufende Graben zur Zentral-europäischen Vulkanprovinz, die sich in einem weitgespannten Bogen im nördlichen Vorland der Alpen erstreckt (WILSON & DOWNES 2006). Der auf einem NNE-SSW streichenden und bereits variszisch angelegten Lineament aufsitzende Vulkan (MÄUSSNEST 1974) aus der Kreide/Tertiärgrenze eilt jedoch der eigentlichen Grabenbildung weit voraus. Erste Sedimentablagerungen im Lutet bezeugen den Beginn einer Depression ab dem mittleren Eozän (WAGNER 1953). Ganz ähnliche geologische Verhältnisse wurden auch im Bereich des Egergrabens festgestellt, wo innerhalb einer externen Scholle der initiale Rift-Vulkanismus auch um die Wende Kreide/Tertiär, rund 25 Ma vor der wirklichen Einsenkung des Grabens beginnt (ULRYCH et al. 2008).

Seit seiner Entstehung um die Kreide/Tertiär-Grenze (LIP-POLT et al. 1963, 1976) ist die Landschaft um den Katzenbuckel um gut 600 m erodiert (FRENZEL 1955). Der anstehende, leicht gewölbte, diatremartige Schlot hat einen Durchmesser von etwa 1 km und besteht zu mehr als 90 % aus Sanidinnephelinit. Dieses kompakte, vulkanische Gestein präsentiert sich als ein dunkel gefärbtes, sehr feinkörniges, „basalt“-ähnliches Gestein. Zusätzlich tritt im Osten des Komplexes noch der etwas grobkörniger strukturierte Natronshonkinit in Form eines stockförmigen Nachschubs auf. Dieses recht zähe Gestein ist im Steinbruch Michelsberg jedoch fast vollständig abgebaut.

Der Natronshonkinit ist dem Sanidinnephelinit chemisch und mineralogisch völlig äquivalent. Das gröbere Korn und die mm-großen Einsprenglinge von Nephelin oder Augit geben dem Natronshonkinit ein deutlich subvulkanisches Aussehen, das für eine etwas langsamere Kristallisation unter Gaseinwirkung und bei etwas erhöhten Temperaturen spricht (FRENZEL 1955, 1975). Zur Gangfolge der Alkalimagmatite des Katzenbuckels gehören die geringmächtigen (< 40 cm) Alkalisyenite und Tinguaitite. Die Petrographie der verschiedenen Gesteine des Katzenbuckels und die chemische Zusammensetzung der einzelnen Mineralphasen sind bei MANN et al. (2006) im Detail beschrieben.

In dem an Kieselsäure untersättigten Katzenbuckelmagma fallen besonders die hohen Gehalte an Alkalien, Titan und Phosphor auf. Mit einer niedrigen Magnesiumzahl ($Mg\# = 22.6$) und den sehr geringen Gehalten an Nickel und Chrom von 27 ppm bzw. < 5 ppm gibt sich das nephelinitische Magma als eine stark differenzierte Schmelze zu erkennen (FRENZEL 1967, GEHNES & WIMMENAUER 1975, STÄHLE et al. 2002), die wohl einem im Bereich des Oberrheingrabens

weitverbreiten olivinnephelinitischen Stamm-Magma aus dem Oberen Mantel zuzuordnen ist (WIMMENAUER 1974). Das Fehlen von Mantelxenolithen bzw. von Hochdruck-Xenokristen und die seltenen, nur in einigen Exemplaren nachgewiesenen granitischen Xenolithe in den Vulkaniten des Katzenbuckels können als ein Hinweis auf eine oberflächennahe Fraktionierung der Schmelze in der Kruste – bei entsprechend niedrigen Drucken – angesehen werden (NIELSEN 1994).

Zwischen den massiven Gesteinen des Sanidinnephelinites und des Natronshonkinites ist an der Nordwand des alten Gemeindesteinbruchs am Michelsberg eine heterogen zusammengesetzte Schlotbrekzie aufgeschlossen. Dieses pyroklastische Gestein enthält hauptsächlich sedimentäres Material aus dem mesozoischen Deckgebirge. Die darin massenhaft vorkommenden Bruchstücke und größeren Schollen bestehen vorwiegend aus dem Opalinuston (Dogger α) und sind bei den initialen phreatomagmatischen Eruptionen tief in den Schlot zurückgefallen. Wie für diese hoch explosiven phreatomagmatischen Eruptionen typisch, sind in der Tuffbrekzie juvenile, d.h. aus dem Magma entstandene Pyroklasten nur in geringem Umfang vorhanden. Vereinzelt sind Alkalisyenitgängen oder die grünlichen Tinguaitite in das lockere Gestein intrudiert, und die bis zu einer Faustgröße vorkommenden, sanidinnephelinitischen Bomben finden sich nur ganz lokal darin eingeschlossen. Aus den Verbandsverhältnissen erschließt sich, dass die Schlotbrekzie erst nach Aufstieg des Sanidinnephelinites, aber noch vor Intrusion des Natronshonkinites gebildet wurde (FRENZEL 1960).

Die tieferen der jetzt noch zugänglichen Bereiche der Schlotbrekzie sind durch Zufuhr alkalischer Lösungen metasomatisch überprägt. Die Gesteine in diesen magmatisch durchtränkten Partien werden bei FRENZEL (1960) und ENGESSER (1970) als Sanidinite beschrieben. Im stofflichen Aufbau und in der Zusammensetzung erinnern diese Gesteine sehr stark an die metasomatischen Umwandlungen, wie sie häufig bei der Fenitisierung von Nebengesteinen im Kontakt von Alkalimagmatiten beobachtet werden (KOGARKO 1974, BORODIN & PAVLENKO 1974, MOROGAN 1994). Um eine mögliche Verwechslung mit den kontaktmetamorphen Gesteinen zu vermeiden, sollte jedoch der Begriff „Sanidinit“ nicht für vulkanische Gesteine verwendet werden (LE MAITRE 2002). Deshalb werden diese Gesteine in der Schlotbrekzie hier als Metasomatite beschrieben.

Eine an der Nordwand des Steinbruchs steil aufragende Klippe, ungefähr 8 m links vom Natronshonkinit und rund 10 m oberhalb des die Steinbruchsohle füllenden Sees, besteht aus Biotit-Sanidin-Metasomatit. Das gelb bis braun gefärbte Gestein fällt schon makroskopisch durch die zahlreichen, 1–5 mm großen, stark glänzenden Biotitblättchen auf (Abb. 1). Aus der sanidinreichen Grundmasse können die Glimmerblättchen sehr leicht herausgetrennt werden. Sicher-

lich lässt eine Datierung der Glimmer aus den Metasomatiten der Schlotbrekzie mit der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode auf zusätzliche

Informationen zum Alter, sowie zur Dauer und zeitlichen Abfolge der Katzenbuckelgesteine hoffen.

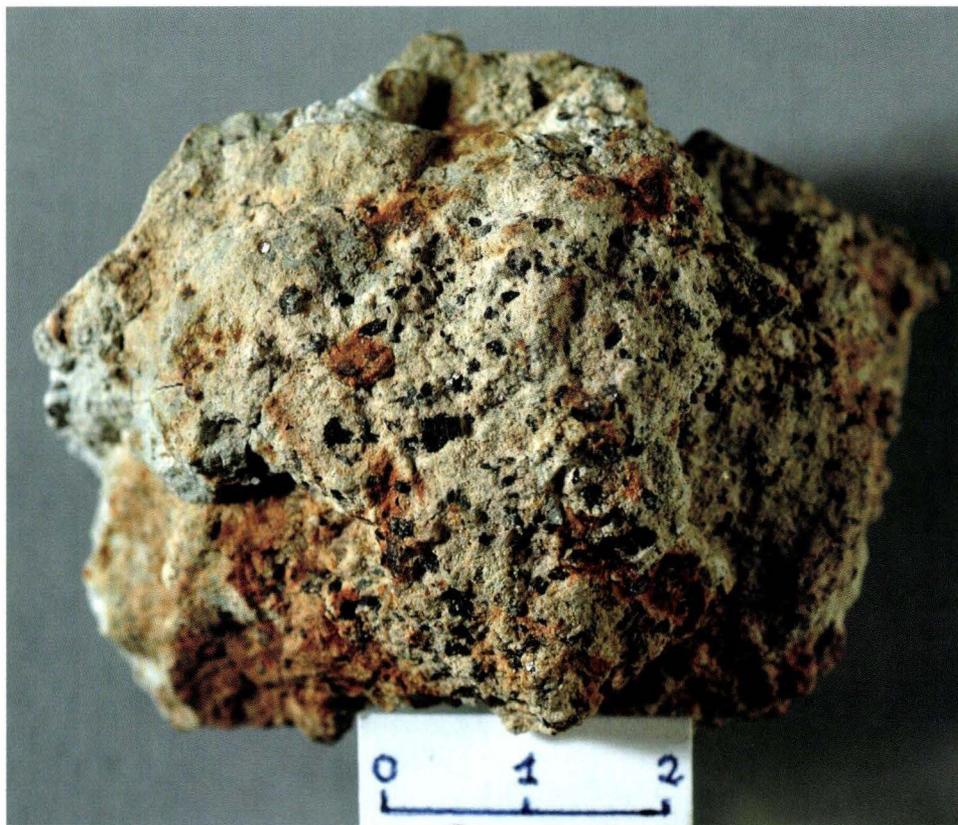


Abb. 1. Handstück eines Biotit-Sanidin-Metasomatits aus der Schlotbrekzie. Einzelne, dunkel gefärbte Glimmerblättchen sitzen in regelloser Verteilung in dem schwach gelblich gefärbten, metasomatischen Gestein. Die stellenweise auftretenden rostbraunen Flecken sind Niederschläge von FeOOH , die sich aus dem hydrischen Zerfall, v.a. von Magnetkies, gebildet haben. Der abgebildete Maßstab ist in Zentimetern gehalten.

2 Die Datierungen der Katzenbuckelgesteine

Schon früh hatte RÜGER (1933) aus den Verbandsverhältnissen und den Schichtmächtigkeiten in der Region geschlossen, dass der Katzenbuckel ein sehr hohes Alter, mindestens Paläozän oder älter haben muss. Radiometrisch konnten LIPPOLT et al. (1963, 1976) durch die Bestimmung der K-Ar-Alter an verschiedenen Biotitseparaten aus dem Sanidinnephelinit und dem Natronshonkinit ein oberkretazisches Alter von 66 Ma bzw. 65,1 Ma nachweisen. Zusätzliche K-Ar-Datierungen am Gesamtgestein der Sanidinnephelinite ergaben jedoch mit 53 Ma und 55 Ma weit niedrigere Alterswerte (HORN et al. 1972, LIPPOLT et al. 1976). Diese starke Erniedrigung der Alterswerte wird auf Argon-Verluste von wenig retentiven Gesteinskomponenten, d.h. Mineralen kleiner Korngröße zurückgeführt und wie LIPPOLT et al. (1976) bereits betonten, können bei der angewandten Methode eigentlich nur den Mineralaltern der Biotite verlässliche Alter zugeschrieben werden. Die jüngsten Altersangaben zu Gesteinen des Katzenbuckels stammen von hochauflösenden U-Pb-Messungen an Zirkonen aus Alkalisy-

eniten, wobei mit dieser Methode ein mittleres Alter von $69,6 \pm 1,9$ Ma ($\pm 2\sigma$) festgestellt wurde (SCHMITT et al. 2007).

In den 70er Jahren wurden an einzelnen Vulkaniten aus dem südlichen Bereich des Oberrheingrabens sehr hohe Alterswerte von bis zu 120 Ma festgestellt (HORN et al. 1972, BARANYI et al. 1976). Alle diese hohen Alter sind mit der K-Ar-Methode am Gesamtgestein ermittelt worden. Eine Überprüfung eines olivin-melilithitischen Ganggesteins (K-Ar-Gesamtsalter $102,5 \pm 7,6$ Ma) mittels der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laser-Methode an Amphibol-Einkristallen wurde erst kürzlich auf einen viel geringeren Alterswert von $60,9 \pm 0,6$ Ma korrigiert (KELLER et al. 2002). Als wahrscheinliche Erklärung zu dieser Diskrepanz wurden eine starke Alterierung des Vulkanits und das Vorhandensein von Exzess-Argon in einzelnen Mineralphasen angenommen. Seither gilt es als erwiesen, dass der Katzenbuckel zu den ältesten vulkanischen Gesteinen im Bereich des Oberrheingrabens gehört.

3 Die Biotit-Sanidin-Metasomatite in der Schlotbrekzie

Aus den Neubildungen von Pseudobrookit, Hämatit und Ferridiopsid in den mit der Schlotbrekzie in Kontakt stehenden massiven Vulkaniten, wurde eine intensive Einwirkung heißer Fumarolengase erkannt (FRENZEL 1975, FRENZEL et al. 1985, STÄHLE & KOCH 2003). Apatit- und Sulfidnester in der Schlotbrekzie gelten als Anzeichen der Einwirkung einer Pneumatolyse und die metasomatisch überprägten Partien der Schlotbrekzie wurden als Biotit-, Spinell-, Sodalith- und Apatit-Sanidinite beschrieben (FRENZEL 1960, ENGESSER 1970). In den mit einer sanidinreichen Kittmasse verfestigten Sedimentfragmenten und den wenigen darin auftretenden tinguaitischen und alkalisyenitischen Ganggesteinen sieht FRENZEL (1960) eine spätmagmatische Stoffzufuhr aus dem Katzenbuckelmagma.

Der in der Schlotbrekzie anstehende Biotit-Sanidin-Metasomatit stellt ein weiches, leicht poröses, weiß- bis gelblich gefärbtes Gestein dar, das zahlreiche, in der Sonne stark glänzende, mm-große Schüppchen von Biotit enthält (Abb. 1). Die häufigen an der Oberfläche des Gesteins auftretenden rostbraunen Flecken sind Niederschläge von Limonit (FeOOH), die beim hydrischen Zerfall von Sulfiden, vor allem aus dem Magnetkies entstanden sind (Abb. 1). Noch bis zu etwa Kirschorn-Größe lassen sich die im Gestein steckenden etwas thermisch überprägten, sedimentären Fragmente makroskopisch identifizieren.

Die chemische Zusammensetzung der Biotit-Sanidin-Metasomatite ist in Tabelle 1 dargestellt. Gegenüber den Sanidinnepheliniten (STÄHLE et al. 2002) sind die Metasomatite reicher an SiO_2 , Al_2O_3 und K_2O , während die Gehalte an TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O und P_2O_5 deutlich geringer sind. Unter den Katzenbuckelgesteinen sind somit die Biotit-Sanidin-Metasomatite den kaliumreichen Tinguaiten stofflich am ähnlichsten.

Unterm Mikroskop sieht man winzige, leicht gerundete und bräunlich gefärbte Schnipsel ehemaliger Sedimente, die in einer feinkristallinen Matrix aus innig verzahnten Sanidinkörnern stecken. Auffallendster Bestandteil in der sanidinreichen Grundmasse sind die pleochroitischen, intensiv rotbraun bis gelb gefärbten, skelettartig bis hypidiomorph ausgebildeten Biotitporphyroblasten (Abb. 2). Einige der Glimmerblättchen zeigen einen schwachen Zonarbau

mit den meist schmalen, etwas heller gefärbten Rändern. Größere, idiomorphe Apatitkörner mit Sanidineinschlüssen und winzige, nur μm -große Stengelchen von Apatit in den Zwickeln der gesteinsbildenden Minerale sprechen für das Vorhandensein von zwei Generationen des Ca-Phosphats (Abb. 2). Häufige Opakminerale mit regelloser Verteilung im Gestein sind Ilmenit, seltener Magnetit. Wenige aus Goethit bestehende Körner bilden Pseudomorphosen nach Magnetkies. Grob geschätzt besteht die Matrix der Metasomatite aus ungefähr 65 % Sanidin, 20 % Biotit und 5 % Apatit.

Die für die Altersbestimmung separierten Biotite enthalten vielfach kleinere Einschlüsse von Sanidin (Abb. 2). Viel seltener kommen im Biotit auch tonmineralische Schüppchen (Ill) vor, die meist aus Illit bestehen. Diese im Rasterbild als sehr dunkle Stellen ausgewiesenen Bereiche mit den Tonmineralen (Ill) sind auch stellenweise am Rande der Glimmerblättchen angesiedelt (Abb. 2). Bei den vielen sehr kleinen, hell gefärbten Einschlüssen in den Biotiten handelt es sich um winzige Kriställchen des Zirkons. Größere, am Rande sitzende Apatitkristalle sind bei der raschen Kristallisation der Glimmer partiell ummantelt worden (Abb. 2).

In Tabelle 2 ist die chemische Zusammensetzung von Biotiten und Sanidinen aus den Metasomatiten aufgelistet. Bei den Biotitblättchen handelt es sich um einen Meroxen. In den etwas heller gefärbten Zonen am Rande der Biotite ist das Magnesium stärker angereichert (Abb. 2). Hier zeigt das Mineral Übergänge zum Phlogopit. Sehr auffallend sind die hohen TiO_2 -Gehalte der Glimmer von bis zu 8,80 Gew.-% (Tab. 2). Schon früh hatte Lattermann (mündl. Mitt. in FREUDENBERG 1919) in den Biotiten des Katzenbuckels sehr hohe Titan-Gehalte festgestellt und danach wurde diese titanreiche Varität des Glimmers durch FREUDENBERG (1919) als Wodanit beschrieben.

Aus den Biotitanalysen in Tabelle 2 wird ersichtlich, dass alle Glimmer insgesamt einen deutlichen Unterschuss an Kationen aufweisen und dass auch die Tetraederposition im Gitter nicht vollständig mit Si + Al besetzt ist. Nach MANN et al. (2006) könnten in den Katzenbuckelbiotiten mit dem Einbau von Fe^{3+} oder Ti^{4+} die Tetraederplätze im Gitter aufgefüllt sein, wobei sich jedoch das schon vorhandene Defizit auf der Y-Position noch vergrößern würde (Tab. 2). Auf jeden Fall erfordern die hohen Ti^{4+} -Gehalte in den Biotiten einen Ladungsausgleich, der sich zwanglos mit einem Auftreten von Lücken auf der Oktaederposition kompensieren ließe. So wird auch aus den vielen vorhandenen Biotitanalysen auf eine Existenz von oktaedrischen Lücken geschlossen, wo häufig nicht alle 6, sondern nur 5,6 der vorhanden Plätze pro Formeleinheit mit passenden Kationen besetzt sind (DEER et al. 1992).

Der Sanidin ist natronreich und calciumarm. Neben einer überwiegenden Orthoklas-Komponente von rund 60 Gew.-% besteht ein gutes Drittel des Minerals aus Albit-Komponente

Tab. 1. Chemische Zusammensetzung eines Biotit-Sanidin-Metasomatits (Kb 2) aus der Schlotbrekzie.

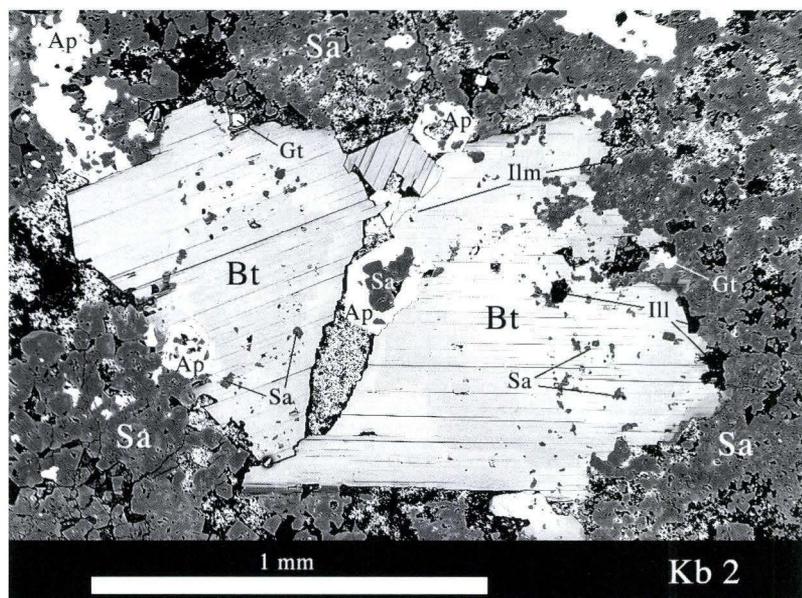
Kb 2b	
SiO_2	53,42
TiO_2	1,98
Al_2O_3	17,41
Fe_2O_3^*	6,33
MnO	0,13
MgO	4,98
CaO	2,14
Na_2O	1,28
K_2O	8,52
P_2O_5	0,99
H_2O	2,78
Summe	99,96
* Gesamteisen als Fe_2O_3	

Tab. 2. Chemische Zusammensetzung von Biotiten und Sanidinen aus den Metasomatiten der Schlotbrekzie.

Probe	Kb 2b-10 Biotit	Kb 2b-26 Biotit	Kb 2b-27 Biotit	Kb 2b-38 Biotit	Kb 2b-39 Biotit	Kb 2b-02 Sanidin	Kb 2b-03 Sanidin	Kb 2b-32 Sanidin
SiO ₂	38,19	38,39	37,99	38,25	38,70	64,78	65,14	65,76
TiO ₂	8,80	8,08	8,78	8,44	8,14	0,12	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	12,85	12,60	12,83	12,76	12,22	18,55	18,36	19,16
Cr ₂ O ₃	0,09	0,01	0,02	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	9,32	8,68	9,11	8,85	8,51	0,29	0,16	0,24
MnO	0,18	0,16	0,14	0,20	0,19	0,00	0,01	0,00
MgO	16,66	17,44	16,76	17,18	17,67	0,00	0,00	0,04
CaO	0,08	0,05	0,02	0,00	0,01	0,59	0,44	0,38
Na ₂ O	0,64	0,63	0,64	0,61	0,62	4,15	4,21	3,99
K ₂ O	8,69	9,06	9,01	9,02	9,29	10,22	10,28	10,77
Summe	95,50	95,11	95,30	95,40	95,35	98,70	98,63	100,37
Formelberechnung auf der Basis von 22 O					Formelberechnung auf der Basis von 8 O			
Si	5,55	5,59	5,54	5,69	5,62	2,98	2,99	2,98
Ti	0,96	0,89	0,96	0,94	0,89	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Al	2,20	2,16	2,20	2,24	2,09	1,01	1,00	1,02
Cr	0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	1,13	1,06	1,11	1,10	1,03	0,01	0,01	0,01
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	< 0,01	0,00
Mg	3,61	3,78	3,64	3,81	3,83	0,00	0,00	< 0,01
Ca	0,01	0,01	< 0,01	0,00	< 0,01	0,03	0,02	0,02
Na	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,37	0,38	0,35
K	1,67	1,68	1,68	1,71	1,72	0,60	0,60	0,62
Summe	15,34	15,38	15,35	15,71	15,39	5,01	5,02	5,02
* Gesamtisen als FeO					An	3,00	2,00	2,00
					Ab	37,00	38,00	34,70
					Or	60,00	60,00	61,40

(Tab. 2). Das Vorhandensein des Sanidins wurde auch röntgenographisch bestätigt, so dass Mindesttemperaturen von über 500 °C bei der Kristallisation der K-Feldspäte (DEER et al. 1992) in der Schlotbrekzie angezeigt sind.

Abb. 2. Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme von Glimmer-Mineralen (Bt) in einem Metasomatit (Kb 2) aus der Schlotbrekzie. Die hypidiomorphen Biotite zeigen einen schwachen Zonarbau durch die etwas heller gefärbten Ränder. Die früh gebildeten und pflasterartig auftretenden Sanidine (Sa) sind deutlich von den heller gefärbten, meist idiomorphen Apatiten (Ap) zu unterscheiden. In den ganz dunkel gefärbten Bereichen – in und zwischen den Mineralen – können stellenweise Tonminerale (Ill) vorhanden sein. Die hell gefärbten Punkte in den Biotitblättchen bestehen aus winzigen Zirkonkristallen. Zur Abkürzung der Mineralnamen wurde die Nomenklatur von KRETZ (1983) verwendet.



4 Altersbestimmungen mit der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode an Biotiten aus den Metasomatiten der Schlotbrekzie

4.1 Probenaufbereitung und Messprozedur

Ein größeres Handstück (Kb 2) eines biotitreichen Metasomatits aus der Schlotbrekzie wurde gemörsert und in ganz unterschiedliche Kornfraktionen (< 200 , $200\text{--}315$, $315\text{--}500$ und $> 500 \mu\text{m}$) abgeseibt. Anschließend wurden die einzelnen Mineralfraktionen im Magnetscheider separiert, mit Alkohol gewaschen und die mikroskopisch sichtbaren Probenverunreinigungen unter dem Binokular per Hand ausgelesen.

Die Glimmer der Korngrößen $200\text{--}315 \mu\text{m}$ und $315\text{--}500 \mu\text{m}$ wurden in Aluminiumhülsen verpackt und mit dem internationalen Biotitstandard HD-B1 als Referenz ($t = 24,18 \pm 0,09 \text{ Ma}$; SCHWARZ & TRIELOFF 2007a) in luftevakuierte Quarzampullen eingeschweißt. Alle versiegelten Ampullen wurden gleichzeitig mit einer Dosis von ca. 2×10^{17} schneller Neutronen im Reaktor FRG-1 bei der GKSS (Forschungseinrichtung der Helmholtzgesellschaft) in Geesthacht bestrahlt.

4.2 Die Messdaten der bestrahlten Biotite in den Kornfraktionen $200\text{--}315 \mu\text{m}$ und $315\text{--}500 \mu\text{m}$

Um eventuelle Korngrößeneffekte zu überprüfen, wurden zwei verschiedene Korngrößen für die Bestrahlung und die anschließenden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenentgasungen ausgewählt. Beide Präparate wurden jeweils in 11 bzw. 8 Temperaturstufen zwischen 400 und $1400 \text{ }^\circ\text{C}$ entgast (Abb. 3). Das Präparat mit der Korngröße $315\text{--}500 \mu\text{m}$ besitzt ein etwas gestörteres Spektrum als dasjenige mit der geringeren Korngröße. Jedoch stimmen die Gesamtalterswerte und die anderen Analysenwerte weitgehend überein (Tab. 3). Die Temperaturschritte 4–10 gleichen Alters des Präparats Kb 2 ($200\text{--}315 \mu\text{m}$) ergaben $65,2 \pm 0,7 \text{ Ma}$ und die Schritte 3–7 von Kb 2 ($315\text{--}500 \mu\text{m}$) $64,9 \pm 0,5 \text{ Ma}$. Diese beiden Werte sind innerhalb ihrer Fehler identisch und stimmen ebenfalls mit den integrierten Gesamtalterswerten von $64,2 \pm 0,7 \text{ Ma}$ und $63,6 \pm 0,5 \text{ Ma}$ überein (Tab. 3).

Trotz der übereinstimmenden Gesamtalter der beiden Präparate, lassen sich die Unterschiede in den Spektralförmungen durch Rückstoß-Effekte (u.a. HUNEKE & SMITH 1976) erklären. Bei diesem Effekt wird das aus dem ^{39}K entstehende ^{39}Ar um eine bestimmte Strecke rückgestoßen (u.a. TURNER & CADOGAN 1974) und dabei möglicherweise aus dem eigentlichen Biotit entfernt. In und an den mm-großen Biotitkristallen sind kleinere Einschlüsse oder Anwachsungen wie Sanidin, Apatit, Zirkon und seltener auch etwas Illit zu erkennen (Abb. 2). Gewiss dürften dabei vor allem die weichen Tonminerale für diese Effekte in Betracht kommen. Diese feinkörnigen Sekundärminerale lassen sich von den Biotit-Individuen bei der Probenaufbereitung nicht ganz vollständig entfernen, worin sich sehr wahrscheinlich bevorzugt ein ge-

Zur Auswertung diente ein Probenaufschluss in einem elektrischen Ta-Ofen, in dem die zuvor bestrahlten Ampullen bis zu Temperaturen von $1400 \text{ }^\circ\text{C}$ gegläht wurden. Das freigesetzte Gas wurde mit Zr-Al-Gettern gereinigt und danach die Masse und Menge des austretenden Argons in einem modifizierten, mit Permanentmagneten ausgerüsteten Varian MAT GD 150 Massenspektrometer gemessen.

Zur Berechnung der Alterswerte wurden die IUGS-Zerfallskonstanten verwendet (STEIGER & JÄGER 1977). Die Gasmenge wurde auf Diskriminierungs- und Isotopeninterferenzen korrigiert. Die Fehler der Alterswerte ($\pm 1\sigma$) beinhalten sowohl die Fehler der Gasbestimmungen als auch den Fehler des Mineralstandards. Nähere Informationen zur Messprozedur sind in SCHWARZ & TRIELOFF (2007a) enthalten.

wisser Teil des durch Rückstoßeffekte entstanden ^{39}Ar umverteilen kann.

Bei einer vor der Bestrahlung homogenen Kalium- und Argonverteilung in den Biotiten entgast das Mineral, in das das Argon umverteilt wurde (Abb. 3), schon bei niedrigeren Temperaturen. Somit ist ein ^{39}Ar -Überschuss in dieser Temperaturfraktion vorhanden und daraus resultiert ein niedrigeres $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnis, d.h. ein niedrigerer Alterswert wird

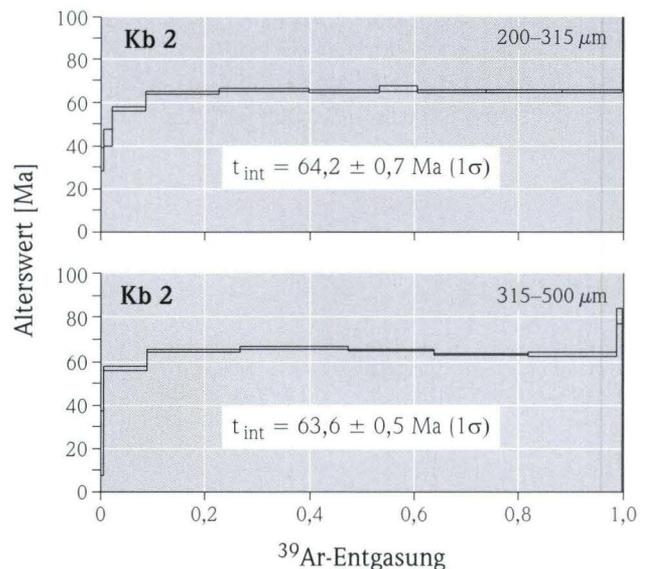


Abb. 3. Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenentgasungsdiagramme der Biotit-Präparate mit den Korngrößen $200\text{--}315 \mu\text{m}$ und $315\text{--}500 \mu\text{m}$ (Probe Kb 2).

ermittelt. Bei der weiteren stufenweisen Temperaturerhöhung entgast jetzt der Biotit, aus dem zuvor ein Teil des ^{39}Ar entfernt wurde. Dies führt in diesen Fraktionen zu einem erhöhten $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnis und damit zu höheren Alterswerten (u.a. GOLL & LIPPOLT 2001, DI VINCENZO et al. 2003).

In der größeren Fraktion der beiden Präparate ist ein höherer Anteil an Einschlüssen und Verwachsungen in den Glimmern vorhanden (Abb. 2). Dies bedeutet auch einen stärkeren Umverteilungseffekt. Zu Beginn der Entgasungsschritte sind

hier niedrige Alterswerte erkennbar, höhere in der Mitte und ein weitgehend ungestörtes Alter befindet sich am Ende des Spektrums (Abb. 3).

Da insgesamt die Stärke der Umverteilungseffekte nicht genau bekannt ist, sind die Gesamtalterswerte den über einzelne Temperaturschritte berechneten Alterswerten vorzuziehen. Für die beiden Präparate des Biotit-Sanidin-Metasomatits Kb 2 aus der Schlotbrekzie ergibt sich somit ein mittlerer Alterswert von $63,9 \pm 1,0$ Ma.

Tab. 3. Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten der beiden Glimmer-Präparate aus dem Biotit-Sanidin-Metasomatit Kb 2.

Probe	Korngröße [μm]	Einw. [mg]	K [%] ¹	$^{40}\text{Ar}^*$ [nl/g] ²	$^{40}\text{Ar}^*$ [%]	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	J-Wert [$\times 10^{-4}$]	Alterswert [Ma]
Kb 2	200–315	51,4	7,9	$20,08 \pm 0,34$	87	$33,46 \pm 0,20$	$10,83 \pm 0,10$	$64,2 \pm 0,7$
	315–500	21,4	7,9	$19,91 \pm 0,30$	71	$32,81 \pm 0,24$	$10,96 \pm 0,02$	$63,6 \pm 0,5$

¹ berechnet über den ^{39}Ar -Gehalt

² berechnet aus Argonisotopengehalten

5 Diskussion

Wie bereits erwähnt liegen die gemittelten Ar-Ar-Alter der Biotit-Sanidin-Metasomatite aus der Schlotbrekzie bei $63,9 \pm 1,0$ Ma. Sie scheinen damit etwas jünger als die der Sanidinnephelinite mit dem gemittelten Alter von $67,7 \pm 1,5$ Ma zu sein (LIPPOLT et al. 1976; Neuberechnung der K-Ar-Alterswerte mit den in STEIGER & JÄGER 1977 definierten Konstanten; siehe Tabelle 4). Gleichfalls sind sie jünger als die mit $69,6 \pm 1,9$ Ma (2sigma) datierten U-Pb-Zirkonalter der Alkalisyenite (SCHMITT et al. 2007). Unter Berücksichtigung der momentan laufenden Kalibrierung der Zerfallskonstanten der unterschiedlichen Isotopensysteme (z.B. SCHWARZ & TRIELOFF 2007b) würden sich ca. 1 % ältere Ar-Ar-, bzw. K-Ar-Alter, von ca. 64,5 Ma für die Metasomatite und ca. 68,5 Ma für die Sanidinnephelinite ergeben. Damit stimmen die U-Pb-Alter von SCHMITT et al. (2007) und die K-Ar-Alter von LIPPOLT et al. (1976) innerhalb ihrer Fehler überein, während die hier gefundenen Ar-Ar-Alter der Metasomatite etwas jünger zu sein scheinen.

Somit ist es sehr wahrscheinlich, dass die Metasomatierung der Schlotbrekzie erst recht spät durch Zuführung magmatischer Fluide stattgefunden hat, jedenfalls nach der Intrusion der Sanidinnephelinite und der Natronshonkinite (FRENZEL 1960). Dies steht im Einklang mit den gefundenen

Ar-Ar-Altern der Metasomatite, die bei rund 64 Ma liegen. Allerdings lässt sich nicht ganz ausschließen, dass die Intrusion der Ganggesteine in etwa zeitgleich mit der Metasomatierung der Schlotbrekzie stattgefunden hat. Die mit $69,6 \pm 1,9$ Ma (2sigma) an Zirkon datierten Alkalisyenite sprechen allerdings nicht dafür.

Eine bei SCHMITT et al. (2007) diskutierte 10 %ige Diskrepanz zwischen den U-Pb-Altern (Zirkon) der Alkalisyenite und den dort als deutlich jünger eingestuften, K-Ar-datierten Biotiten aus den Sanidinnepheliniten (LIPPOLT et al. 1976), ließ sich somit nicht bestätigen. Dadurch behalten die schon früh von LIPPOLT et al. (1963, 1976) gefundenen Alter der Sanidinnephelinite des Katzenbuckels nach wie vor an Aktualität.

Danksagung: Wir bedanken uns sehr bei Frau I. Glass und Herrn O. Varychev für die Durchführung von röntgenographischen Aufnahmen und die Hilfe bei der Herstellung von Bildern mit dem Rasterelektronenmikroskop. Herrn H. P. Meyer danken wir für die Anfertigung von chemischen Analysen mit der RFA-Apparatur. Für die Präparation von polierten Dünnschliffen möchten wir uns gleichfalls bei Frau I. Fin und Herrn O. Wienand bedanken.

Tab. 4. Umrechnung der K-Ar-Alterswerte der Biotite aus LIPPOLT et al. (1976) mit den K-Ar-Zerfallskonstanten aus STEIGER & JÄGER (1977).

Probe	261A	261B	760A	760B2	Mittelwert
Alterswert [Ma]	$67,6 \pm 2,1$	$66,2 \pm 2,0$	$69,0 \pm 2,5$	$68,5 \pm 2,1$	$67,6 \pm 1,5$

6 Schriftenverzeichnis

- BARANYI, I., LIPPOLT, H.J. & TODT, W. (1976): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes: II Die Alterstraverse vom Hegau nach Lothringen. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **25**: 41–62; Karlsruhe.
- BORODIN, L.S. & PAVLENKO, A.S. (1974): The rôle of metasomatic processes in the formation of alkaline rocks. – In: SØRENSEN, H. (ed.): *The Alkaline Rocks*. 515–534; London.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992): An introduction to the rock-forming minerals., 2. Aufl.: 696 S.; Essex.
- DI VINCENZO, G., VITI, C. & ROCCHI, S. (2003): The effect of chlorite interlayering on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite dating: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe and TEM investigations of variably chloritised biotites. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **145**: 643–658; Heidelberg.
- ENGESSER, W. (1970): Die Schlotbreccie am Katzenbuckel im Odenwald. – Dipl.-Arbeit Univ. Heidelberg: 74 S.; Heidelberg (unveröff.).
- FRENZEL, G. (1955): Einführung in die Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. – *Der Aufschluß, Sonderb.* **5**: 48–56; Heidelberg.
- FRENZEL, G. (1960): Die neuerschlossene Schlotbreccie am Katzenbuckel im Odenwald und ihre Randgesteine. – *N. Jb. Miner., Abh.*, **94**: 1333–1358; Stuttgart.
- FRENZEL, G. (1967): On petrochemistry and genesis of the volcanic rocks from the Katzenbuckel (Odenwald). – In: ROTHE, J.P. & SAUER, K. (Hrsg.): *The Rheingraben Progress Report 1967*. – *Abh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **6**: 131–133; Freiburg.
- FRENZEL, G. (1975): Die Nephelingesteinsparagenese des Katzenbuckels im Odenwald. – *Der Aufschluß, Sonderb.* **27**: 213–228; Heidelberg.
- FRENZEL, G., NUBER, B. & OTTEMANN, J. (1985): Kristallchemische Untersuchungen an Ferridiopsiden des Katzenbuckels (Odenwald, BRD). – *Chem. Erde*, **44**: 299–309; Jena.
- FREUDENBERG, W. (1919): Titanbiotit (Wodanit) vom Katzenbuckel nebst Bemerkungen über Sanidin, Aegirin, Apatit und Granat vom gleichen Fundort. – *Mitt. bad. geol. L.-Anst.* **8**, Bd. 2: 319–340; Heidelberg.
- GEHNES, P. & WIMMENAUER, W. (1975): Geochemical studies on igneous rocks of the Rhinegraben region (Germany). – *N. Jb. Miner., Mh*: 49–56; Stuttgart.
- GOLL, M. & LIPPOLT, H.J. (2001): Biotit-Geochronologie ($^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/^{40}\text{K}$, $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}/^{87}\text{Rb}$) spät-variszischer Magmatite des Thüringer Waldes. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **222**: 353–405; Stuttgart.
- HORN, P., LIPPOLT, H.J. & TODT, W. (1972): Kalium-Argon Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. – *Eclogae geol. Helv.*, **65/1**: 131–156; Basel.
- HUNEKE, J.C. & SMITH, S.P. (1976): The realities of recoil: ^{39}Ar out of small grains and anomalous patterns in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. – *Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl.* **7** (Proceedings of the Seventh Lunar Science Conference): 1987–2008; Lancaster, USA.
- KELLER, J., KRAML, M. & HENJES-KUNST, F. (2002): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ single crystal laser dating of early volcanism in the Upper Rhine Graben and tectonic implications. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **82**: 121–130; Zürich.
- KOGARKO, L.N. (1974): The rôle of volatiles. – In: SØRENSEN, H. (ed.): *The Alkaline Rocks*: 474–487; London.
- KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, **68**: 277–279; Lawrence, USA.
- LE MAITRE, R.W. (ed.) (2002): *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. – Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – 2nd edition: 236 pp.; Cambridge.
- LIPPOLT, H.J., GENTNER, W. & WIMMENAUER, W. (1963): Altersbestimmungen nach der Kalium-Argon-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands. – *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **6**: 507–538; Freiburg.
- LIPPOLT, H.J., HORN, P. & TODT, W. (1976): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes: IV. Kalium-Argon-Alter von Mineralien und Einschlüssen der Basalt-Vorkommen Katzenbuckel und Roßberg. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **127**: 242–260; Stuttgart.
- MANN, U., MARKS, M. & MARKL, G. (2006): Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany. – *Lithos*, **91**: 262–285; Amsterdam.
- MÄUSSNEST, O. (1974): Der paleozäne Basalt-Vulkanismus im Raum des Unteren Neckars. – In: ILLIES, J.H. & FUCHS, K. (Hrsg.): *Approaches to Taphrogenesis*: 222–226; Stuttgart.
- MOROGAN, V. (1994): Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization. – *Terra Nova*, **6**: 166–176; Oxford.
- NIELSEN, T.F.D. (1994): Alkaline dike swarms of the Gardiner Complex and the origin of ultramafic alkaline complexes. – *Geochemistry International*, **31**: 37–56; Moskau.
- RÜGER, L. (1933): Paläomorphologische Probleme aus dem Odenwald und das Alter der Katzenbuckeleruption. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B*: 542–552; Stuttgart.
- SCHMITT, A.K., MARKS, M.A.W., NESBOR, H.D. & MARKL, G. (2007): The onset and origin of differentiated Rhine Graben volcanism based on U-Pb ages and oxygen isotopic composition of zircon. – *Eur. J. Mineral.*, **19**: 849–857; Stuttgart.
- SCHWARZ, W.H. & TRIELOFF, M. (2007a): Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age standards NL-25, HB3gr hornblende, GA1550, SB-3, HD-B1 biotite and BMus/2 muscovite. – *Chemical Geology*, **242**: 218–231; Amsterdam.
- SCHWARZ, W.H. & TRIELOFF, M. (2007b): Revising the K decay constant. – *Meteoritics & Planet. Sci.*, **42**, Suppl., (Abstr.): A138; Tucson.
- STÄHLE, V., KOCH, M., MCCAMMON, C.A., MANN, U. & MARKL, G. (2002): Occurrence of low-Ti and high-Ti Freudenbergite in alkali syenite dikes from the Katzenbuckel volcano, Southwestern Germany. – *Canad. Mineral.*, **40**: 1609–1627; Quebec.
- STÄHLE, V. & KOCH, M. (2003): Primary and secondary pseudobrookite minerals in volcanic rocks from the Katzenbuckel Alkaline Complex, southwestern Germany. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **83**: 145–158; Zürich.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359–362; Amsterdam.
- TURNER, G. & CADOGAN, P.H. (1974): Possible effects of ^{39}Ar recoil in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. – *Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl.* **5** (Proceedings of the Fifth Lunar Conference): 1601–1615; Lancaster, USA.

- ULRYCH, J., DOSTAL, J., HEGNER, E., BALOGH, K. & ACKERMAN, L. (2008): Late Cretaceous to Paleocene melilitic rocks of the Ohre/Eger Rift in northern Bohemia, Czech Republic: Insights into the initial stages of continental rifting. – *Lithos*, **101**: 141–161; Amsterdam.
- WAGNER, W. (1953): Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **81**: 164–194; Wiesbaden.
- WILSON, M. & DOWNES, H. (2006): Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. – Geological Society, London, *Memoirs*, **32**: 147–166; Oxford.
- WIMMENAUER, W. (1974): The alkaline province of Central Europe and France. – In: SØRENSEN, H. (ed.): *The Alkaline Rocks*: 238–271; London.

Manuskript eingegangen am 9.7.2008, angenommen am 12.8.2008.

KARL-JOSEF SABEL¹

Erinnerung an Ernst Schönhals



Am 03. Februar 2009 wäre Ernst Schönhals 100 Jahre alt geworden. Geboren ist er 1909 in Merlau im Vogelsberg und darf als einer der bedeutendsten Bodenkundler der Nachkriegszeit gelten. Am 29. Mai 1993 verstarb er in Gießen noch in der gleichen Nacht nachdem er erfreut verschiedenen Leuten telefonisch mitgeteilt hatte, eine – dann letzte – Veröffentlichung abschließend Korrektur gelesen zu haben.

Er promovierte 1934 in Gießen mit einer Dissertation über die Geologie der Umgebung von Bad Nauheim und Friedberg und machte so die ersten Erfahrungen mit Löss. Dieses Lockergestein sollte ihn nie wieder loslassen. Mit Beginn der Bodenschätzung des Deutschen Reiches wurde er amtlicher Bodenschätzer der hessischen Finanzverwaltung mit den regionalen Schwerpunkten Wetterau und Dieburger Becken. 1938 trat er in Berlin in den Dienst der Preußischen Geologischen Landesanstalt, später Reichsanstalt für Bodenforschung. Seine Arbeitsgebiete weiteten sich jetzt nach Norddeutschland, Böhmen und Mähren, aber auch in die baltischen Staaten

Estland, Lettland und Litauen aus. Immer spielten bei den Bodenkartierungen die meist eiszeitlich gebildeten Ausgangsgesteine der Bodenbildung eine besondere Rolle.

Ernst Schönhals übernahm 1947 nach Gründung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (HLfB) die Aufgabe, die Bodenkunde in Hessen aufzubauen und leitete das Dezernat bis zu seinem Wechsel zur Bundesanstalt für Bodenforschung, heute Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) im Jahre 1959. In Hessen konnte er seine Forschungen wieder aufnehmen und habilitierte 1953 an der Goethe-Universität Frankfurt in Bodenkunde und Quartärgeologie mit der Arbeit „Die Böden Hessens und ihre Nutzung“. In dieser wissenschaftlichen Abhandlung werden zum ersten Male alle wichtigen in Hessen vorkommenden Böden und ihre Eigenschaften sowie die durchgeführte Analytik zusammengefasst.

Zu den herausragenden Projekten seiner Dienstzeit zählte die 1951 erschienene Bodenkarte 1 : 300 000 des Landes Hessen, eine beeindruckende Karte, lagen doch bis dahin kaum Bodenuntersuchungen auf der Grundlage der Bodentypenlehre und der daraus abgeleiteten Bodensystematik vor. Sie diente dann auch als Vorlage für vergleichbare Bodenübersichtskarten der Nachbarländer. Diese hessische Inselkarte ist erst in jüngster Zeit durch die Bodenübersichtskarte 1 : 200 000 (BÜK 200) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) ersetzt worden! Eine zweite Übersichtskarte (Maßstab 1 : 600 000) wurde von Schönhals für den Deutschen Planungsatlas, Band Hessen (1958), als Flächenkarte entworfen. Diese Übersichtskarte wurde 1989 als Bodenübersichtskarte von Hessen 1 : 500 000 modernisiert, die bodensystematische Ansprache aktualisiert, die Abgrenzungen der Bodeneinheiten aber nur unwesentlich korrigiert.

Eine ganz besondere Initiative war die bodenkundliche Kartierung der hessischen Weinbaugebiete im Rheingau und an der Hessischen Bergstraße, eine zentrale Aufgabe der Bodenkunde über Jahre hinweg. Abgeschlossen wurde das Kartenwerk mit 183 Bodenkarten im Maßstab 1 : 2 000 und 1 : 2 500, auf deren Erarbeitung unsere heutigen Auswertungen im Weinbaustandortviewer noch zurückgreifen. Zusätzlich wurden 46 Adaptionsflächen und 48 Rebschnittgärten im Maßstab 1 : 100 kartiert. Die in Hessen entwickelte Methode der Weinbergskartierung wurde später in anderen Ländern, auch in Übersee, angewendet.

¹ Prof. Dr. K.-J. Sabel (e-mail: karl-josef.sabel@hlug.hessen.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, 65203 Wiesbaden

Wissenschaftlich widmete sich Ernst Schönhals in der Zeit beim HLFB verstärkt der Erforschung des Lösses und erarbeitete ganz wesentliche Ergebnisse in der Feingliederung des Würmlösses. Darüber hinaus darf keineswegs unerwähnt bleiben, dass er in Hessen die Lockerbraunerde sozusagen „entdeckte“ und für die deutsche Bodenkunde „definierte“.

Die weitere wissenschaftliche Karriere von Ernst Schönhals ist beeindruckend. 1965 wurde er zum Professor und Direktor des Institutes für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig-Universität Gießen berufen, wo er 1977 emeritierte. Er war Vorsitzender der Deutschen Quartärvereinigung (1964–1965) und betreute von 1968 bis 1978 mit Reinhold Huckriede als Schriftleiter „Eiszeitalter und Gegenwart“. Auf dem INQUA-Kongress in Christchurch (Neuseeland) wurde er 1973

zum Vizepräsidenten gewählt. Er war einer der Gründerväter der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, die nicht zufällig sich 1949 in Wiesbaden konstituierte, und bekleidete hohe Ämter in dieser Gesellschaft. Tatkräftig unterstützte er wissenschaftliche Vereine. So leitete er von 1973–1975 als 1. Vorsitzender die naturwissenschaftliche Abteilung der Oberhessischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde und engagierte sich aktiv bis ins hohe Alter für die Geowissenschaften.

Unzweifelhaft war Ernst Schönhals ein Meilenstein der deutschen, aber auch der internationalen Bodenkunde. Mit seinem letzten Werk, einer Monographie zum hessischen Löss, mit Beiträgen zur Genese des Würm-Lösses und Ergebnissen zu Bodenuntersuchungen kehrte er in die „Hessische Lössprovinz“ zurück.

Manuskript eingegangen am 25.1.2010, angenommen am 2.2.2010.

HEINZ-DIETER NESBOR¹

Nachruf Hansjoachim Lippert



Im Alter von 96 Jahren verstarb am 21. Januar 2010 in Wiesbaden Prof. Dr. Hansjoachim Lippert. Seine Beisetzung fand im engsten Familienkreis statt.

Hansjoachim Lippert wurde am 30. November 1913 in Marburg geboren. Nach dem Umzug der Familie nach Mülheim an der Ruhr besuchte er dort die Vorschule, danach das Gymnasium und legte im Frühjahr 1932 die Reifeprüfung ab. Dieser prägende Zeitabschnitt im Ruhrgebiet – Mülheim lag damals noch inmitten des aktiven Steinkohlebergbaus – war vielleicht einer der Gründe für das anschließende Studium der Geologie, das Lippert im Sommersemester 1932 in Göttingen aufnahm. Unter seinen Hochschullehrern waren so bekannte Professoren wie Hans Stille, Hermann Schmidt, Roland Brinkmann und Victor Moritz Goldschmidt. Nach drei Semestern verließ Lippert Göttingen, um an einer anderen Universität in einer anderen Landschaft seine Kenntnisse zu vertiefen. Sein Weg führte ihn nach München, wo er für zwei Semester u.a.

bei den Professoren Ferdinand Broili und Erich Kaiser weiterstudierte.

Nach dem Sommersemester 1934 folgte ein erneuter Wechsel des Studienorts, diesmal nach Frankfurt am Main. Lipperts Hochschullehrer waren nun die Professoren Rudolf Richter, Richard Kräusel und Walter Groß. Dort fertigte Lippert, von 1935 bis 1938, unter Anleitung von Rudolf Richter seine Doktorarbeit über die Geologie der Daleidener Mulden in der Südwest-Eifel an. Dazu führte er umfangreiche Kartierarbeiten durch, bearbeitete das gewonnene Probenmaterial paläontologisch und stufte es stratigraphisch ein. Sein Mitstreiter und Kommilitone war Gerhard Solle, der das südlich anschließende Kartiergebiet aufnahm.

Während der Semesterferien arbeitete Lippert immer wieder in verschiedenen Bergbaubetrieben, u. a. war er auch bei einer Bohrkolonne der Buderus'schen Eisenwerke in der Gegend von Hirzenhain (Dillkreis) beschäftigt. Wichtig für seinen späteren Werdegang waren jedoch die Kartierarbeiten der Preußischen Geologischen Landesanstalt im Raum Dillenburg in den Jahren 1932 und 1933 unter der Leitung von Professor Wilhelm Kegel. Im Rahmen dieser Arbeiten hatte Lippert die Gelegenheit die geologischen Gegebenheiten der Dill-Mulde von dem damals besten Kenner des Gebietes aus erster Hand kennenzulernen. Später werden die Geologie der Dill-Mulde und ihre Lagerstätten das Zentrum seines wissenschaftlichen Interesses und beruflichen Werdeganges bilden.

Neben der Arbeit an seiner Dissertation war Lippert während des Jahres 1937 als wissenschaftlicher Hilfsassistent am Geologisch-Paläontologischen Institut in Frankfurt mit der geologischen Erfassung alter Lagerstätten beschäftigt und hatte dadurch die Möglichkeit, seine Kenntnisse zur Geologie von Hessen-Nassau zu vertiefen. Weiterhin war er im Auftrag von Rudolf Richter bei der Erschließung von neuen Rohstoffquellen und bei Baugrunduntersuchungen für die Wehrmacht und für den Arbeitsdienst tätig.

Am 14. Februar 1938 bestand Lippert vor der Naturwissenschaftlichen Fakultät in Frankfurt seine Doktorprüfung in den Fächern Geologie, Mineralogie und Zoologie mit „sehr gut“. Die Arbeit erschien in den Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft unter dem Titel „Geologie der Daleider Mulden-Gruppe“. Die dazugehörige Karte konnte jedoch aus Gründen militärischer Geheimhaltung nicht gedruckt werden, was auch später nicht erfolgte.

¹Dr. H.-D. Nesbor (e-mail: heinz-dieter.nesbor@hlug.hessen.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, 65203 Wiesbaden

Nach seinem Examen übernahm Lippert ab April 1938 am Hamburger Geologischen Institut unter Leitung von Professor Wysogorski die Stelle eines wissenschaftlichen Hilfsassistenten. Als solcher hatte er Arbeiten in der Gesteinssammlung und im Labor zu verrichten und erlangte hierdurch Einblick in für ihn bisher unbekannte sedimentpetrographische Arbeitsmethoden.

Im Sommer 1938 erhielt Lippert die Gelegenheit, im Auftrag von Professor Walter Schriel aus Göttingen, kurze Zeit die Vorkommen von Kupferschiefer zwischen Aschaffenburg und Büdingen für den damaligen Reichsforschungsdienst zu untersuchen. Die Arbeiten wurden jedoch durch die kurzfristige Einberufung zur militärischen Ausbildung beendet, die bis Mitte Oktober 1938 andauerte.

Im Mai 1939 bestand Lippert bei der Reichsstelle für Bodenforschung in Berlin das erste geologische Staatsexamen. Ab September 1939 beabsichtigte er eine Stelle als Werksgologe bei den Buderus'schen Eisenwerken in Wetzlar anzutreten. Der Ausbruch des 2. Weltkrieges verhinderte dies, da Lippert ab August 1939 zum Kriegsdienst einberufen wurde.

Hansjoachim Lippert heiratete im Dezember 1939 Luise Lehmann, die ihn bis zuletzt begleitete. Aus der Ehe gingen fünf Kinder hervor.

Da Lippert für eine leitende Stelle in einem kriegsrelevanten Industriezweig vorgesehen war, wurde er auf Antrag der Buderus'schen Eisenwerke ab April 1940 vom Kriegsdienst freigestellt und nahm seine Tätigkeit als Werksgologe auf. Sein Arbeitsbereich umfasste die Leitung der Geologischen Abteilung, der geologischen und bergtechnischen Bibliothek sowie des werkseigenen Bohrbetriebs. Wichtigste Aufgabe war die geologische Kartierung des Grubenbesitzes unter und über Tage für die geologische und technische Planung von Bohrungen und bergmännische Arbeiten, d.h. die Lagerstätten erkundung zur Sicherung der Erzgrundlage für den werkseigenen Bergbau. Die Arbeiten überdauerten den Krieg. Lipperts Tätigkeitsfeld umfasste u.a. die Gruben Königszug, Neue Lust und Eiserne Hand bei Oberscheld in der Dill-Mulde sowie Georg Josef bei Wirbelau in der Lahnmulde, um nur die wichtigsten zu nennen. Ihm gelang es aufgrund zahlreicher Lagerstättenbohrungen (insgesamt ca. 70 000 m) und seines geologisch-lagerstättenkundlichen Sachverständnisses die Erzbasis der genannten Lagerstätten wesentlich zu vergrößern und neue Vorräte nachzuweisen. Gleichzeitig konnte er den Wissensstand über die stratigraphischen und tektonischen Gegebenheiten des Lahn-Dill-Gebietes entscheidend voranbringen.

Lippert pflegte für den Wissensaustausch eine ständige enge Zusammenarbeit mit den Geologen der Nachbarfirmen, der Universitäten und Technischen Hochschulen in der Umgebung, vor allem aber mit dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung (HLfB), das 1946 in Nachfolge der Außenstelle des Reichsamtes für Bodenforschung für Hessen neu

gegründet worden war. Aufgrund dieser engen Verbindung wurde Lippert im März 1949 durch Erlass des Hessischen Wirtschaftsministeriums zum ehrenamtlichen freiwilligen Mitarbeiter des HLfB in Wiesbaden ernannt.

Großes Interesse brachte Lippert dem Studium der Genese von Erzschlamm entgegen, das Aufschluss über die lagerstättenbildenden Prozesse im Lahn-Dill-Gebiet liefern sollte. Dazu führte er zusammen mit Hans Hentschel im Rahmen mehrerer Forschungsreisen vergleichende Untersuchungen auf Santorin, Sizilien und im Gebiet um Padua durch. Zuvor hatte er mit Heinz Beckmann Kontakt aufgenommen, um mit dessen Unterstützung stratigraphische Einstufungen mithilfe von Conodonten für die Eisenerzprospektion vorzunehmen. Die entsprechenden Verfahren wurden dann u.a. in Marburg mit Willi Ziegler, Wolfgang Krebs und Peter Bender weiterentwickelt.

In den 50er Jahren wurde die Verwendung heimischer Erze aufgrund wirtschaftlicher Überlegungen mehr und mehr gedrosselt, die entsprechenden geologischen Untersuchungen immer stärker eingeschränkt und der Bergbau bei Buderus schließlich eingestellt. Ende 1957 schied Lippert daher bei den Hessischen Berg- und Hüttenwerken, einer Tochtergesellschaft von Buderus, aus und trat ab Januar 1958 als Regierungsgeologe in den Dienst des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden. Dabei war er zunächst schwerpunktmäßig als kartierender Geologe auf den Blättern Dillenburg und Oberscheld eingesetzt. Weiterhin erstellte er Gutachten zu hydro-, ingenieur- und montangeologischen Fragestellungen. Im September 1962 wurde Lippert zum Oberregierungsgeologen ernannt, ab November 1963 übernahm er die Leitung der Abteilung Lagerstätten, Petrologie und Geochemie des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. Im Mai 1967 erfolgte die Ernennung zum Regierungsdirektor. Nun standen Verwaltungs- und Führungsaufgaben im Vordergrund und andere Verpflichtungen, wie z.B. die Fertigstellung von Blatt Oberscheld oder die Beiträge zum Sammelwerk Deutscher Eisenerzlagerstätten, wurden zurückgestellt.

Seit Mai 1961 hielt Lippert am geologischen Institut der Justus-Liebig-Universität Gießen im Rahmen eines Lehrauftrages Vorlesungen zur Angewandten Geologie. Am 4. Juli 1963 erteilte ihm dort die Naturwissenschaftlich-Philosophische Fakultät nach ordnungsgemäßem Habilitationsverfahren die *venia legendi* für das Fach Allgemeine und Angewandte Geologie. Am 19. Juli 1971 erfolgte durch den hessischen Kultusminister die Verleihung der akademischen Bezeichnung „Honorarprofessor“ an der Justus-Liebig-Universität Gießen. Seine Vorlesungstätigkeit galt schwerpunktmäßig montangeologisch-lagerstättenkundlichen Themen. In Verbindung damit standen zahlreiche ein- und mehrtägige Exkursionen, vor allem in das Lahn-Dill-Gebiet. Während seiner Hochschultätigkeit betreute Lippert außerdem eine große Zahl von Diplomarbeiten und Dissertationen.

Neben seinen Aufgaben im Hessischen Landesamt für Bodenforschung und seiner wissenschaftlichen Tätigkeit hat sich Lippert ehrenamtlich in verschiedenen wissenschaftlichen Gremien engagiert. Er amtierte in den Jahren 1970 bis 1988 als Mitglied des Verwaltungsrates der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft in Frankfurt. Außerdem war er dort bis Ende 1990 Mitglied des Forschungsausschusses. Von 1970 bis 1980 war Lippert 1. Vorsitzender des Nassauischen Vereins für Naturkunde in Wiesbaden. Zudem war er langjähriges Mitglied zahlreicher wissenschaftlicher Gesellschaften.

Am 30. November 1978 wurde Lippert in den Ruhestand verabschiedet, ab Mai 1979 zum freiwilligen wissenschaftlichen Mitarbeiter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung ernannt. Dadurch sollte ermöglicht werden, die Kartierung von Blatt Oberscheld abzuschließen und die Beiträge zum Sammelwerk Deutscher Eisenerzlagerstätten fertigzustellen.

Im Jahre 1990 hatte ich das Glück, Professor Lippert persönlich kennenzulernen und mit ihm über mehrere Jahre zusammenzuarbeiten. Anlass war das bereits erwähnte geologische Messtischblatt Oberscheld, das aufgrund der oben genannten Verpflichtungen Lipperts liegengelassen war. Gut kann ich mich noch erinnern, wie Lippert zu Beginn der Zusammenarbeit mehrfach in der Woche mit einer großen Kartenrolle unter dem Arm im damaligen Hessischen Landesamt für Bodenforschung auftauchte, um ausführlich über die Geologie der Dill-Mulde zu diskutieren und aus seinem beruflichen Erfahrungsschatz zu berichten. Die Kartenrolle öffnete er jedoch erst nach wiederholten Besuchen, nachdem ihm klar geworden war, dass die Herausgabe der betreffenden Karte zu realisieren war. In den folgenden Jahren bis zur Fertigstellung von Blatt Oberscheld im Jahr 1997 kam es zu zahlreichen Treffen, während derer das sehr detailgenaue Manuskriptblatt und seine handschriftlich vorgelegten Erläuterungstexte zur Karte diskutiert wurden. Großes Interesse zeigte Lippert an den petrologischen Neuerkenntnissen zu den auf dem Kartenblatt weit verbreiteten Vulkaniten des Devons und Unterkarbons. So hatte sich die Interpretation dieser Gesteine seit dem Abschluss seiner Kartierung grundlegend geändert, vor allem bedingt durch die neuen analytischen Möglichkeiten. Lippert zeigte sich diesbezüglich sehr aufgeschlossen und ließ sich mit der neuesten Literatur zu diesen wissenschaftlichen Fragestellungen versorgen. Bis zum nächsten Besuch hatte er die Literatur durchgearbeitet und einer kritischen Diskussion über die betreffende Thematik stand nichts im Wege.

Bei der Überarbeitung der Manuskriptkarte und des dazugehörigen Erläuterungstextes wurde schnell klar, dass eine Herausgabe des Blattes nicht ohne neuerliche gemeinsame Geländebegehungen möglich sein würde. So folgten in den Jahren 1991 bis 1994 zahlreiche gemeinsame Profilaufnahmen im Gelände, wobei Lippert großen Wert darauf legte,

sein umfangreiches Wissen weiterzugeben. Trotz seines damals schon hohen Alters bewegte er sich sicher und äußerst gewandt in zum Teil schwierigem Gelände. Schwerpunkte der Untersuchungsarbeiten waren die vulkanischen Gesteinsabfolgen – und natürlich die Erzlagerstätten. In diesem Zusammenhang ergab sich im Frühjahr 1992 die Möglichkeit, das seit 1962 stillgelegte Roteisensteinbergwerk „Neue Lust“ unter Lipperts Leitung zu befahren, das er über lange Jahre als Grubengeologe betreut hatte und das hervorragende Aufschlüsse im Bereich des Grenzlagere bietet. Bei dieser Gelegenheit konnten sich die Teilnehmer der Grubenbefahrung u.a. von Lipperts exzellenten Ortskenntnissen überzeugen. So präsentierte er nach stundenlangem Weg durch Strecken, Querschläge und Überhauen eine bestimmte Probenlokation, die er Jahrzehnte vorher durch große Zahlen auf der Grubenwand gekennzeichnet hatte.

Das Blatt Oberscheld mit ausführlichen Erläuterungen wurde 1997 gedruckt und ist mittlerweile ein Standardwerk zur Geologie der Dill-Mulde geworden.

Lipperts wissenschaftliche Arbeit hat sich in über 50 Publikationen niedergeschlagen, etwa ein Drittel zusammen mit verschiedenen Kollegen. Seine Arbeiten umfassen schwerpunktmäßig die regionale Geologie des Rheinischen Schiefergebirges und deren Lagerstätten, in erster Linie die Roteisensteinvererzungen. Wichtig für das geologische Verständnis des Lahn-Dill-Gebietes war die Herausgabe der äußerst präzise kartierten geologischen Messtischblätter Dillenburg (1970) und später Oberscheld (1997), jeweils mit umfassenden Erläuterungen. In diesen Kartenwerken sind die geologischen Gegebenheiten über und unter Tage dokumentiert und bleiben somit der Nachwelt zugänglich. Sie sind gewissermaßen Lipperts geologisches Vermächtnis. Nicht zuletzt bieten sie einen fundierten Einblick aus erster Hand in den mittlerweile historischen Bergbau dieses Raumes, der die Landschaft über Jahrhunderte geprägt hat.

1992 wurde Lippert in Würdigung seiner besonderen Verdienste auf wissenschaftlichem Gebiet der Verdienstorden der Bundesrepublik Deutschland verliehen.

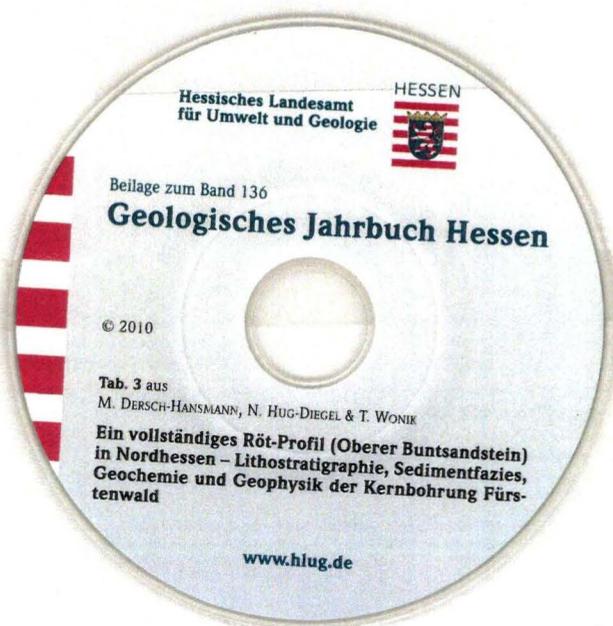
Mit seinem Tod ist ein reiches und erfülltes Geologenleben zu Ende gegangen.

Veröffentlichungen von Hansjoachim Lippert

- LIPPERT, H. (1937): Unterkoblenz-Fundpunkte im Norden und Westen der Sötenicher Mulde. – *Senckenbergiana*, **19** (3/4): 282–288, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- LIPPERT, H. (1937): Gleit-Faltung in subaquatischem und subaerischem Gestein. – *Senckenbergiana*, **19** (5/6): 355–375, 13 Abb.; Frankfurt a. M.
- LIPPERT, H. & SOLLE, G. (1937): Die Manderscheider Schwelle im Devon der Eifel. – *Senckenbergiana*, **19** (5/6): 392–399, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- LIPPERT, H. J. (1937): Die Daleidener Muldengruppe [Vortragskurzfassung]. – *Z. dt. geol. Ges.*, **89**: 556; Berlin.
- LIPPERT, H. (1939): Geologie der Daleider Mulden-Gruppe. – *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, **445**: 1–66, 11 Abb., 4 Taf.; Frankfurt a. M.
- LIPPERT, H. (1951): Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Rot-eisenstein-Gruben des östlichen Dill-Gebietes. – *Abh. senckenb. naturforsch. Ges.*, **485** (Rudolf Richter-Festschrift): 1–29, 11 Abb., 10 Taf.; Frankfurt a. M.
- LIPPERT, H.-J. (1951): Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in der östlichen Dillmulde [Vortragskurzfassung]. – *Z. dt. geol. Ges.*, **102**: 383–385; Hannover.
- LIPPERT, H. J. (1951): Ein neuer Neigungs- und Abweichungsmesser für söhlige und senkrechte Bohrungen mit kleinem Durchmesser. Einige Beispiele für Bohrloch-Abweichungen. – *Schlägel und Eisen*, **1951** (2): 25–27, 6 Abb.; Düsseldorf.
- LIPPERT, H. J. & TEIKE, M. (1952): Die Eisenerze Hessens. – In: BLONDEL, F. & MARVIER, L. (Hrsg.), XIX^e Congrès Géol. Internat., Symposium sur les Gisements de Fer du Monde, Tome **II**: 13–15; Alger.
- LIPPERT, H. (1952): Die Bohrung Driedorf II bei Driedorf auf dem Westerwald, Rheinisches Schiefergebirge. Stratigraphische und tektonische Erkenntnisse bei Auswertung einer Potential- und Widerstandsmessung. Ergebnisse einer Wärmemessung. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, (VI) **3**: 343–352, 6 Abb.; Wiesbaden.
- LIPPERT, H. (1953): Das Roteisenstein-Grenzlager von der Wende Mittel-Oberdevon in der Dill-Mulde. Beobachtungen und Gedanken zur Entstehung von Erz und Nebengestein. – *Z. dt. geol. Ges.*, **104** (2): 260–276, 1 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- LIPPERT, H. J. & SOLLE, G. (1953): Profil durch die Dill-Mulde von Haiger bis Herborn. Exkursion am 23. Mai 1952. – *Z. dt. geol. Ges.*, **104** (2): 292–303, 7 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- LIPPERT, H. J. (1953): Befahrung der Eisenerzgruben Neue Lust bei Nanzenbach und Königszug bei Oberscheld. Exkursion am 24. Mai 1952. – *Z. dt. geol. Ges.*, **104** (2): 304–305; Hannover.
- LIPPERT, H. J. (1954): Aus dem Roteisenstein-Bergbau an Lahn und Dill (Ergebnisse und Erfahrungen bei Untersuchungsarbeiten seit 1930). – *Z. dt. geol. Ges.*, **105** (1): 20–24, 1 Abb.; Hannover. [Anm.: der gesamte Band 105 erschien erst 1955]
- LIPPERT, H. J. (1955): Die geologischen Verhältnisse und die Untersuchungen der Lagerstätten des Eisenerzbergbaues der BERGHÜTTE. – *Die Berghütte*, **4**: 5–10, + **5**: 7–11, 13 Abb.; Wetzlar. [als Sonderdruck mit Nennung des Autors und mit eigener Paginierung erschienen unter dem Titel „Die geologischen Verhältnisse und die Untersuchungen der Lagerstätten des Eisenerzbergbaues der Berghütte“, 9 S., 13 Abb.; Wetzlar.]
- LIPPERT, H. J. (1955): Bericht über eine Studienfahrt nach Santorin in der südlichen Ägäis [Vortragskurzfassung]. – *Z. dt. geol. Ges.*, **105** (3): 586–587; Hannover.
- LIPPERT, H. J. (1956): Lagerstättenerkundung zur Sicherung der Erzgrundlage für die Grube Königszug. – *Die Berghütte*, H. **14**: 4–9, 9 Abb.; Wetzlar.
- LIPPERT, H. J. (1957): Lagerstättenerkundung um Grube Georg-Joseph. Geologische Verhältnisse und Untersuchungsergebnisse. – *Die Berghütte*, H. **18**: 5–8, 6 Abb.; Wetzlar.
- LIPPERT, H. J. (1958): Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und des Hörre-Zuges [1:100.000]. – Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- LIPPERT, H. J., HENTSCHEL, H. & TEIKE, M. (1959): Exkursionsbericht zur Tagung des Naturhistorischen Vereins Dillenburg 28.–31.5.1958 (Geologischer Bericht). – *Decheniana*, **111** (2): 199–209, 1 Tab.; Bonn.
- LIPPERT, H. J. (1959): Vorbericht zur Befahrung der Eisenerzgrube Königszug bei Oberscheld (Dillkreis). – In: Exkursionen und Grubenbefahrungen anlässlich der 37. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft vom 8.–12. September 1959 in Wetzlar/Lahn, S. 28–29, 1 Tab.; Wetzlar (Scharfdruck).
- Lippert, H.-J. (1959): Beiträge zum „Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung in Marburg a. d. Lahn vom 1. bis 9. September 1958“. – *Z. dt. geol. Ges.*, **111**: 259–264, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KREBS, W., HENTSCHEL, H. & LIPPERT, H. J. (1959): Profil am Bahnhof Dillenburg (Laufender Stein). – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **111** (2): 259–260, 1 Abb.; Hannover.
- HENTSCHEL, H. unter Mitwirkung von KREBS, W. & LIPPERT, H.-J. (1966): Exkursion in das Dillgebiet (am 11. u. 12. September 1964). – *Fortschr. Mineral.*, **42** (2): 334–353, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- LIPPERT, H.-J. & HENTSCHEL, H. (1968): Ein neues Basaltvorkommen bei Wingsbach auf Blatt 5814 Bad Schwalbach (Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). – *Jb. Nass. Ver. Naturkd.*, **99** (Franz Michels-Band): 86–91, 3 Abb.; Wiesbaden.
- LIPPERT, H. J., LOB, F., MEISL, S., RÉE, C., SALGER, M., STADLER, G. & TEUSCHER, E. O. (1969): Die Kaolinlagerstätten der Bundesrepublik Deutschland. – XXIII Internat. Geol. Congress (1968), **15**: 84–105, 5 Abb., 7 Tab.; Prag.
- LIPPERT, H.-J. (1970): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5215 Dillenburg (2. Aufl.). – Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- LIPPERT, H.-J. unter Mitarbeit von HENTSCHEL, H. & RABIEN, A. (1970): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5215 Dillenburg (2. Aufl.). – 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1971): Dr. FRIEDRICH HEINECK zum 90. Geburtstag. – *Jb. Nass. Ver. Naturkd.*, **101**: 25–26; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1971): Dr. FRITZ NEUBAUER zum 80. Geburtstag. – *Jb. Nass. Ver. Naturkd.*, **101**: 27; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1971): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1970. – *Jb. Nass. Ver. Naturkd.*, **101**: 159–168; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1973): Professor Dr. LUTZ HECK zum 80. Geburtstag. – *Jb. Nass. Ver. Naturkd.*, **102**: 5; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1973): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1971. – *Jb. Nass. Ver. Naturkd.*, **102**: 211–217; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1973): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1972. – *Jb. Nass. Ver. Naturkd.*, **102**: 218–224; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1976): Dr. FRIEDRICH HEINECK zum 95. Geburtstag. – *Jb. Nass. Ver. Naturkd.*, **103**: 5–6; Wiesbaden.

- LIPPERT, H.-J. (1976): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1973. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **103**: 186–193; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1976): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1974. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **103**: 194–200; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1976): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1975. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **103**: 201–208; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1977): MAX TEIKE †. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 255–259, 1 Abb.; Wiesbaden.
- KALHEBER, H. & LIPPERT, H.-J. (1978): Die botanischen Beobachtungen der botanisch-geologischen Exkursion ins Lahntal zwischen Kirschhofen bei Weilburg und Aumenau. – Mitt. Nass. Ver. Naturkd., **3**: 6–7; Weilburg.
- LIPPERT, H.-J. (1979): Dr. GEORG EBERLE zum 80. Geburtstag. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **104**: 5; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1979): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1976. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **104**: 219–228; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1979): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1977. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **104**: 229–240; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1979): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1978. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **104**: 241–249; Wiesbaden.
- LIPPERT, H. J. (1980): 1829–1979. 150 Jahre Nassauischer Verein für Naturkunde in Wiesbaden. – Mitt. Nass. Ver. Naturkd., **5**: 1–4; Weilburg.
- LIPPERT, H.-J. (1980): Vorschau auf die Wintervorträge 1980/1981. – Mitt. Nass. Ver. Naturkd., **6**: 5–7; Weilburg.
- LIPPERT, H.-J. (1981): Die Vereinsveranstaltungen Frühjahr-Herbst 1981. – Mitt. Nass. Ver. Naturkd., **7**: 3–5; Weilburg.
- MEISL, S., LIPPERT, H.-J. & STRECKER, G. (1982): Geosynkinalvulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. – Fortschr. Mineral., **60**, Beih. 2: 3–15, 1 Abb.; Stuttgart.
- LIPPERT, H.-J. (1982): FRIEDRICH HEINECK † 1880–1979. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **105**: 7–13, 1 Abb.; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1982): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1979. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **105**: 60–70; Wiesbaden.
- FENCHEL, W., GIES, H., GLEICHMANN, H.-D., HELLMUND, W., HENTSCHEL, H., HEYL, K. E., HÜTTENHAIN, H., LANGENBACH, U., LIPPERT, H.-J., LUSZNAT, M., MEYER, W., PAHL, A., RAO, M. S., REICHENBACH, R., STADLER, G., VOGLER, H. & WALTHER, H. W. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagerstätten. I. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum). 1. Die Sideriterzgänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – Geol. Jb., **D 77**: 3–517, 128 Abb., 38 Tab., 31 Taf.; Hannover.
- LIPPERT, H.-J. (1991): GEORG EBERLE † 1899–19919. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **113**: 123–124, 1 Abb.; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. (1992): Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und der Hörde 1:100000 (2. Aufl.). – Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- NESBOR, H.-D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): 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.
- BENDER, P., LIPPERT, H.-J., NESBOR, H.-D. & RABIEN, A. (1997): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5216 Oberscheld (2. Aufl.). – Wiesbaden (Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Nr. 5216 Oberscheld (2. Aufl.). – 421 S., 41 Abb., 28 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. & NESBOR, D. (1998): Geologische Exkursion in das Unterdevon bis Unterkarbon der Dill-Mulde (Haiger-Dillenburg-Oberscheld-Herborn). – Nass. Ver. Naturkd., Exkursionshefte, **8**: 11 S., 6 Abb.; Wiesbaden.
- FLICK, H., LIPPERT, H.-J., NESBOR, H.-D. & REQUADT, H. (1998): Lahn- und Dillmulde. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 33–62, 10 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. & FLICK, H. (1998): Vulkano-sedimentäre Roteisenerze vom Lahn-Dill-Typ. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge, S. 121–128, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 19.4.2010, angenommen am 5.5.2010.



Inhalt

Seite 5

DIRK GILLE, ANNETT GILLE & JÜRGEN FICHTER
Verbreitung und Zusammensetzung
der Elasmobranchierfauna im Kasseler
Meeressand (Ober-Oligozän, Chattium,
Kassel-Formation) Nordheßsens,
insbesondere im Ahnetal bei Kassel
(GK 25, Bl. 4622 Kassel West)

Seite 35

KIRSTEN I. GRIMM & THOMAS SCHINDLER
Eine Foraminifere (Fusulinacea) aus den
Langen-Schichten (Rotliegend, Perm)
des Sprendlinger Horstes
(Süddeutschland)

Seite 39

THOMAS SCHINDLER
Neues zu den „Plattenkalken“ – Ablage-
rungen karbonatischer Playa-Seen mit
einer außergewöhnlichen Flora und
Fauna (Langen-Schichten, höheres
Rotliegend, Perm; Sprendlinger Horst,
Süddeutschland)

Seite 59

KIRSTEN I. GRIMM & HENNING UFFENORDE
Erster Nachweis von *Miogypsina*,
einer Großforaminifere aus der
Kassel-Formation
(Ober-Oligozän, Nordhessen)

Seite 65

MICHAELA DERSCH-HANSMANN,
NICOLA HUG-DIEGEL & THOMAS WONIK
Ein vollständiges Röt-Profil
(Oberer Buntsandstein) in Nordhessen
– Lithostratigraphie, Sedimentfazies,
Geochemie und Geophysik der
Kernbohrung Fürstenwald

Seite 109

THOMAS MÖRS
Wirbeltiere aus dem Miozän von
Homburg/Ohm (Vogelsberg, Hessen)

Seite 121

VOLKER STÄHLE, MARTIN GOLL &
WINFRIED H. SCHWARZ
Das $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter der Biotit-Sanidin-
Metasomatite aus der Schlotbrekzie
des Katzenbuckel-Vulkans (Odenwald)

Seite 131

KARL-JOSEF SABEL
Erinnerung an Ernst Schönhals

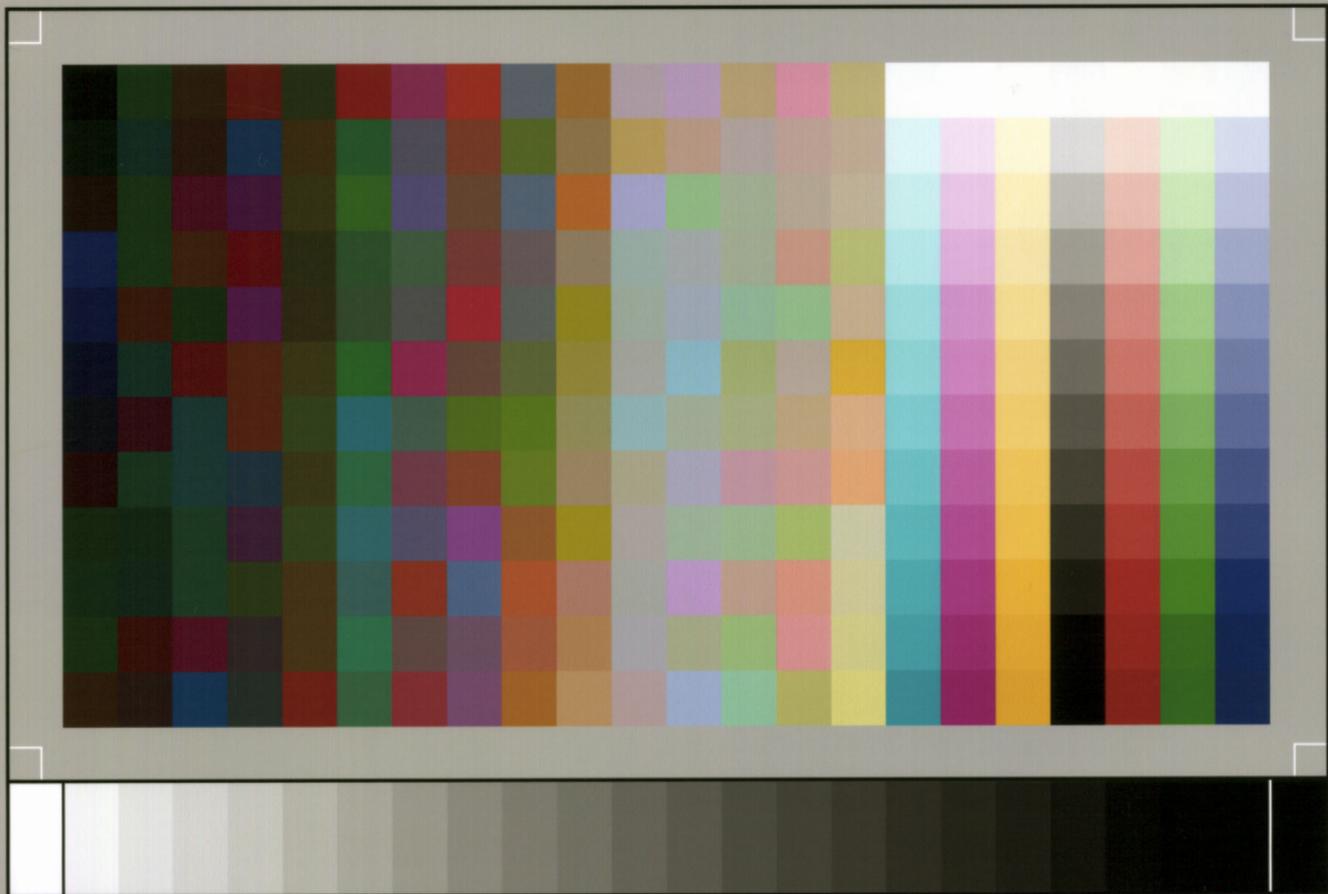
Seite 133

HEINZ-DIETER NESBOR
Nachruf Hansjoachim Lippert



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

www.hlug.de



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0