

Band 137

Geologisches Jahrbuch Hessen



Band 137 120 Seiten, 77 Abbildungen, 5 Tabellen, 2 Tafeln; Wiesbaden 2011 ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen



Schriftleitung Dr. Fred Rosenberg Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden

Titelbilder: Fotos HLUG und aus dem Beitrag HELMUT HEMMER & THOMAS KELLER

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.

 \odot Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2011 ISSN 0341-4027

Printed in Germany

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

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

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

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

Layout: Monika Retzlaff

Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie Rheingaustraße 186 65203 Wiesbaden Telefon: 0611 6939-111 Telefax: 0611 6939-113 E-Mail: vertrieb@hlug.hessen.de

Inhalt	Seite
Jürgen Fichter & Reiner Kunz Neue Nachweise chirotheroider Fährten in der Detfurth-Formation (Mittlerer Buntsandstein, Untere Trias) bei Wolfhagen	5
Stefan Lang, Jens Hornung, Matthias Krbetschek, Katrin Ruckwied & Andreas Hoppe Tektonik und Sedimentation am Rand des Oberrheingrabens in Darmstadt im Mittel- und Oberpleistozän	19
HELMUT HEMMER & THOMAS KELLER Die Löwin von Rockenberg (Wetterau, Hessen) im Kontext von 200 Jahren Forschung am Höhlenlöwen, <i>Panthera leo spelaea</i> (Goldfuß, 1810)	55
JENS HAHN & CHRISTIAN OPP Geochemische Eigenschaften von Laacher See-Tephra enthaltenden Bodensubstraten in eruptionsnaher und eruptionsferner Position	65
Jürgen Fichter, Klaus Hochberger & Werner Humburg Erstnachweis der Lebensspur <i>Uchirites triangularis</i> Macsotay 1967 im Kupferschiefer Nordhessens	79
Marita Felder, Gudrun Radtke & Thomas Keller Ein neues Schwarzpelit-Vorkommen im Westerwald (Forschungsbohrung Elbtal–Elbgrund, Hessen)	85
Josef Paul Zum Alter der Korbacher Spalte und dem Klima des Zechsteins (Hessen, Werra-Formation)	103
Silvio Brandt <i>Protorosaurus speneri</i> – von der Entdeckung bis zur ersten wissenschaftlichen Bearbeitung	111
Karl-Josef Sabel Nachruf Arno Semmel	119

JÜRGEN FICHTER¹ & REINER KUNZ²

Neue Nachweise chirotheroider Fährten in der Detfurth-Formation (Mittlerer Buntsandstein, Untere Trias) bei Wolfhagen

Kurzfassung

Aus einem Steinbruch bei Wolfhagen mit aufgeschlossener Detfurth-Formation (Mittlerer Buntsandstein, Untere Trias) werden neue Funde chirotheroider Fährten beschrieben. Für *Protochirotherium wolfhagense* FICHTER & KUNZ 2004 werden (spekulative) Angaben zur Population der Fährtenerzeuger diskutiert. Außerdem wird eine hypothetische Rekonstruktion der realen Fußmorphologie vorgestellt. Das Auffinden einer bisher unbekannten Fährtenart hat die Erstellung der neuen Gattung und Art *Palaeochirotherium macrodactylum* ichnogen. nov. ichnospec. nov. zur Folge. Erstmals wurde in diesem Steinbruch auch die Gattung *Synaptichnium* nachgewiesen.

Abstract

New evidence of chirotheroid tracks from a quarry near Wolfhagen with exposed Detfurth-Formation (Middle Bunter, Lower Triassic) is described. (Speculative) information about the population of trackmakers of *Protochirotherium wolfhagense* FICHTER & KUNZ 2004 is discussed. Additionally, a hypothetical reconstruction of the actual foot morphology is presented. The discovery of a hitherto unknown type of track led to the creation of the new species and genus *Palaeochirotherium macrodactylum* ichnogen. nov. ichnospec. nov. The genus *Synaptichnium* was also detected for the first time in this quarry.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	6
2	Allgemeine Bemerkungen zur Klassifizierung von Chirotherien-Fährten	7
3	Systematischer Teil	8
	3.1 Protochirotherium	8
	3.1.1 Protochirotherium wolfhagense	8
	3.1.2 Protochirotherium hauboldi	8
	3.2 Palaeochirotherium ichnogen. nov.	11
	3.2.1 Palaeochirotherium macrodactylum ichnospec. nov.	11
	3.3 Synaptichnium (NOPCSA 1923, emend. KING et al. 2005)	13
	3.4 Synaptichnium cf. pseudosuchoides	13
4	Nachträge zu Protochirotherium wolfhagense	14
	4.1 Neue Nachweise	14
	4.2 Bemerkungen zur Population der Erzeuger	14
	4.3 Hypothetische Rekonstruktion der "realen" Fußmorphologie	15
5	Diskussion	16
6	Schriftenverzeichnis	17

¹ Dr. J. Fichter (e-mail: jfichter@t-online.de), Martinsplatz 4, 34117 Kassel

² Dr. R. Kunz (e-mail: kunz.foerster@t-online.de), Friedensstraße 7, 34466 Wolfhagen

1 Einleitung

2004 veröffentlichten FICHTER & KUNZ aus einem Steinbruch bei Wolfhagen (Abb. 1) mit aufgeschlossenen Schichten der Detfurth-Formation (Mittlerer Buntsandstein, Untere Trias) bei Wolfhagen *Protochirotherium wolfhagense* als neue Fährtengattung und -art innerhalb der Formengruppe der Chirotherien. Wie der Gattungsname schon impliziert, sehen die Autoren diese Form an der Basis der gesamten Chirotherienentwicklung angesiedelt. 2007 und 2010 bestätigten KLEIN & HAUBOLD sowie KLEIN & LUCAS weitgehend diese Einschätzung.

Die beschriebenen Funde stammen aus dem Anstehenden im Top der (aufgeschlossenen) Detfurth-Wechselfolge. Ständige Begehungen des Steinbruches lieferten in jüngster Zeit auch einige wenige gut erhaltene Funde aus dem Schuttfächer am Fuß der Steinbruchwand, die einerseits eindeutig altbekannten Chirotheriengattungen (*Synaptichnium*) zugewiesen werden können, andererseits aber auch bisher unbekannte Formen repräsentieren. Leider war es wegen der großen Steinschlaggefahr in diesem Steinbruch bis heute nicht möglich, die jeweiligen Fundschichten eindeutig zu identifizieren.

Nach der Profilaufnahme durch H. HEGGEMANN (in FICHTER et al. 1999) wird die erschlossene Abfolge der Detfurth-Wech-

selfolge durch insgesamt 19 Tonsteinlagen bzw. –linsen gegliedert, die jedoch vielfach von Fein-bis Mittelsandlagen durchsetzt sind (Abb. 2).

Fast alle Tonlagen weisen Trockenrisse auf, was auf häufig wiederkehrendes Trockenfallen des Faziesraumes hinweist. Die Tonlagen werden als Bildungen auf den Überflutungsebenen entlang von Flussrinnen gedeutet (FICHTER et al. 1999). Fast jede dieser Tonlagen kann auch mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Saurierspuren als Epireliefs enthalten und damit die Hyporeliefs auf der Unterseite der überlagernden Sandsteinbänke. Jedenfalls legen dies die zahlreichen Funde im Schuttkegel am Fuß der Steinbruchwand nahe. Es ist anzunehmen, dass der größte Teil der neuen Funde aus dem Bereich eines zur Zeit stark überhangenden Schichtpaketes bei Profilmeter 8 stammt (Abb. 2, 3). Mit Sicherheit ist aber die Platte mit einer bislang nicht bekannten chirotheroiden Fährtenform diesem Profilabschnitt zuzuordnen. Das kann daraus abgeleitet werden, dass ihre Schichtunterseite ebenso wie die Schichtunterseiten des überhangenden Schichtpaketes durch die längerfristige Exposition gegenüber den Witterungsverhältnissen starken Algenbewuchs aufweist.



Abb. 2. Lithologisches Profil des Steinbruchs am Stöcketeich im Stadtwald von Wolfhagen, Detfurth-Wechselfolge (Mittlerer Buntsandstein). Das Foto ist vor mehr als 10 Jahren aufgenommen worden. Der Schuttkegel reicht heute wesentlich höher hinauf. (Profilaufnahme H. HEGGEMANN in FICHTER et al. 1999).



Abb. 3. Überhangende Schichten bei Profilmeter 8.

Verwendete Abkürzungen für Sammlungen: RGMW = Regionalmuseum Wolfhager Land SK = Sammlung Kunz, Wolfhagen



Abb. 4. Schema zur Nummerierung der Zehen und Lage einiger wichtiger Winkel. Die Zehen sind mit den römischen Ziffern I bis V von innen nach außen nummeriert. Winkel: A Zehenwinkel I/III, B Zehenwinkel I/IV, C Zehenwinkel I/V, K Kreuzachse.

2 Allgemeine Bemerkungen zur Klassifizierung von Chirotherien-Fährten

2004 schlugen FICHTER & KUNZ zur Klassifizierung von Chirotherien-Fährten vor, die Proportionen aller Zehen, also auch des V. Zehs, stärker zu berücksichtigen (zur Nummerierung der Zehen vgl. Abb. 4). Denn bisher wurde das Hauptaugenmerk fast ausschließlich auf die Zehengruppe I-IV gerichtet und Zeh V wurde allenfalls nebenbei erwähnt (vgl. z.B. DEMATHIEU 1985, Tab. 1). Dies erscheint insofern nicht plausibel, als dass sich bei der Betrachtung der Messwerte zahlreicher Chirotherienfährten Zeh V oft als der weitaus längste und dominanteste erweist. FICHTER & KUNZ (2004) drückten die Zehenproportionen der verschiedensten Chirotherienfährten quasi in Kennzahlen aus. So bedeutet die Ziffernfolge 54321 die Reihenfolge der Zehenlängen in absteigender Folge (V>IV>III>III>II). Setzt man diese Verhältnisse in ein Balkendiagramm um, stellen sich drei Großgruppen (1) mit längstem Zeh V, (2) mit längstem Zeh IV und (3) mit längstem Zeh III dar, die sich wiederum in Untergruppen aufspalten. In dem Diagramm der Abbildung 5 sind die Typen für die verschiedenen Gattungen eingeordnet. Orientiert man sich nun an den Definitionen dieser Genotypen, so kann z.B. die aus der pol-

nischen Trias als *Brachychirotherium hauboldi* beschriebene Form niemals der Gattung *Brachychirotherium* zugewiesen werden, da sie die Gattungsdiagnose nicht erfüllt. Sie muss zwangsweise der Gattung *Protochirotherium* FICHTER & KUNZ 2004 zugeordnet (s.u.) werden. Dies gilt übrigens auch für die von FICHTER & LEPPER (1997) als *Isochirotherium* sanctacrucense beschriebene Form.

Abb. 5. In der Abbildung sind die Zehenformeln der verschiedenen Chirotherien-Gattungen als Balkendiagramm dargestellt. Rot: dominierende Zehen, blau: reduzierte Zehen. Es sind die drei Gruppen "längster Zeh V", "längster Zeh IV" und "längster Zeh III" zu erkennen.



3 Systematischer Teil

Klasse:	Reptilia LINNÉ, 1758
Unterklasse:	Archosauria COPE, 1891
Ordnung:	Thecodontia OWEN, 1859
Unterordnung:	Pseudosuchia ZITTEL, 1887-1890
Familie:	Chirotheriidae ABEL, 1935

3.1 Protochirotherium emend.

- 1990 *Chritherium* (emend. *Chirotherium*) [laps. cal.] FUGLEWICZ et al., Pls.2:1-3,3: 14,4: 1,11: 1; Figs. 5: 1, 3-6, 6: 1,4.
- 1990 Isochirotherium FUGLEWICZ et al., Fig. 7, 3-4
- 1997 Isochirotherium FICHTER & LEPPER, Abb. 2, 3, 4
- 2000 *Brachychirotherium* PTASZYNSKI, Figs. 5A-C, 6A-C; Table 1,3.
- 2000 Isochirotherium PTASZYNSKI, Fig. 13, A, B, D, E, F
- 2004 Protochirotherium FICHTER & KUNZ
- 2007 *Protochirotherium* KLEIN & HAUBOLD, Fig. 2, C, Fig. 3, A,B.
- 2010 Protochirotherium KLEIN & LUCAS, Fig. 3, A, Fig. 4, A, B.
- 2010 Protochirotherium KLEIN et al., Fig. 5, A, B.

Emendierte Diagnose: Kleine bis mittelgroße quadrupede Chirotheriidae mit plantigrader bis semiplantigrader Fuß- und Handhaltung und mit längstem Zeh V, sehr langem Zeh III sowie noch relativ langem Zeh IV.

3.1.1 Protochirotherium wolfhagense FICHTER &

KUNZ 2004 (Abb. 6 A, B; Taf. 1, Fig. 1–4)

- * 2004 Protochirotherium wolfhagense FICHTER & KUNZ 2004 2007 Protochirotherium wolfhagense KLEIN & HAUBOLD, Fig. 2, C, Fig. 3, A, B.
- 2010 Protochirotherium wolfhagense KLEIN & LUCAS, Fig. 3, A, Fig. 4, A, B.
- 2010 Protochirotherium wolfhagense KLEIN et al., Fig. 5, A, B.

Trittsiegel von *Protochirotherium wolfhagense* kommen in diesem Steinbruch sehr häufig vor. Gattung und Art wurden von FICHTER & KUNZ (2004) definiert. Herausragende Merkmale sind der längste Zeh V und ein im Verhältnis zu Zeh III noch sehr langer Zeh IV. Das Merkmal längster Zeh V bei noch relativ langem Zeh IV wird von Fichter und Kunz als primitiv angesehen, und es wurde die Forderung aufgestellt, alle Formen innerhalb der Chirotheriidae mit diesem Merkmal in die Gattung *Protochirotherium* zu stellen. In diesem Sinne wird hier verfahren.

3.1.2 Protochirotherium hauboldi (Abb. 6 C)

- 1990 *Chritherium lauboldi* (emend. *Chirotherium hauboldi*) [laps. cal.] FUGLEWICZ et al., pls. 2: 1-3,3: 14,4: 1,11: 1; figs. 5: 1, 3-6, 6: 1,4.
- 2000 Brachychirotherium hauboldi PTASZYNSKI, Figs. 5A-C, 6A-C; Tables 1, 3.

Diagnose nach FUGLEWICZ et al. (1990): Mittelgroßes Chirotherium mit relativ kurzer und breiter Zehengruppe I-IV. Metatarsalverbindung bogenförmig mit großem Radius und leicht nach vorne gebogen. Die Kreuzachse des Fußes liegt schätzungsweise bei 61–76°. Fußzeh III ist nur geringfügig kürzer als die Breite der Zehengruppe I-IV.

Von den betroffenen Arten mit längstem Zeh V zeigt vor allem diese aus dem Mittleren Buntsandstein von Wióry im Nordosten des Heiligkreuz-Gebirges (Polen) als *Brachychirotherium hauboldi* (PTASZYNSKI 2000) beschriebene Art sehr große Übereinstimmungen mit *P. wolfhagense*. In einigen Merkmalen (Kreuzachse, Zehenwinkel I/IV, I/V, Längen/ Breitenverhältnis der Zehengruppe I/IV) unterscheidet sie sich aber dennoch deutlich von *P. wolfhagense*, so dass die Aufrechterhaltung zweier getrennter Arten innerhalb der Gattung *Protochirotherium* gerechtfertigt ist.



Abb. 6. A, B Protochirotherium wolfhagense, Holo- und Paratypus, C Protochirotherium hauboldi, Fußlängen ca. 12 cm.



Fig. 1. *Protochirotherium wolfhagense,* Paratypus RGMW 10.14.9.4, Fußeindruck, Länge ca. 12 cm.



Fig. 2. *Protochirotherium wolfhagense*, hypothetische Rekonstruktion der realen Fußmorphologie.



Fig. 3. Protochirotherium wolfhagense, SK WSF 54, bisher größter Fußeindruck (ca. 18,6 cm).



Fig. 4. *P. wolfhagense*, SK WSF 40, erhaltungsbedingt fast *Synaptichnium*-ähnlich, Fußlänge ca. 7 cm.

Tafel 2



Fig. 1. *Palaeochirotherium macrodactylum* ichnogen. nov. ichnospec. nov., Holotypus, RGMW G. 2010/II-2, Fußlänge ca. 21 cm.



Fig. 3. Synaptichnium cf. pseudosuchoides, SK WSF 44, Fußeindruck, erster Fund, Fußlänge ca. 10 cm.



Fig. 2. *P. macrodactylum.* ichnogen. nov. ichnospec. nov., Paratypus, RGMW G. 2010/II-1, Fußlänge ca. 15,4 cm.



Fig. 4. S. cf. pseudosuchoides, SK WSF 57, Fußeindruck, zweiter Fund, Fußlänge ca. 10 cm.

3.2 Palaeochirotherium ichnogen. nov.

Typusart: *Palaeochirotherium macrodactylum* ichnogen. nov. ichnospec. nov.

Derivatio nominis: *Palaeochirotherium*, Palaeo... im Sinne von "alt" = altes *Chirotherium*.

Diagnose: Großwüchsige quadrupede Chirotheriidae mit semiplantigrader Fußhaltung und extrem langem Zeh V, langem Zeh III und kurzem Zeh IV.

3.2.1 Palaeochirotherium macrodactylum ichnospec. nov.

(Abb. 7, Taf. 2, Fig. 1, 2)

Holotypus: Eindruck eines rechten Fußes, RGMW G. 2010/11–2.

Paratypus: Eindruck eines linken Fußes, RGMW G. 2010/11-1.

Locus typicus: Aufgelassener Steinbruch im Stadtwald von Wolfhagen nahe dem Stöcketeich.

Stratum typicum: Detfurth-Wechselfolge, Mittlerer Buntsandstein, Untere Trias.

Derivatio nominis: macrodactylum, makro = griechisch μακροs makros, bedeutet "groß" oder "weit", daktylus = griechisch δάκτυλος, dáktylos, "Finger". Macrodactylum steht also für großer Finger oder Zeh, womit der abnorm lange Zeh V gemeint ist. In der Medizin gibt es übrigens den Ausdruck "Makrodactylie", womit das Phänomen abnorm langer Finger oder Zehen gemeint ist.

Material: Holotypus RGMW G. 2010/11-2. Paratypus RGMW G. 2010/11-1.



Abb. 7. *Palaeochirotherium macrodactylum* ichnogen. nov. ichnospec. nov., A Holotypus RGMW G.2010/11–2., Fußlänge ca. 21 cm. B Paratypus RGMW G.2010/11–1, Fußlänge ca. 15,4 cm.

Diagnose: Fußeindruck: Pentadactyl, plantigrad bis semiplantigrad. Relativ großwüchsig (Fußlängen bis 210 mm, vermutlich auch mehr). Zeh V deutlich länger (bis zu 70%) als Zeh III mit mächtigem, länglich-ovalem Basispolster und kurzer Endphalange. Zeh IV reduziert, Zeh II deutlich länger als IV, Zeh I länger oder gleich lang Zeh IV (Zehenformel 53214 oder 41). Zehengruppe I/IV geringfügig breiter als lang (Länge/ Breite = 0,91 – 0,99). Kreuzachse schief (57° – 72°). Zehenwinkel I/IV 38° – 41°, I/V 45° – 63°.

Handeindruck: Bisher unbekannt.

Beschreibung: Nach zehnjähriger Prospektionsarbeit sind erst kürzlich zwei chirotheroide Trittsiegel aufgefunden worden, die sich sowohl in der Größe als auch in der Morphologie sehr deutlich von der ausgesprochen häufig vorkommenden Art P. wolfhagense unterscheiden. Bei den Fußeindrücken fällt insbesondere der stark von der Zehengruppe I/IV abgesetzte, überdimensional lang erscheinende Zeh V auf. Sein Basispolster ist von länglich-ovaler Gestalt, dessen distale medio-laterale Begrenzung in etwa mit dem Zehenzwischenraum der Zehen II und III korrespondiert. Der massivste Teil des Polsters liegt distal der Zehen III und IV. Die Endphalange ist kurz und leicht nach außen gebogen. Die dominierenden Zehen innerhalb der Zehengruppe I/IV sind III und II (III>II). Zeh IV erscheint deutlich verkürzt und kann sogar noch von I an Länge übertroffen werden. Das Verhältnis von Länge zu Breite liegt bei der Zehengruppe I/IV zwischen 0,9 und 1,00, ist also annähernd quadratisch. Der Gesamtumriss des Fußeindruckes erscheint jedoch infolge des sehr langen V. Zehs deutlich länger als breit (L/B = 1,3 – 1,5). Anzeichen von Krallen sind bei den Zehen I, II und IV erkennbar. Was aber nicht zwangsweise bedeutet, dass bei den übrigen Zehen keine Krallen vorhanden sind. Krallen werden nicht immer abgeformt. Bei den Zehen sind keine Polstergrenzen zu erkennen.

Bemerkungen: Um eine möglichst größenunabhängige grafische Vergleichsmöglichkeit der Zehen-Proportionen zu erhalten, wurde eine Methode entwickelt, die ähnlich der Landmarkanalyse ebenfalls auf einer Darstellung als Polygone beruht [vgl. KARL & HAUBOLD (1998), KLEIN & HAUBOLD (2003), CLARK & CORRANCE (2009)]. Anders als bei der Landmarkanalyse benötigt man hier jedoch als Grundlage nicht die Umrisszeichnungen der Eindrücke, sondern kann die Vergleichspolygone direkt aus den Messwerten der Zehenlängen ableiten und in Form eines Netzdiagrammes darstellen. Dafür wird die Summe aus den Längen der Zehen I-V gebildet und anschließend die prozentualen Anteile jedes einzelnen Zehs daran ermittelt. Alternativ kann man auch die Länge von Zeh III gleich 100% setzen und die prozentualen Abweichungen jedes einzelnen Zehs davon ermitteln. In jedem Fall sind bei einer Darstellung als Netzdiagramm die resultierenden Polygone identisch, und man kann auf einen Blick erkennen, welche Zehen dominierend und welche eher reduziert sind.

Im Beispiel der Abbildung 8 sind die Polygone von *P. macrodactylum* und *Brachychirotherium thuringiacum* einander gegenübergestellt. Im ersteren Falle lässt das in Richtung auf Zeh V sehr "verzerrte" Polygon auf einen außerordentlich langen Zeh V schließen. Weiterhin zeigt sich, dass in der Zehengruppe I/IV die Zehen II und III dominieren; Zeh IV dagegen ist schon deutlich verkürzt (Formel = 532). Im zweiten Falle ist das Polygon in Richtung auf die Zehen II und III schief, wobei Zeh III etwas länger als II, aber deutlich länger als IV ist, während die Zehen I und V die kürzesten (Formel = 324) sind. Gegenüber *Protochirotherium wolfhagense* grenzt sich *Palaeochirotherium* durch seine längeren Zehen V und II und seinen deutlich kürzeren Zeh IV ab. Zeh III dagegen ist relativ kürzer als bei *P. wolfhagense* und außerdem fast gleich lang wie Zeh II (Abb. 9). Was also die Zehengruppe I/IV anbelangt, ist diese Konfiguration III>II>IV identisch mit der Gattung Isochirotherium. Ohne Berücksichtigung des Zehs V könnte man geneigt sein, diese Form der Gattung Isochirotherium zuzuordnen, wie es in der Vergangenheit mit ähnlichen Formen ja auch offensichtlich vielfach geschehen ist. Bei Berücksichtigung von Zeh V schließt sich dies jedoch von selbst aus, denn der Typus von Isochirotherium, I.soergeli, ist durch die Formel 324=5 (Abb. 10) definiert (im Mittelwert von sechs Fährten gilt die Formel: 325). Bei einem direkten morphologischen Vergleich zwischen Fußspuren mit einer ähnlich Isochirotherium-artig konfigurierten Zehengruppe I/IV fallen insbesondere die unter den Namen Isochirotherium marshalli (Obere Moenkopi Group, Arizona), Isochirotherium herculis (Untere Trias, England) und Brachychirotherium gallicum (Mittlere Trias, Frankreich) und B. cf. gallicum (Obere Trias, Spanien) be-



Abb. 8. Gegenüberstellung der Polygone von A *Palaeochirotherium macrodactylum* ichnogen. nov. ichnospec. nov. und B *Brachychirotherium thuringiacum*.



Abb. 9. Polygone von *Protochirotherium wolfhagense* und *Palaeochirotherium macrodactylum* ichnogen. nov. ichnospec. nov.

Abb. 10. Polygone von *Paleochirotherium macrodactylum* und *Isochirotherium soergeli*, Typusart der Gattung *Isochirotherium*.

Abb. 11. Polygone von *Palaeochirotherium macrodactylum* ichnogen. nov. ichnospec. nov., *"Isochirotherium" marshalli, "Brachychirotherium" gallicum, "B."* cf. *gallicum* und *"I." herculis.*

schriebenen Formen auf. Eine Gegenüberstellung der Polygone (Abb. 11) bringt allerdings ein überraschendes Ergebnis. Die Polygone von *Isochirotherium marshalli* (Typus) und *Brachychirotherium gallicum* (Mittelwert aus 31 Fährten) sind annähernd deckungsgleich, weichen aber erheblich von *Palaeochirotherium* ab. Ähnlicher dagegen ist *"Brachychirotherium"* cf. *gallicum.* Doch auch hier sind erhebliche Abweichungen in den Zehenlängen III-V zu verzeichnen. *"Isochirotherium" herculis* unterscheidet sich insbesondere hinsichtlich der Zehen I, III, IV und V von *Palaeochirotherium.* Allen Polygonen gemeinsam ist aber ihre *"Schiefe"* in Richtung Zeh V. Das heißt, dass die drei zum Vergleich mit *Palaeochirotherium* herangezogenen Formen (mit grundsätzlich *Isochirotherium*-ähnlicher Konfiguration der Zehengruppe I/IV) weder der Gattung *Isochirotherium* noch der Gattung *Brachychirotherium* zuzuordnen sind, da sich diese nicht durch einen langen Zeh V auszeichnen (Abb. 12). Nach dem bisher Gesagten bietet es sich an, diese Formen in die neu geschaffene Gattung *Palaeochirotherium* (unter Beibehaltung der artlichen Differenzierung) zu stellen. Als Unterschiede auf Artniveau gegenüber *P. macrodactylum* sind die nicht ganz so langen Zehen V, die z.T. relativ längeren Zehen I, III und IV, die teilweise andersartige Ausrichtung der Zehen V sowie die weniger schiefe Kreuzachse anzusehen (zur Kreuzachse vgl. Abb. 4).



Abb. 12. "Isochirotherium" marshalli, B "Isochirotherium" herculis, C "Brachychirotherium" cf. gallicum (Spanien), D "Brachychirotherium" gallicum (Frankreich), E Palaeochirotherium macrodactylum ichnogen. nov. ichnospec. nov., Wolfhagen. Nichtmaßstäbliche Darstellung, zum besseren morphologischen Vergleich alle auf etwa gleiche Größe gebracht.

3.3 *Synaptichnium* (NOPCSA 1923, emend. KING et al. 2005)

3.4 Synaptichnium cf. pseudosuchoides

(Abb. 13 C, D; Taf. 2, Fig. 3, 4)

Die Gattung *Synaptichnium* scheint in diesem Steinbruch ebenso selten zu sein wie *Palaeochirotherium*. Unter zahlreichen aufgesammelten Fußspuren befinden sich nur drei Exemplare, die sich zweifelsfrei dieser Gattung zuordnen lassen. Die relativ schlanken Fußeindrücke zeigen innerhalb der Zehengruppe I/IV eine Längenzunahme von innen nach außen. Dabei kann Zeh IV länger als III oder in etwa gleich lang sein. Das Basispolster von Zeh V ist ausgesprochen schmal, was auf einen relativ schwachen Zeh hinweist Die Kreuzachse scheint deutlich schief zu sein. Insgesamt vermitteln diese Eindrücke ein lacertoides Erscheinungsbild, wie es für die Gattung *Synaptichnium* typisch ist. Eine Gegenüberstellung mit dem Typus von *Synaptichnium*, *S. pseudosuchoides*, lässt eine grundsätzliche Ähnlichkeit erkennen. Die im Falle der Wolfhager Fährten sehr viel breiter abgeformten Zehen deuten darauf hin, dass das Substrat zum Zeitpunkt der Fährtenerzeugung relativ weich gewesen sein muss. Es liegt hier somit eine substratbedingte Verfälschung der eigentlichen Morphologie vor, wofür sich der Begriff "extramorphologische Überprägung" eingebürgert hat. Im Falle der Fußeindrücke der Abbildung 13 B, C, D sind auch die dazugehörigen, vorne liegenden Handeindrücke wenigstens andeutungsweise zu erkennen. Sie scheinen sehr viel kleiner zu sein als die Fußeindrücke und sind ebenfalls von lacertoider Gestalt, was ebenfalls für Synaptichnium spricht. Bis zum Vorliegen weniger stark extramorphologisch überprägter Funde sehen wir von einer konkreten Artzuweisung ab. Diese Synaptichnium-Funde von Wolfhagen stellen nicht die einzigen Synaptichnium-Nachweise aus dem hessischen Buntsandstein dar, wohl aber die ältesten. Aus der Hardegsen-Formation von Fraurombach bei Lauterbach wurde Synaptichnium cf. diabloense erwähnt (HAUBOLD 1971, DEMATHIEU & HAUBOLD 1982) und in der Solling-Formation bei Eschwege wurde Synaptichnium cf. pseudosuchoides vorgefunden (DEMATHIEU 1981, DEMATHIEU & HAUBOLD 1982).



Abb. 13. A Synaptichnium pseudosuchoides, Typus, B (SK WSF 44), C (SK WSF 55), D (SK WSF 57) Synaptichnium cf. pseudosuchoides, Wolfhagen (Fußlängen ca. 10 cm), E Synaptichnium cf. pseudosuchoides, Eschwege (Fußlängen ca. 6 cm).

4 Nachträge zu Protochirotherium wolfhagense

4.1 Neue Nachweise

Als neue Nachweise können hier Fußeindrücke aufgeführt werden, die einerseits den bislang bekannten Dimensionsbereich der Fußlängen von *Protochirotherium wolfhagense* bei weitem überschreiten, andererseits aber auch nicht dem gewohnten morphologischen Erscheinungsbild entsprechen. Bisher wurde die Obergrenze der Fußlängen bei ca. 127 mm angenommen. Diese wird bei einem der Neufunde erheblich übertroffen. Während der überdurchschnittlich große Fußeindruck der Abbildung 14 A zwar leicht eingedrückt, aber dennoch fast vollständig abgebildet ist, erscheint der ebenfalls sehr flach eingedrückte Fußeindruck der Abbildung 14 B nur teilweise abgebildet. Insbesondere der bei *Protochirotherium wolfhagense* normalerweise sehr kräftig ausgebildete Zeh V wirkt hier sehr schmal. Zunächst könnte man bei diesem



Erscheinungsbild an *Synaptichnium* denken. Die Längenverhältnisse der Zehen III und IV sprechen eindeutig für *Protochirotherium wolfhagense*. Dies ist ein klassisches Beispiel dafür, wie sehr die Morphologie der Eindrücke von der jeweiligen Untergrundbeschaffenheit gesteuert werden kann.

4.2 Bemerkungen zur Population der Erzeuger von *Protochirotherium wolfhagense*

Die Fußlängen von P. wolfhagense reichen von etwas mehr als 2 cm bis - vorerst - über 18 cm (Abb. 15). Die kleinen Fußeindrücke werden als von juvenilen Tieren stammend gedeutet. Ausgehend von publizierten Wachstumskurven von Zuchtkrokodilen haben FICHTER & KUNZ (2007) versucht, aus den Fußlängen Angaben zum Wachstum der Protochirotherium-Erzeuger abzuleiten. Danach würde eine Fußlänge von etwas mehr als 2 cm auf ein etwa halbjähriges Tier von ca. 30 cm Gesamtlänge hinweisen. Eine Fußlänge von 7 cm wäre nach etwa vier Jahren erreicht (= 1,0 m Gesamtlänge). Nach ca. sechs Jahren läge die Fußlänge bei 10 cm und die Gesamtlänge bei rund 1,5 m. Die Schätzungen für die Gesamtlänge basieren auf SOERGELS (1925: 60) Kalkulationen für Chirotherium barthii. SOERGEL nimmt für die Länge von der Schnauzenspitze bis zum Schwanzende das Vierfache der aus der Fährte ermittelbaren Rumpflänge an. Für das Typusmaterial von Protochirotherium wolfhagense würde das auf eine Ge-

Abb. 14. Neufunde von *Protochirotherium wolfhagense*, A Großer, leicht eingedrückter, annähernd vollständiger Fußeindruck; SK WSF 54, Fußlänge ca. 18,6 cm. B extramorphologisch überprägter, *Synaptichnium*-ähnlicher Fußeindruck, SK WSF 40, Fußlänge ca. 7 cm.

samtlänge von ungefähr 1,76 m hinauslaufen. Da hier die Fußlänge bei rund 12 cm liegt, könnte man die Gesamtlänge auch mit dem 14,6-fachen der Fußlänge annehmen. Die durchschnittliche Wachstumsrate würde auf die Gesamtlänge bezogen 23-26 cm/Jahr und auf die Fußlänge bezogen 1,6-1,8 cm betragen, d.h. ein 10jähriges Tier hätte bei einer Fußlänge von knapp 18 cm somit eine Gesamtlänge von maximal 2,6 m erreicht. TRUTNAU (1994: 96) gibt für Jungkrokodile unter günstigen Bedingungen ein Längenwachstum von 30 cm und mehr pro Jahr an. Außerdem sind nach ihm (1994: 84) Krokodile nach 10 bis 15 Jahren ausgewachsen, geschlechtsreif können sie aber schon einige Jahre früher geworden sein. Insgesamt gibt es über die Geschlechtsreife allerdings nur lückenhafte Angaben. Sie tritt z.B. bei Mississippi-Alligatoren nach sechs Jahren bei einer Körperlänge von 1,8 m ein. Nilkrokodile werden im Alter von 19 Jahren geschlechtsreif, wenn sie eine Länge von zweieinhalb Metern erreicht haben. Auf die Erzeuger der Protochirotherium-Fährten übertragen würde das bedeuten, dass sie mit knapp 4 m Gesamtlänge und einer Fußlänge von ca. 27 cm ausgewachsen wären. Derartig große Fußlängen von Protochirotherium wolfhagense wurden hier bisher noch nicht gefunden. Das bedeutet, dass es sich bei den Protochirotherium wolfhagense-Erzeugern um eine Population nicht ausgewachsener, aber wahrscheinlich geschlechtsreifer Tiere handelt. Das hier Dargestellte ist natürlich sehr spekulativer Natur. Selbst wenn das Wachstum bei den Erzeugern der Protochirotherium-Fährten auch nur annähernd vergleichbar mit dem von Krokodilen sein sollte, unterliegen Tiere der freien Wildbahn ganz anderen, nämlich ungünstigeren Bedingungen als solche in Zuchtanlagen, die regelmäßig

und ausreichend gefüttert werden. Außerdem ist es mehr als fraglich, dass die Fußlängen eines Sauriers stets proportional zur Gesamtlänge des Tieres zunehmen. Während des Wachstums kann es durchaus zu Proportionsverschiebungen kommen, wie man sie auch bei Krokodilen beobachten kann. Dennoch kann es nur von Vorteil sein, wenn man innerhalb der Palichnologie auch solchen Fragestellungen nachgeht.

4.3 Hypothetische Rekonstruktion der "realen" Fußmorphologie von *Protochirotherium wolfhagense*

Hinsichtlich einer paläontologischen Deutung des Erzeugers von P. wolfhagense bleibt festzustellen, dass ein Euparkeriaähnlicher Fußbau gut mit der Eindrucksmorphologie harmonieren könnte (Abb. 16 A). Dabei muss allerdings berücksichtigt werden, dass die "reale" Fußmorphologie und der fossil überlieferte Fußabdruck zwei völlig verschiedene Dinge sind. Zeh V und sein Basispolster können schließlich nicht isoliert von dem Rest des Fußes betrachtet werden. Ein intensives Studium der Epireliefs des Typusmaterials lässt vermuten, dass sich proximal der Zehen I und II ebenfalls ein Polster erstreckt, das den proximalen Bereich der Metatarsalia I und II abdeckt (Abb. 16 B). In Kombination mit dem überlieferten Basispolster von Zeh V ergibt sich sich so eine relativ mächtige, annähernd dreieckig ausgebildete Fußsohle. Dass das Polster proximal der Zehen I und II im Eindruck nicht erscheint, ist allein der semiplantigraden Fußhaltung sowie der speziellen Druckverteilung geschuldet, wie später noch ausgeführt wird (s. hierzu auch FICHTER & LEPPER 1997: 53).



Abb. 15. Fußlängen von *Protochirotherium wolfhagense* und hypothetische Wachstumsphasen.



Abb. 16. A Eindruckmorphologie von *P. wolfhagense* mit hineinprojiziertem Fußskelett von *Euparkeria*. B hypothetische Rekonstruktion der realen Fußmorphologie (rechter Fuß) des Erzeugers von *Protochirotherium wolfhagense*. Fußlängen ca. 12 cm.

5 Diskussion

2003 trafen KLEIN & HAUBOLD - bezogen auf die Gesamtheit der Chirotherien-Fährten - folgende Feststellung: "Die pentadactylen Fußeindrücke der Chirotherien bestehen neben der dominanten subparallelen Gruppierung der Zehen I-IV aus einem posterolateral gelegenen, unterschiedlich reduzierten Zeh V. Dessen Eindruck erscheint als rundovales Basispolster mit einem mehr oder weniger abgesetzten oder sogar fehlenden Phalangensegment. Zeh V war an der Stabilisierung des Fußes nur noch untergeordnet beteiligt, entsprechend variabel ist sowohl seine Gestalt, als auch seine Position im Fußeindruck." Das mag auf die Formen zutreffen, bei denen Zeh V wirklich schon weitgehend reduziert ist, z.B. bei Chirotherium oder in verstärktem Maße bei Brachychirotherium. Sicherlich aber nicht auf solche Formen, bei denen Zeh V der weitaus längste und kräftigste Zeh ist, wie z.B. bei Protochirotherium wolfhagense, "Isochirotherium" herculis sowie Palaeochirotherium. Ein dermaßen mächtiger Zeh V kann kein fleischiger, funktionsloser Anhang sein, als welcher er zu Beginn der Chirotherien-Forschung oft gedeutet wurde. Gerade *Protochirotherium* und *Palaeochirotherium* zeigen deutlich, dass die "Hauptmasse" des Fußes lateral einer Linie liegt, die distal zwischen den Zehen II und III verläuft und proximal den medialen Rand des Basispolsters V tangiert (Abb. 17 A, B). Sicherlich wird dieser Fußbereich bei der Lokomotion den Hauptbelastungsdruck aufgenommen und an den Untergrund vermittelt haben. Die Position der funktionellen Fußachse kann damit als ectaxonisch angegeben werden.

Dieser asymmetrische, ectaxonische Fußbau lässt auf eine noch nicht vollständig aufgerichtete Extremitätenstellung und damit auf eine eingeschränkte cursorische Leistungsfähigkeit schließen. Im Zuge einer Optimierung der cursorischen Adaption werden die Zehen I und V reduziert, der Hauptbelastungsdruck verlagert sich auf die Zehen II bis IV,



Abb. 17. Ectaxonischer A, B und mesaxonischer Fußbau C, D. (A *Protochirotherium wolfhagense*, B *Palaeochirotherium macrodactylum* ichnogen. nov. ichnospec. nov., Holotypus, C *Chirotherium*, D *Brachychirotherium*.) Hellgrau = geringer Belastungsdruck, dunkelgrau = hoher Belastungsdruck. Alle in nichtmaßstäblicher Darstellung.

wobei dem Zeh III eine zentrale Rolle zukommt. Ein solcher mesaxonischer Fußbau ist bei *Chirotherium*, insbesondere aber bei *Brachychirotherium* verwirklicht (Abb. 17 C, D). *Isochirotherium* nimmt hier insofern eine Sonderrolle ein, als dass die Zehen II und III nahezu gleichwertig sind. LEONARDI (1987) spricht in diesem Falle von einem fast paraxonischen Zustand.

Abschließend bleibt festzustellen, dass ectaxonische chirotheroide Formen, bei denen Zeh V dominiert, weder der Gattung *Isochirotherium* noch der Gattung *Chirotherium* und schon gar nicht der Gattung *Brachychirotherium* zugeordnet werden können. Formen mit dominierendem Zeh V und noch relativ langem Zeh IV sollten in die Gattung *Protochirotherium* gestellt werden; solche mit dominierendem Zeh V und schon deutlich verkürzten Zehen I und IV in die neue Gattung *Palaeochirotherium*. In Abb. 18 sind ectaxonische und mesaxonische Formen mit ihren entsprechenden Zehenformeln einander gegenübergestellt. Außerdem wird hier auch zwischen lacertoiden und chirotheroiden Formen unterschieden. Wobei *Synaptichnium* im weitesten Sinne auch den ectaxonischen Formen zugerechnet werden kann.

Danksagung: Für die tätige Hilfe im Steinbruch danken wir folgenden Personen: Jutta Förster, Markus Kunz, Christian Kunz, Bastian Kunz (alle Wolfhagen) sowie Klaus Hochberger (Bad Hersfeld). Ferner sind wir der Stadt Wolfhagen als Grundstückseigentümerin des Steinbruchgeländes für das freundliche Entgegenkommen sehr zu Dank verpflichtet.



Abb. 18. Gegenüberstellung ectaxonischer und mesaxonischer Formen mit deren Zehenformeln. Das lacertoide *Synaptichnium* wird hier als Vertreter einer Seitenlinie innerhalb der Chirotherien betrachtet. *Protochirotherium wolfhagense* steht an der Basis der Chirotherienentwicklung im engeren Sinne.

6 Schriftenverzeichnis

- CLARK, N.D.L. & CORRANCE, H. (2009): New discoveries of Isochirotherium herculis (Egerton 1838) and a reassessment of chirotheriid footprints from the Triassic of the Isle of Arran, Scotland. – Scottish Journal of Geology, 45 (1): 69–82; Glasgow.
- DEMATHIEU, G. (1985): Trace fossil assemblages in Middle Triassic marginal marine deposits, eastern border of the Massif Central, France. – In: CURRAN, H.A. (ed.): Biogenic Structures: Their Use in Interpreting Depositional Environments. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication, **35**: 53–66.
- DEMATHIEU, G. & HAUBOLD, H. (1982): Reptilfährten aus dem Mittleren Buntsandstein von Hessen (BRD). – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, **7**: 97–110; Halle.
- FICHTER, J. & LEPPER, J. (1997): Die Fährtenplatte vom Heuberg bei Gieselwerder. – Philippia. Abhandlungen und Berichte aus dem Naturkundemuseum im Ottoneum zu Kassel , 8/1: 35–60, Kassel.
- FICHTER, J., HEGGEMANN, H. & KUNZ, R. (1999): Neue bzw. bisher nicht veröffentlichte Tetrapodenfährten-Lokalitäten im Mittleren Buntsandstein Nordhessens und Südniedersachsens. – Geologisches Jahrbuch Hessen, **127**: 33–55; Wiesbaden.
- FICHTER, J. & KUNZ, R. (2004): New genus and species of chirotheroid tracks in the Detfurth-Formation (Middle Bunter, Lower Triassic) of Central Germany. – Ichnos, 11: 183–193; Philadelphia.
- FICHTER, J. & KUNZ, R. (2007): Auch die Größten fingen klein an -

Ungewöhnliche Handtier-Trittsiegel. – Fossilien, **6/2007**: 335–339; Wiebelsheim.

- FUGLEWICZ, R.; PTASZYNSKI, T. & RDZANEK, K. (1990): Lower Triassic footprints from the Swietokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Poland. – Acta Palaeontologica Polonica, 35: 109–164; Warszawa.
- HAUBOLD, H. (1971). Ichnia Amphibiorum et Reptiliorum fossilium. Handbuch der Paläoherpetologie, 18: 124 S; Stuttgart (Fischer).
- KARL, C. & HAUBOLD, H. (1998): Brachychirotherium aus dem Coburger Sandstein (Mittlerer Keuper, Karn/Nor) in Nordbayern. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften , B 20: 33–58, Halle.
- KING, M., SARJEANT, W.A.S., THOMPSON, D.B. & TREASISE, G. (2005): A revised systematic ichnotaxonomy and review of the vertebrate footprint ichnofamily Chirotheriidae from the British Triassic. – Ichnos, **12**: 241–299; Philadelphia.
- KLEIN, H. & HAUBOLD, H. (2003): Differenzierung von ausgewählten Chirotherien der Trias mittels Landmarkanalyse. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, **B 25**: 21–36; Halle.
- KLEIN, H. & HAUBOLD, H. (2007): Archosaur footprints-potential for biochronology of Triassic continental sequences. - In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A.: The Global Triassic. - New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, **41**: 120–130; New Mexico.

- KLEIN, H. & LUCAS, S. G. (2010): Tetrapod footprints their use in biostratigraphy and biochronology of the Triassic. – In: LUCAS, S. G. (ed.): The Triassic timescale. – Geological Society London, Special Publication, **334**: 419–446; London.
- KLEIN, H., VOIGT, S., HMINNA, A., SABER, H., SCHNEIDER, J. & HMICH, D. (2010): Early Triassic Archosaur–Dominated Footprint Assemblage from the Argana Basin (Western High Atlas, Morocco). – Ichnos, 17: 1–13; Philadelphia.
- LEONARDI, G. (1987): Discussion of the Terms and Methods. In: LEONARDI, G. (ed.): Glossery and manual of tetrapod footprint palaeoichnology: 43–51; Brasilia.
- NOPCSA, F. (1923): Die Familien der Reptilien. Fortschritte der Geologie und Paläontologie der Rheinlande und Westfalens: 210 S.; Berlin (Borntraeger).
- PTASZYNSKI, T. (2000): Lower Triassic footprints from Wióry, Holy Cross Mountains, Poland. – Acta Palaeontologica Polonica, **45(2)**:151–194; Warszawa:
- SOERGEL, W. (1925): Die Fährten der Chirotheria. Eine paläobiologische Studie. – 92 S.; Jena (Fischer).
- TRUTNAU, L. (1994). Krokodile. Die Neue Brehm-Bücherei, 593; Magdeburg (Verlag Westarp Wissenschaften).

Manuskript eingegangen am 30.8.2010, angenommen am 16.9.2010.

STEFAN LANG¹, JENS HORNUNG², MATTHIAS KRBETSCHEK³, KATRIN RUCKWIED⁴ & ANDREAS HOPPE⁵

Tektonik und Sedimentation am Rand des Oberrheingrabens in Darmstadt im Mittel- und Oberpleistozän

Kurzfassung

Fluviatile und Schwemmfächerabfolgen, zudem in Kombination mit tektonischer Aktivität, produzieren eine extrem heterogene und komplexe Untergrundarchitektur. Um die Qualität von Grundwassermodellen zu verbessern und ingenieurgeologische Fragestellungen mit ausreichender Sicherheit nach Stand von Wissenschaft und Technik beantworten zu können, sind deshalb an den Ablagerungsprozessen orientierte, detaillierte Untergrundmodelle essentiell. Engständige Bohrungsraster können in den meisten Fällen nicht korrekt korreliert werden und kleinräumige Problemzonen erhöhen das gutachterliche Risiko. Multimethodische Ansätze können dagegen komplexe, mit klassischen Verfahren nicht prognostizierbare Ablagerungsprozesse und Untergrundstrukturen quantifizieren.

In den tektonisch aktiven Randzonen des Oberrheingrabens interferiert das Ablagerungssystem im Graben mit Sedimenteintragssystemen von den Grabenschultern, die Verwitterungsund Abtragungsprozessen unterliegen. Mithilfe eines multimethodischen Ansatzes wurde das Pleistozän im Kontakt zur östlichen Hauptrandverwerfung des Oberrheingrabens in einer tiefen Baugrube und mittels eines dichten Bohrungsnetzes im Stadtzentrum von Darmstadt hinsichtlich seiner räumlichen und zeitlichen Entwicklung untersucht. Neben der sedimentologischen Aufschlussdokumentation wurden dabei tektonische Gefügemessungen, Georadar, Messungen der magnetischen Suszeptibilität und der Spektren der natürlichen Gammastrahlung, palynologische Analysen und Lumineszenz-Datierungen eingesetzt. Drei Faziesassoziationen wurden identifiziert. Die Faziesassoziation mäandrierende Flussebene umfasst fluviatile Rinnen, Überflutungsebenen und natürliche Uferdämme. Die Faziesassoziation Schwemmfächer setzt sich aus verschiedenen Arten von Schlammströmen, kleinen fluviatilen Rinnen, Sandschichtfluten, Stillwasserablagerungen und Rutschmassen zusammen. Beide Faziesassoziationen treten in Verzahnung miteinander auf, wobei die Sedimente der zweiten zum Hangenden häufiger werden und den Vorbau eines Schwemmfächers in eine fluviatile Ebene repräsentieren. In einer jüngeren Paläotalfüllung bauen sandig-kiesige fluviatile Rinnen, Strudeltöpfe und laterale Akkretionskomplexe die Faziesassoziation verflochtener Fluss auf. Die Talfüllung hat ein oberpleistozänes Alter (40-50 ka), während sich das Liegende (170-250 ka) in eine Warmzeit innerhalb des Saalium-Komplexes (Mittelpleistozän) datieren lässt. Östlich der Hauptrandverwerfung des Oberrheingrabens steht verwitterter Granodiorit an. Die Störung ist durch einen tonreichen Kataklasit, eine begleitende Deformationszone und eine kleine Antikline charakterisiert. Eine kurze Phase verstärkter abschiebender Bewegung an der Rheingrabenrandverwerfung führte zu einer Geländestufe und löste dadurch über einer Winkeldiskordanz den Schwemmfächervorbau in die mäandrierende Flussebene aus. Später führte ein sinkender Baselevel im Oberrheingraben zum erosiven Einschneiden des Paläotals. Während des Oberpleistozäns wurde es bei gleichzeitiger Prallhangerosion verfüllt. Anschließend entwickelte sich die rezent andauernde Bypass-Situation.

Aus der sedimentären Architektur folgen heterogene Baugrundeigenschaften und eine komplexe Grundwasserleitergeometrie. Der tonreiche Kataklasit und die matrixreichen Schwemmfächersedimente stauen den Grundwasserzufluss durch die Randverwerfung auf und führen zu deutlich höheren Grundwasserständen auf der Grabenschulter verglichen mit dem Oberrheingraben in der Region.

¹ Dr. S. Lang (e-mail: s.lang@rwe.com), RWE Dea AG, Überseering 40, 22297 Hamburg

² Dr. J. Hornung, Institut für Angewandte Geowissenschaften, TU Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, 64287 Darmstadt

³ Dr. M. Krbetschek, Sächsische Akademie d. Wiss., FS Geochronologie Quartär, Inst. f. Angewandte Physik, TU Freiberg, Leipziger Str. 23, 09596 Freiberg

⁴ Dr. K. Ruckwied, Shell Global Solutions International B.V., Kessler Park 1, 2288GS Rijswijk, Niederlande

⁵ Prof. Dr. A. Hoppe, Institut für Angewandte Geowissenschaften, TU Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, 64287 Darmstadt

Abstract

Fluvial and alluvial fan successions, moreover in combination with tectonic activity, produce a heterogenic and complex subsurface architecture. In order to improve quality of groundwater models and to solve engineering geologic problems with adequate confidence, detailed subsurface models considering the depositional processes are essential. The correct correlation of dense well grids is not possible in most cases and local heterogeneities blast risk-assessment and lithofacies prediction. Combined approaches using integrated multiple methods allow the quantification of complex depositional processes and subsurface structures which cannot be predicted with conventional procedures.

In the tectonically active marginal zones of the Upper Rhine Graben, the depositional system of the graben interferes with sedimentary supply systems from the local highlands which are exposed to weathering and erosional processes. The Pleistocene successions immediately in front of the eastern boundary fault of the Upper Rhine Graben were studied with respect to their evolution in space and time using a combination of several methods applied in a deep construction pit incorporating a dense well grid. In addition to sedimentological outcrop studies, tectonic fabric measurements, ground penetrating radar, logging of magnetic susceptibility and the spectra of the natural gamma radiation, palynologic analysis and luminescense dating were carried out. Three facies associations were identified. The facies association meandering river plain involves fluvial channels, floodplains and levees. The facies association alluvial fan is composed of different kinds of mud flows, small

fluvial channels, sand sheetfloods, pond deposits and slumps. Both facies associations coexist with each other though the sediments of the latter become more dominant towards the top representing the progradation of an alluvial fan into a fluvial plain. Inside a younger paleo valley fill, sand and gravel deposits, scour pools and lateral accretion complexes form the facies association braided river system. The paleovalley deposits have got an Upper Pleistocene age (40-50 ka). The previous sediments (170-250 ka) were deposited in an interglacial of the Saalian Complex (Middle Pleistocene). East of the major boundary fault of the Upper Rhine Graben weathered granodiorite is exposed. The fault is accompanied by a clay-rich cataclasite, a deformation zone and a small anticline. A short period of increased normal faulting at the boundary fault of the Upper Rhine Graben generated a scarp and caused the progradation of the alluvial fan into the meandering river plain above an angular unconformity. Later, a base level fall in the Upper Rhine Graben caused the incision of the paleovalley. During the Upper Pleistocene it was backfilled contemporaneously with undercut slope erosion. Subsequently, the recent bypass situation developed.

Heterogene building ground properties and a complex aquifer geometry result from the sedimentary architecture. The clay-rich cataclasite and the matrix of the alluvial fan deposits retain the ground water influx across the boundary fault and raise the ground water level in the graben shoulder compared with the Upper Rhine Graben in this region.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	21
2	Die Geologie von Darmstadt	21
3	Methoden	22
4	Der Sedimentationsraum am Rheingrabenrand	33
	4.1 Faziesassoziationen	33
	4.2 Übergeordnete sedimentäre Architektur	42
	4.3 Radioaktive Elemente und magnetische Suszeptibilität	45
5	Stratigraphische Einstufung	46
6	Tektonik und Lagerungsverhältnisse	48
7	Schlussfolgerungen	49
8	Verwendete Unterlagen	50
9	Schriftenverzeichnis	51

1 Einleitung

Während des Miozäns, Pliozäns und Quartärs entwickelte sich im Oberrheingraben ein terrestrischer Ablagerungsraum. Mäandrierende Flusssysteme wechselten mit verflochtenen Rinnengürteln. Oberpleistozäne, morphologisch erkennbare Terrassen (PETERS & VAN BALEN 2007a, ERKENS et al. 2009) dokumentieren wiederholtes Einschneiden und Wieder-Auffüllen. Oberflächlich erhaltene Dünen und Flugsandfelder zeigen Deflation und äolische Umgelagerung während der Kaltzeiten an. Unmittelbar an den Grabenrändern verzahnen sich die Sedimente des Oberrheingrabens mit gravitativen Massenumlagerungen von den Grabenschultern. Bei der sedimentären Entwicklung einer solchen Verzahnungszone am Kontakt zur Hauptrandverwerfung wirken zahlreiche Prozesse zusammen. Auf den exponierten Grabenschultern greifen klimaabhängig physikalische und chemische Verwitterungsprozesse in unterschiedlicher Intensität an, die Lockermaterial bereitstellen. Für neotektonische Bewegungen im Oberrheingraben und insbesondere an seinen Randverwerfungen gibt es zahlreiche Belege (SCHWARZ 1974, PRINZ 1978, FOELLMER & HOPPE 1993, WEI-DENFELLER & ZÖLLER 1995, 1996, FECKER et al. 1999, ROSZA et al. 2005, BERTRAND et al. 2006, NIVIÈRE et al. 2007, PETERS 2007, PETERS & VAN BALEN 2007a, b, WEIDENFELLER & KÄRCHER 2008, WEIDENFELLER & KNIPPING 2008). Solche Bewegungen wirken sich auf Hangneigungen aus, schaffen oder verringern Akkommodationsraum und deformieren Schichtverbände. Direkt an Störungsflächen führt mechanische Zerkleinerung

2 Die Geologie von Darmstadt

Die in nordnordöstlicher Richtung streichende östliche Hauptrandverwerfung des Oberrheingrabens zeigt zwischen dem nördlichen und südlichen Stadtgebiet von Darmstadt einen Versatz in Ost-West-Richtung um etwa 1,5 km. Den Übergang bildet ein in nordöstlicher Richtung streichendes Störungssegment, das durch die Stadtmitte verläuft (siehe Abb. 1). Bohrungen deuten darauf hin, dass diese Verwerfung durch mehrere rheinisch streichende Störungen in weitere Segmente unterteilt ist (HOPPE & LANG 2007). FAHLBUSCH (1974) sieht die Hauptrandverwerfung des Oberrheingrabens begleitet von einer Schar synthetischer Abschiebungen, die den Übergang in eine nach Westen absteigende Schollentreppe gliedert.

Südöstlich der Hauptrandverwerfung steht variszischer Granodiorit an (vgl. HENSCHEL & KEMPE 2009), der zum Frankenstein-Komplex gehört (vgl. STEIN 2001). Er wird diskordant überlagert von Gesteinen des Rotliegends (KLEMM 1938). Dabei handelt es sich um eine Abfolge von Sedimentgesteinen, über welchen Laven mit blasigem Gefüge folgen, die sogenannten Melaphyre (AL-MALABEH & KEMPE 2009). Die Blasenhohlräume sind häufig durch Sekundärminerale zementiert. Am Ostrand des Gesteins zusammen mit hydrothermaler Alteration oder tiefgreifender chemischer Verwitterung zur Bildung tonreicher Kataklasite (SCHLEICHER 2003, MARBACH et al. 2005, SCHLEICHER et al. 2006). Baselevelschwankungen des Oberrheingrabens und autozyklische Prozesse im Ablagerungsraum wirken ebenfalls auf die sedimentäre Entwicklung ein.

Um in solchen komplexen Grabenrandzonen die Qualität von Grundwassermodellen zu verbessern und ingenieurgeologische Fragestellungen mit ausreichender Sicherheit nach Stand von Wissenschaft und Technik beantworten zu können, sind prozessorientierte, d. h. an den Ablagerungsprozessen orientierte, detaillierte Untergrundmodelle essentiell. Bohrungsraster können in den meisten Fällen nicht korrekt korreliert werden und kleinräumige Problemzonen erhöhen das gutachterliche Risiko. Methoden wie Georadar, Datierungen und detaillierte sedimentologische Untersuchungen sind dagegen geeignet, mit klassischen Verfahren nicht prognostizierbare Ablagerungsprozesse und Untergrundstrukturen zu quantifizieren.

Eine tiefe Baugrube in den Jahren 2004–2005 und ein dichtes Netz von Bohrungen im Stadtzentrum von Darmstadt erlaubten die detaillierte Dokumentation der sedimentären Architektur in der Randzone des Oberrheingrabens und die Rekonstruktion ihrer Entwicklungsgeschichte während des Pleistozäns. Damit können die heterogenen Baugrundeigenschaften ebenso wie die komplexen Grundwasserfließwege in diesem Raum besser verstanden werden.

der Stadt sind permische Gesteine in größerer Mächtigkeit erhalten. Dort sind sie an einer NNW streichenden Störung gegenüber dem Granodiorit abgesenkt. Nach FAHLBUSCH (1980) stehen permische Arkosen auch im Bereich der Schollentreppe an der Hauptrandverwerfung oberflächennah an.

Der nordwestlich der Hauptrandverwerfung gelegene Teil des Stadtgebietes gründet auf känozoischen Ablagerungen des Oberrheingrabens. Tertiäre Sedimente sind im Stadtzentrum nur in Bohrungen nachgewiesen (z.B. FAHLBUSCH 1970). Dort liegen unter der Quartärbasis miozäne Mergel und Sande. Ihre Basis ist im Stadtgebiet in 215 m Tiefe noch nicht erreicht (LEPSIUS 1890). Nach DOEBL & OLBRECHT (1974) beträgt die Mächtigkeit des Tertiärs in Darmstadt weniger als 500 m.

Die Mächtigkeit des Quartärs erreicht im südwestlichen Stadtgebiet 50–100 m. Im Nordosten ist sie auf 10–30 m reduziert (ANDERLE 1968, BARTZ 1974, HAIMBERGER et al. 2005, HOSELMANN 2008). Ursache ist eine in nordwestlicher Richtung streichende Verwerfung, die Gräfenhäuser Störungszone (HECHT 1953, VEIT 1953), die die Quartärbasis auf der nordöstlichen Scholle um etwa 50 m gegenüber dem Südwesten anhebt (HOPPE et al. 1996). Die quartären Sedimente in Darmstadt bestehen aus Abfolgen fluviatiler Kiese und Sande mit zwischengeschalteten Tonen und Schluffen und einer abschließenden Flugsanddecke an der Oberfläche (HOPPE et al. 1996, WELLHAUSEN 1998, GREIFENHAGEN 2000). Das entspricht der Lithofazies des Pleistozäns des nördlichen Oberrheingrabens (ELLWANGER 2008, HOSELMANN 2008, WEIDENFELLER & KNIP-PING 2008). Dort wird das Quartär in eine basale Wechsellagerung von Sand- und Kieslagen mit feinklastischen Horizonten (Weinheim-Schichten, vgl. GABRIEL et al. 2008, oder Viernheim-Formation, HOSELMANN 2010), einen feinklastisch dominierten Zwischenhorizont (Ladenburg-Horizont oder Oberer Zwischenhorizont, vgl. GABRIEL et al. 2008, Ludwigshafen-

3 Methoden

Die Randverwerfung des Oberrheingrabens und die sedimentäre Architektur des Pleistozäns wurden an dreidimensionalen Aufschlüssen dokumentiert, die während der Erdaushubarbeiten für den Bau des Darmstädter Wissenschafts- und Kongresszentrums "Darmstadtium" (Schloßgraben 1) vom Dezember 2004 bis Juli 2005 auf einer Fläche von ca. 6 500 m² entstanden. Quartäre Sedimente waren in einer Mächtigkeit von 13 m aufgeschlossen.

Die gesamte Abfolge wurde in einem Profil sedimentologisch aufgenommen. An demselben Profil wurden die magnetische Suszeptibilität (mit SM 30 von Fa. Geofisika) und die Spektren der natürlichen Gammastrahlung (mit GR 130 von Fa. Exploranium) gemessen. Letztere erlauben eine Unterscheidung der Anteile der Hauptstrahlungsquellen Uran, Thorium und Kalium im Sediment.

Die sedimentäre Architektur wurde in vertikalen und horizontalen Schnitten zeichnerisch und fotografisch dokumentiert. Die Zeichnungen entstanden dabei auf der Grundlage der Fotopaneele. Ergänzend wurden vier Bodenradar-Profile aufgenommen. Diese Methode wird häufig erfolgreich angewandt, um fluviatile Architekturelemente im oberflächennahen Untergrund räumlich zu erfassen (GAWTHORPE et al. 1993, SAMBROOK SMITH et al. 2006, KOSTIC & AIGNER 2007, VAN DEN BRIL et al. 2007, HORNUNG et al. 2009). Für die Radarmessungen wurde ein GSSI SIR-2000 mit einer geschirmten 200 MHz-Antenne verwendet.

Das tektonische Inventar der Sedimente und Plutonite wurde im Aufschluss dokumentiert. Dabei wurde insbesondere der Verlauf der Hauptrandverwerfung des Oberrheingrabens und weiterer Störungen kartiert. Die Lagerungsverhältnisse der Sedimente wurden mit einem geologischen Gefügekompass ermittelt. Darüber hinaus wurden 140 Gefügemessungen an Klüften im Granodiorit durchgeführt, einige davon in der 200 m weiter östlich gelegenen Baugrube des Bürogebäudes von INI-GraphicsNet, Fraunhoferstraße 5, die 2004 im Granodiorit ausgehoben wurde.

In die sedimentäre Architekturelementanalyse wurden 117 Bohrungen und Schürfe angrenzender Gebiete aus BaugrundFormation, WEIDENFELLER 2010), ein darüber folgendes Sandund Kieslager (Mannheim-Formation oder Oberes Kieslager, vgl. GABRIEL et al. 2008) und eine äolische Sanddecke unterteilt.

Auf der Grabenschulter liegen über den variszischen und permischen Gesteinen in Darmstadt nur lokal geringmächtige quartäre Flugsande oder fluviatile Ablagerungen, deren Mächtigkeit ein bis zwei Meter nicht übersteigt (CHELIUS 1890).

Infolge der urbanen Entwicklung des Stadtgebiets seit dem Mittelalter ist der natürliche Untergrund überwiegend durch bauliche Tätigkeiten verändert. Weite Flächen sind durch anthropogene Aufschüttungen überlagert.

gutachten und anderen Unterlagen einbezogen (Abb. 2, Tab. 1, Unterlagen 1–22). Alle verwendeten Unterlagen sind am Ende dieses Artikels verzeichnet. Ausgehend von der Geologischen Karte 1:25000 wurde darüber hinaus der Verlauf der Rheingrabenrandverwerfung genauer kartiert (Abb. 1). Dazu wurden zusätzlich zu den genannten Aufschlüssen 36 Baugrundbohrungen aus dem Stadtgebiet berücksichtigt (Unterlagen 26–33). Da auch morphologische Merkmale der Geländeoberfläche wie Relief und Gefälleänderungen selbst in einem städtisch überprägten Raum lokal Hinweise auf den genauen Verlauf einer Störung geben können, wurde ein hochauflösendes digitales Geländemodell (Fünf-Meter-Raster) von der Hessischen Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformation ausgewertet.



Abb. 1. Geologische Karte von Darmstadt. Das Rechteck markiert das Untersuchungsgebiet. Verändert nach HOPPE & LANG (2007). Die Kartierung der Rheingrabenrandverwerfung erfolgte auf der Grundlage der geologischen Karten 1 : 25 000 Blätter 6017 und 6018, einem digitalen Geländemodell und Bohrungen aus den Unterlagen 26–33.



Abb. 2. Lage der Aufschlüsse in der Baugrube des Darmstadtiums, der Bohrungen und Schurfe, der GPR-Profile (Georadar) in Abb. 12 und der Profilschnitte in Abb. 6. Die Bohrungsnummern verweisen auf Tab. 1.

Tab. 1. Ausgewertete Bohrungen und Schürfe.Die unter Quelle genannten geklammerten Nummern verweisen auf das Verzeichnis der verwendeten Unterlagen am Ende dieses Artikels.

Seite 1 Tiefe der Sch												
Nr.	Aufschluss	Quelle (geklammerte Nummer verwei- sen auf das Unter- lagenverzeichnis am Ende des Artikels)	Rechtswert	Hochwert	Ansatzhöhe [m ü. NN]*	Endteufe [m]	Basis Aufschüttung	Basis jung- quartärer Lehm	Basis Oberpleistozän	Top Untere Rinne	Basis Untere Rinne	
1	4	(3)	3475244	5526639	(141,5)	10,00	3,2		6,4			
2	6	(3)	3475255	5526674	(141,5)	10,00	0,4		4,9			
3	5	(3)	3475272	5526677	(142)	10,00	0,4		0,7			
4	2	(3)	3475300	5526649	(142)	10,00	1,7		1,7			
5	1	(3)	3475309	5526630	(142)	10,00	3,8		3,8			
6	B3	(10)	3475351	5526629	144,25	23,50	0,8		2,3	22,2	23	
7	B2	(10)	3475380	5526635	144,75	30,00	3,3		3,3			
8	P5	(10)	3475385	5526662	144,94	9,00	0,8		2,1			
9	B1	(10)	3475403	5526640	145,3	30,00	1		3,2			
10	B3	(4)	3475083	5526581	(141)	6,20	1,5		>6,2			
11	B5	(4)	3475101	5526608	(141)	4,00	3,4		>4			
12	S7	(12)	3475206	5526624	141,61	6,00	1,7		>6			
13	S6	(12)	3475209	5526611	141,41	6,00	1,6		>6			
14	S5	(12)	3475212	5526599	141,43	6,00	2,4		>6			
14	S1	(12)	3475225	5526539	141,3	6,60	1,2		>6,6			
15	S4	(12)	3475215	5526582	141,42	6,00	2		>6			
16	Brg. Mengler, Karolinenplatz	(13) und FAHLBUSCH (1970)	3475220	5526610	(140,6)	150,00	2		6	22	27	
17	3	(3)	3475248	5526619	(141)	10,00	2,6		6			
18	P2	(10)	3475317	5526580	143,46	9,00	3,7		3,7			
19	B6	(10)	3475360	5526603	144,5	30,00	2,3		2,3			
20	B5	(10)	3475382	5526607	144,8	30,00	2,7		2,7			
21	B4	(10)	3475409	5526612	145,6	30,00	0,9		3,4			
22	B7	(10)	3475412	5526591	145,8	30,00	0,8		3,9			
23	P4	(10)	3475445	5526604	147,59	9,50	3,8		3,8			
24	B4	(4)	3475059	5526558	(141)	6,50	1,3		>6,5			
25	B1	(4)	3475100	5526540	(141)	7,00	1,2		>7			
26	S3	(11)	3475148	5526560	(141)	9,40	0,2		9,2			
27	B3	(11)	3475150	5526560	(141)	4,50	1,8	3,9	>4,5			
28	S4	(11)	3475151	5526568	(141)	8,20	1,5	4,5	>8,2			
29	S1	(11)	3475152	5526552	(141)	8,10	1,6	3,6	7,8			

grenzen [m]		37.480	Höhe der Schichtgrenzen [m ü. NN]*										
Basis Pleistozăn	Basis Miozän	Basis Granodiorit	Basis Aufschüttung	Basis jungquartärer Lehm	Basis Ober- pleistozän	Top Untere Rinne	Basis Untere Rinne	Basis (Plio-) Pleistozän	Basis Miozän	Basis Granodiorit			
>10			(138,3)		(135,1)			<(131,5)					
>10			(141,1)		(136,6)			<(131,5)					
>10			(141,6)		(141,3)			<(132)					
>10			(140,3)		(140,3)			<(132)					
>10			(138,2)		(138,2)			<(132)					
>23,5			143,45		141,95	122,05	121,25	<120,75					
>30			141,45		141,45			<114,75					
>9			144,14		142,84			<135,94					
>30			144,3		142,1			<115,3					
			(139,5)		<(134,8)								
			(137,6)		<(137)								
			139,91		<135,61								
			139,81		<135,41								
			139,03		<135,43								
			140,1		<134,7								
			139,42		<135,42								
80	>150		(138,6)		(134,6)	(118,6)	(113,6)	(60,6)	<(-9,4)				
>10			(138,4)		(135)			<(131)					
>9			139,76		139,76			<134,46					
>30			142,2		142,2			<114,5					
>30			142,1		142,1			<114,8					
>30			144,7		142,2			<115,6					
>30			145		141,9			<115,8					
>9,5			143,79		143,79			<138,09					
			(139,7)		<(134,5)								
			(139,8)		<(134)								
>9,4			(140,8)		(131,8)			<(131,6)					
			(139,2)	(137,1)	<(136,5)								
			(139,5)	(136,5)	<(132,8)								
>8,1			(139,4)	(137,4)	(133,2)			<(132,9)					

Fortsetzung Tab. 1.

						Tiefe de	er Schich	it-				
Nr.	Aufschluss	Quelle (geklammerte Nummern verwei- sen auf das Unter- lagenverzeichnis am Ende des Artikels)	Rechtswert	Hochwert	Ansatzhöhe [m ü. NN]*	Endteufe [m]	Basis Aufschüttung	Basis jung- quartärer Lehm	Basis Oberpleistozän	Top Untere Rinne	Basis Untere Rinne	
30	S2	(11)	3475154	5526553	(141)	8,20	0,5	2,8	7,9			
31	S8	(12)	3475210	5526573	141,25	5,00	1,7		>5			
32	S3	(12)	3475218	5526568	141,31	6,00	1,7		>6			
33	B2	(12)	3475222	5526552	141,27	5,50	1,8		>5,5			
35	7	(3)	3475287	5526570	(143)	10,00	2,6		5,5			
36	В9	(10)	3475366	5526572	145,05	30,00	4,1		4,1			
37	B12	(10)	3475373	5526536	144,65	15,00	3,4		3,9			
38	B8	(10)	3475393	5526570	145,2	30,00	5,6		5,6			
39	B11	(10)	3475403	5526543	145,2	30,00	2,5		3,4			
40	B16	(10)	3475420	5526562	146,7	30,00	2		3,2			
41	BK 4/GWM 3	(18)	3475470	5526535	147,01	29,90	1,8		3,25			
42	BK 6	(18)	3475498	5526538	147,76	30,50	2,5		3,8			
43	BK 7/GWM 4	(18)	3475528	5526538	150,95	30,00	7,6		7,6			
44	B2	(4)	3475094	5526517	(141)	6,50	1,1		>6,5			
45	1	(9)	3475144	5526478	140,73	20,00	1,7		12,7	15,4	>20	
46	2	(9)	3475159	5526479	141	15,00	2		12,6			
47	3	(9)	3475184	5526486	141,12	15,00	1,2		12,2			
48	Schnitt 11	(21) und eigene Aufnahme	3475229	5526483	139,5	2,00	1,5		>2			
49	BK 7 (GWM 68)	(15)	3475279	5526493	139,88	10,00	1,6		6,6			
50	P1	(10)	3475315	5526481	141,48	7,00	2,1		>7			
51	Bk 1 GWM 1	(18)	3475388	5526502	144,44	20,70	1,8		8,3			
52	P3	(10)	3475420	5526511	(144,46)	12,00	0,9		4,9			
53	Bk 2 GWM 2	(18)	3475437	5526523	145,99	21,00	2		3,3			
54	BK 3	(18)	3475456	5526504	146,8	30,00	0,9		0,9			
55	BK 5	(18)	3475486	5526515	147,57	40,00	1,6		1,6			
56	BK 11/GWM 8	(18)	3475523	5526485	150,3	19,60	0,5		0,5			
57	BK 12/GWM 9	(18)	3475539	5526504	151,95	20,00	3,5		3,5			
58	6	(9)	3475191	5526436	141,65	15,00	3,3		12,7			
59	B1	(17)	3475243	5526426	(143,4)	5,30	4,1		>5,3			
60	Schnitt 10	(21) und eigene Aufnahme	3475247	5526460	141	3,50	3,35		>3,5			

grenzen [m]			Höhe der Schichtgrenzen [m ü. NN]*									
Basis Pleistozän	Basis Miozän	Basis Granodiorit	Basis Aufschüttung	Basis jungquartärer Lehm	Basis Ober- pleistozän	Top Untere Rinne	Basis Untere Rinne	Basis (Plio-) Pleistozän	Basis Miozän	Basis Granodiorit		
>8,2			(140,5)	(138,2)	(133,1)			<(132,8)				
			139,55		<136,25							
Contraction of the			139,61		<135,31							
			139,47		<135,77							
>10			(140,4)		(137,5)			<(133)				
>30			140,95		140,95			<115,05				
>15			141,25		140,75			<129,65				
>30			139,6		139,6			<115,2				
>30			142,7		141,8			<115,2				
			144,7		143,5							
>29,9			145,21		143,76			<117,11				
>30,5			145,26		143,96			<117,26				
		>30	143,35		143,35					<120,95		
			(139,9)		<(134,5)							
>20			139,03		128,03	125,33	<120,73	<120,73				
>15			139		128,4			<126				
>15			139,92		128,92			<126,12				
			138		<137,5							
>10			138,28		133,28			<129,88				
			139,38		<134,48							
>20,7			142,64		136,14			<123,74				
>12			(143,56)		(139,56)			<(132,46)				
>21			143,99		142,69			<124,99				
>30			145,9		145,9			<116,8				
9,9		>40	145,97		145,97			137,67		<107,57		
		>19,6	149,8		149,8					<130,7		
Constants		>20	148,45		148,45					<131,95		
>15			138,35		128,95			<126,65				
			(139,3)		<(138,1)							
			137,65		<137,5							

Fortsetzung Tab. 1.

Seit	e 3					Tiefe de	r Schich	ıt-				
Nr	Aufschluss	Quelle (geklammerte Nummern verwei- sen auf das Unter- lagenverzeichnis am Ende des Artikels)	Rechtswert	Hochwert	Ansatzhöhe [m ü. NN]*	Endteufe [m]	Basis Aufschüttung	Basis jung- quartärer Lehm	Basis Oberpleistozän	Top Untere Rinne	Basis Untere Rinne	
61	BL.4/58	(6)	3475278	5526434	142,87	20,00	2,6		12,9	14,05	>20	
62	Schnitt 2	(19) und eigene Aufnahme	3475285	5526442	142	3,20	3,15		>3,2			
63	BL.3/58	(6)	3475288	5526448	142,87	15,50	3,5		12,8	15,05	>15,5	
64	BL.2/58	(6)	3475296	5526429	142,26	15,00	4,1		10,6	11,55	>15	
65	Schnitt 6	(20) und eigene Aufnahme	3475325	5526433	140,6	2,30	2		>2,3			
66	Schnitt 5	(20) und eigene Aufnahme	3475347	5526437	140,3	2,30	1,9		>2,3			
67	Bk 8 GWM 5	(18)	3475396	5526450	144,1	20,50	3,5		9,45			
68	Bk 9 GWM 6	(18)	3475438	5526463	146,5	20,00	1,5		1,5			
69	BK 10/GWM 7	(18)	3475486	5526474	148,75	20,20	2		2			
70	4	(9)	3475159	5526421	141,56	15,00	2,9		12,5			
71	7	(9)	3475170	5526375	142,4	16,50	3,1		>16,5			
72	5	(9)	3475179	5526419	142,1	20,00	2,1		13	17,2	>20	
73	8	(9)	3475186	5526391	143,28	12,00	3,1		>12			
74	Schurf	eigene Aufnahme, vgl. (24)	3475202	5526414	(140,4)	0,50	0,1		>0,5			
75	9	(9)	3475205	5526377	142,85	20,00	3,7		17,1			
76	Schurf	eigene Aufnahme, vgl. (24)	3475208	5526381	(140,4)	0,90	0,75		>0,9			
77	BL.6/58	(6)	3475213	5526396	140,32	15,00	1,7		>15			
78	Schnitt 9	(21) und eigene Aufnahme	3475222	5526375	140,4	4,00	3,8		>4			
79	BL.5/58	(6)	3475244	5526423	143,42	15,00	4		14,5			
80	BL.1/58	(6)	3475331	5526407	139,25	15,00	0,4		6,2			
81	BL.9/58	(6)	3475338	5526378	141,64	13,70	2,1		5,9			
82	Schnitt 8	(20)	3475339	5526392	140,6	3,00	2,8		>3			
83	BL.7/58	(6)	3475224	5526340	140,8	17,00	2		10,7			
84	(41)8	(1)	3475233	5526348	(139,6)	11,75	2,1		7,85			
85	(49)7	(1)	3475239	5526344	(139,6)	10,40	1,25		8,65			
86	(37)4	(1)	3475249	5526336	(139,6)	12,20	2,2		8,8			
87	(38)5	(1)	3475254	5526338	(139,6)	8,15	1,9		>8,15			
88	(36)3	(1)	3475258	5526339	(139,6)	8,30	1,6		>8,3			

grenzen [m]			Höhe der Schichtgrenzen [m ü. NN]*									
Basis Pleistozän	Basis Miozän	Basis Granodiorit	Basis Aufschüttung	Basis jungquartärer Lehm	Basis Ober- pleistozän	Top Untere Rinne	Basis Untere Rinne	Basis (Plio-) Pleistozän	Basis Miozän	Basis Granodiorit		
>20			140,27		129,97	128,82	<122,87	<122,87				
			138,85		<138,8							
>15.5			139.37		130.07	127.82	<127.37	<127.37				
>15			138,16		131,66	130,71	<127,26	<127.26				
			138,6		<138,3							
			138,4		<138							
>20,5			140,6		134,65			<123,6				
		>20	145		145					<126,5		
		>20,2	146,75		146,75					<128,55		
>15			138,66		129,06			<126,56				
			139,3		<125,9							
>20			140		129,1	124,9	<122,1	<122,1				
			140,18		<131,28							
			(140,3)		<(139,9)							
>20			139,15		125,75			<122,85				
			(139,65)		<(139,5)							
			138,62		<125,32							
			136,6		<136,4							
>15			139,42		128,92			<128,42				
>15			138,85		133,05			<124,25				
>13,7			139,54		135,74			<127,94				
			137,8		<137,6							
>17			138,8		130,1			<123,8				
>11,75			(137,5)		(131,75)			<(127,85)				
>10,4			(138,35)		(130,95)			<(129,2)				
>12,2			(137,4)		(130,8)			<(127,4)				
			(137,7)		<(131,45)							
			(138)		<(131,3)							

Fortsetzung Tab. 1.

Seite				See.			Tiefe de	er Schich	it			
Nr.	Aufschluss	Quelle (geklammerte Nummern verwei- sen auf das Unter- lagenverzeichnis am Ende des Artikels)	Rechtswert	Hochwert	Ansatzhöhe [m ü. NN]*	Endteufe [m]	Basis Aufschüttung	Basis jung- quartärer Lehm	Basis Oberpleistozän	Top Untere Rinne	Basis Untere Rinne	
89	(39)6	(1)	3475264	5526340	(139,6)	8,60	2,1		8,5			
90	(35)2	(1)	3475269	5526341	(139,6)	4,00	1,88		>4			
91	BL.8/58	(6)	3475274	5526371	144,06	15,00	3		14,35			
92	(34)1	(1)	3475277	5526342	(139,6)	9,10	2,1		>9,1			
93	B1	(5)	3475281	5526340	(139,6)	5,00	2,2		>5			
94	S1	(5)	3475283	5526355	(139,6)	7,81	2,42		>7,81			
95	S4	(5)	3475283	5526362	(139,6)	8,00	1,4		>8			
96	S2	(5)	3475288	5526356	(139,6)	5,00	2,1		>5			
97	S3	(5)	3475293	5526353	(139,6)	6,00	1,7		>6			
98	B3	(5)	3475298	5526340	(139,6)	8,60	1,7		7,1			
99	(43)10	(1)	3475300	5526347	(139,6)	11,05	1,1		9,6			
100	(44)11	(1)	3475309	5526349	(139,6)	7,85	1,4		7,2			
101	(50)17	(1)	3475313	5526350	139,59	8,25	2,1		7,2			
102	(45)12	(1)	3475318	5526351	(139,6)	8,00	1,55		7,3			
103	Schnitt 12	(22) und eigene Aufnahme	3475321	5526370	140,8	3,30	2		>3,3			
104	(49)16	(1)	3475323	5526352	139,66	8,00	1,9		6,75			
105	(46)13	(1)	3475327	5526353	139,62	8,10	1,9		7,1			
106	(47)14	(1)	3475339	5526355	140	5,60	1,4		>5,6			
107	(52)19	(1)	3475345	5526372	140,22	8,25	2,2		>8,25			
108	(53)20	(1)	3475347	5526367	140,12	7,10	2,35		>7,1			
109	(51)18	(1)	3475348	5526362	140,3	8,00	2,05		>8			
110	BK 6 (GWM 67)	(15)	3475351	5526369	141,09	8,60	5,6		>8,6			
111		(8)	3475400	5526340	(146)	3,10	3		3			
112		(7)	3475460	5526340	147	1,60	1,5		1,5			
113	1	(2)	3475180	5526297	(144)	4,60	1,25		>4,6			
114	BK 4	(15)	3475275	5526325	143,74	15,00	4,7		8			
115	BK 1	(14)	3475279	5526289	144,54	16,00	2,5		8,7			
116	BK 3	(15)	3475315	5526261	144,88	15,00	2,4		4,7			
117	BK 2	(14)	3475326	5526298	144,44	15,00	4,5		6,4			

grenzen [m]			Höhe der Schichtgrenzen [m ü. NN]*										
Basis Pleistozän	Basis Miozän	Basis Granodiorit	Basis Aufschüttung	Basis jungquartärer Lehm	Basis Ober- pleistozän	Top Untere Rinne	Basis Untere Rinne	Basis (Plio-) Pleistozän	Basis Miozän	Basis Granodiorit			
Electron			(137,5)		(131,1)								
State State State			(137,72)		<(135,6)								
>15			141,06		129,71			<129,06					
			(137,5)		<(130,5)								
And some			(137,4)		<(134,6)								
12503428			(137,18)		<(131,79)								
			(138,2)		<(131,6)								
			(137,5)		<(134,6)								
			(137,9)		<(133,6)								
>8,6			(137,9)		(132,5)			<(131)					
>11,05			(138,5)		(130)			<(128,55)					
>7,85			(138,2)		(132,4)			<(131,75)					
>8,25			137,49		132,39			<131,34					
			(138,05)		(132,3)								
			138,8		<137,5								
>8			137,76		132,91			<131,66					
>8,1			137,72		132,52			<131,52					
Barrie II			138,6		<134,4								
			138,02		<131,97								
			137,77		<133,02								
			138,25		<132,3								
			135,49		<132,49								
110 98% 31		>3,1	(143)		(143)					<(142,9)			
		>1,6	145,5		145,5					<145,4			
			(142,75)		<(139,4)								
>15			139,04		135,74			<128,74					
		>16	142,04		135,84					<128,54			
		>15	142,48		140,18					<129,88			
		>15	139,94		138,04					<129,44			

Um die Alter der Sedimente zu bestimmen, wurden an drei Proben palynologische Untersuchungen durchgeführt (Tab. 2). Die Aufbereitung erfolgte nach palynologischen Standards über HCl-Aufschluss, HF-Aufschluss, Schweretrennung mit ZnCl und anschließende Oxidation mit HNO₃. Eines der Präparate enthielt einige bestimmbare Palynomorphe in schlechtem Erhaltungszustand.

Tab. 2. Palynologische Analyse.

Probe	Ergebnis						
WKZ 13	Keine sedimentäre organische Substanz						
WKZ 25	Opake, equidimensionale Phytoklasten, einige durch- scheinende Phytoklasten höherer Pflanzen; Känozoische Komponenten (30%): edmunoide Pollen, <i>Betula</i> sp., <i>Tricolporopollenites</i> sp., <i>Pinus</i> sp.; Umgelagerte ältere Komponenten (70%) in insgesamt schlechterer Erhaltung: <i>Kraeuselisporites</i> sp., <i>Ahrensis- porites</i> sp., <i>Dictyotriletes</i> sp., <i>Corysaccites</i> ?, <i>Alisporites</i> sp.; daneben einige rezente Pilzfäden.						

WKZ 33 Opake equidimensionale Phytoklasten, wenige durchscheinende Pflanzenreste, amorphe organische Substanz. Keine bestimmbaren Palynomorphen

Lumineszenz-Datierungen erlaubten eine chronostratigraphische Einordnung der Sedimente. Die Probenahme erfolgte mittels lichtdichter Stechzylinder. Die Datierungen wurden im Lumineszenz-Forschungs- und -Datierungslabor der Forschungsstelle Geochronologie Quartär der Sächsischen Akademie der Wissenschaften am Institut für Angewandte Physik der TU Bergakademie Freiberg durchgeführt (Unterlage 25). Die Gewinnung reinster Quarz- und Kalifeldspatfraktionen erfolgte über Dispersion und Siebung, Beseitigung von organischen Komponenten und Carbonaten, die Abtrennung der Feldspäte durch Flotation mit anschließender Dichtetrennung, das Abätzen des von Alphastrahlen beeinflussten Kornsaums mit Flusssäure und dem Test der Quarz-Präparate auf verbliebene Feldspatkontamination mittels infrarot-stimulierter Lumineszenz bei sehr geringer Leistung. Die beiden jüngsten Proben konnten mittels optisch stimulierter Lumineszenz (OSL) datiert werden, deren obere Messgrenze bei ca. 100-120 ka liegt. An vier Proben wurden Infrarot-Radiofluoreszenz-Datierungen (IR-RF) durchgeführt. Diese Methode eignet sich bei den untersuchten Sedimenten bis zu Altern von ca. 400 ka. Die Datierungen erfolgten bei beiden Methoden mit Einzelpräparattechniken (MURRAY & WINTLE 2002, ERFURT & KRBETSCHEK 2003). Die Radionuklidgehalte der Zerfallsreihen von Uran, Thorium, und Kalium-40 wurden auf Messplätzen mit highpurity (HP) Germaniumdetektoren und niedrigaktiver (lowlevel) Abschirmung bestimmt. Die Berechnung der Lumineszenz-Alter wurde mit der Software ADELE (Age Determina-

Tab. 3	3. Ana	lysedaten	der	Lumineszenz-Datierungen
--------	--------	-----------	-----	-------------------------

	Probe	Uran* [Bq kg ⁻¹]	Thorium [Bq kg ⁻¹]	Kalium [Bq kg ⁻¹]
1	WKZ OSL 1	$20 \pm 0,7$	15,7 ± 0,91	255,5 ± 7,24
2	WKZ OSL 2	$21,4 \pm 0,73$	$20,9 \pm 1,02$	$347 \pm 6,96$
3	WKZ OSL 3	$21,3 \pm 0,8$	21,5 ± 1,01	363,3 ± 7,71
4	WKZ OSL 5	80,2** ± 1,69	83,2 ± 0,34	855,3 ± 14,99
5	WKZ OSL 7	23,4 ± 1,01	35,5 ± 1,56	506,8 ± 10,06
6	WKZ-25	28,9 ± 0,73	40,5 ± 1,35	556,6 ± 8,37
7	WKZ-27	23,9 ± 0,74	58 ± 1,84	958,3 ± 13,34

* Ra-226 aus Pb-214, Bi-214

** Indikation für U-Anreicherung (Ra-226 < U-238)

*** Anzahl der für die Berechnung verwendeten Präparate. (Anzahl der insgesamt gemessenen Präparate in Klammern.)

tion in Luminescenece and Electron Spin Resonance Dating) durchgeführt (KULIG 2005). Die Fehlerberechnung erfolgte dabei, wie allgemein üblich, nach AITKEN (1985). Der Altersfehler beinhaltet zufällige und systematische Fehler.

Die verwendeten Parameter und die resultierenden Alter sind in Tab. 3 aufgeführt. Eine der beiden jüngsten, bereits mit der OSL-Methode datierten Proben wurde zusätzlich mit IR-RF datiert. Das IR-RF-Alter liegt etwa neun ka höher als das OSL-Alter. Das IR-RF Signal von Kalifeldspat wird etwas langsamer optisch rückgestellt als das OSL-Signal von Quarz. Unvollständige Rückstellung infolge kurzer Exposition kann zu einer geringfügigen Altersüberschätzung führen. Die OSL-Alter sind deshalb genauer. In den drei Proben der tieferen Profilabschnitte konnten aufgrund der engständigen Fazieswechsel nur maximal 10-15 cm mächtige Ablagerungseinheiten beprobt werden. Da die direkt benachbarten Schichten meist nicht beprobt wurden, konnte die Dosisleistung nicht repräsentativ bestimmt werden. Außerdem mussten beim Wassergehalt der Proben große Fehler angenommen werden, da nicht ausgeschlossen werden konnte, dass die beprobten Ablagerungseinheiten in der Vergangenheit zeitweise im Grundwasser gelegen haben. Trotzdem konnten zwei der Proben chronostratigraphisch ungefähr eingestuft werden. Bei der tiefsten Probe wurden Indikationen für radioaktive Ungleichgewichte festgestellt. Sie hat sich wahrscheinlich in einer Zone geochemischer, durch Grundwasserschwankungen bedingter Radionuklidmigration befunden, welche zur Anreicherung v.a. von Uran führte. Obwohl Modellrechnungen in solchen Fällen prinzipiell möglich sind, waren sie hier aufgrund der anderen genannten Fehlerquellen sowie der Gefahr der Probendurchmischung bei der geringen Schichtmächtigkeit nicht durchführbar. Die Probe war nicht datierbar.

Wasser- gehalt [%]	Wasser- sättigung [%]	Dosis Qz-SAR [Gy]	Dosis IR-RF [Gy]	n(n)***	Alter [ka]	Bemerkung
1,9	25,7	64,7 ± 4,35		8(11)	$45 \pm 4,0$	OSL-Alter
0,4	25,5	64,1 ± 4,33	$115,8 \pm 5,8$	6(11)/2(5)	43 ± 3,8/52 ± 3,8	OSL- / IR-RF-Alter
17,4	28,8		516 ± 43,6	3(5)	$(232 \pm 23, 1)$	wahrsch. Altersbereich 240 – 190ka (zu geringe Schichtdicke)
11,3	27,8		535 ± 29,3	4(5)	nicht datierbar	zu geringe Schichtdicke, radioaktive Ungleichgewichte
12,7	78,2		536 ± 82,4	2(9)	$(209 \pm 42, 9)$	wahrsch. Altersbereich 250–170 ka (Wassergehalt)
n.b.	n.b.					Referenzprobe für Radionuklidgehalte (WKZ OSL 5)
n.b.	n.b.					Referenzprobe für Radionuklidgehalte (WKZ OSL 3)

Auf der Grundlage aller beschriebenen Methoden wurde der Ablagerungsraum in seiner räumlich-zeitlichen Entwicklung rekonstruiert. Die Architekturelemente wurden kartiert und Faziesmodelle für verschiedene Zeitscheiben konstruiert. Unter Einbeziehung des tektonischen Inventars wurden Zusammenhänge zwischen neotektonischer Aktivität und Veränderungen im Ablagerungsraum herausgearbeitet.

4 Der Sedimentationsraum am Rheingrabenrand

4.1 Faziesassoziationen

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden Architekturelemente können zu drei Faziesassoziationen zusammengefasst werden. Diese Faziesassoziationen lassen sich den Ablagerungssystemen mäandrierender Fluss, Schwemmfächer und verflochtener Fluss zuordnen.

Faziesassoziation mäandrierender Fluss

Entschichtete, monotone feinsandige Schluffe und schluffige Feinsande sind Ablagerungen einer Überflutungsebene. Sie sind überwiegend hellbraun, rotbraun oder gelb gefärbt und kalkfrei bis sehr schwach kalkhaltig. Pseudogleyartige diffuse Marmorierung und Bleichungszonen in Form vertikaler Röhren insbesondere in den schluffdominierten Abschnitten deuten auf episodische Staunässe in einer durchwurzelten und bioturbaten Zone hin (Abb. 3). Wechselnde Durchfeuchtung zeigen auch gelbbraune und braungelbe Anreicherungen von Eisenoxidhydraten. Schwarzbraune Mangankonkretionen erreichen Größen von <1-30 mm und sind in bestimmten Horizonten stark angereichert (Abb. 4). Feldspatklasten sind pseudomorph durch Tonminerale ersetzt.

Lagen schlecht sortierter, Feinkies führender Sande, die im Abstand von Zentimetern bis Dezimetern regelmäßig mit Schluff-Abschnitten wechseln, werden als proximale Überflutungs-Ablagerungen auf natürlichen Uferdämmen interpretiert (Abb. 5). Die Komponenten sind überwiegend eckig und deuten auf kurze Transportwege hin. Die Sedimente sind kalkfrei.

Fluviatile Rinnen sind mit braunem Mittel- bis Grobsand verfüllt und erreichen Breiten bis wenige Zehnermeter und mindestens zwei Meter Tiefe (Abb. 3). Die Bohrungskorrelation gibt Hinweise auf eine größere Rinne, die etwa 100 m breit und mindestens sechs Meter tief ist (Abb. 6).

Wenige Meter breite und einige Dezimeter tiefe Rinnen sind mit kalkfreiem, weißgrauem, ungeschichtetem Ton (Abb. 4 links) oder mit von Sand zu Ton reichenden fining-upward Abfolgen verfüllt (Abb. 5) und werden als verlandete Altlaufseen gedeutet. Diffuse braungelbe und graue Marmorierung in den Tonen weist auf Bioturbation und Durchwurzelung hin.

Die Koexistenz von fluviatilen Rinnen, natürlichen Uferdämmen, Überflutungsebenen und Altläufen sind charakteristisch für mäandrierende Flusssysteme. Die fehlende Rundung der Komponenten weist auf einen Zufluss aus dem nahen Odenwald oder Sprendlinger Horst hin. Rotfärbung, Durchwurzelung und Pseudogleyentwicklung lassen auf ein gemäßigt warmes und humides Klima und eine geschlossene Vegetationsdecke während oder zu einem Zeitpunkt nach der Ablagerung schließen.



Abb. 3. Pleistozäne Überflutungsebene mit fluviatiler Rinne am Kontakt zur Rheingrabenrandverwerfung.



Abb. 4. Überflutungsebene mit eingeschalteten Schlammströmen.



Abb. 5. Auf der Baugrubensohle angeschnittene Antikline, zu erkennen an den symmetrischen Schichtausbissen in den bunten Sedimenten der mäandrierenden Flussebene. Im Zentrum der Antikline stehen gelbgraue Sedimente der Überflutungsebene mit schwarzbraunen Eisen- und Mangananreicherungen an. In diese ist eine Rinne eingeschnitten, die mit einem von gelbem Sand zu weißem Ton reichenden Verlandungszyklus verfüllt ist. Darüber folgt eine rotbraune Wechsellagerung von helleren Schluffen und dunkleren Sandlagen, die das Aufwachsen eines natürlichen Uferdamms anzeigen. An der Böschung im linken Teil des Bildes stehen Schluffe und Feinsande einer Überflutungsebene mit einem an schwarzen Mangankonkretionen angereicherten Oxidationshorizont an. Die eingeschalteten weißen Lagen sind Schichtflutschlämme. Die grauen Sande des oberpleistozänen verflochtenen Flusssystems im rechten Teil des Bildes füllen ein erosives Paläotal. Die Breite des Bildausschnitts ist etwa 40 m.

Faziesassoziation Schwemmfächer

Scharf begrenzte Ablagerungseinheiten aus massigen Diamiktiten mit Mächtigkeiten bis zu wenigen Dezimetern werden als Schlammströme interpretiert. Das Korngrößenspektrum innerhalb solcher Massenumlagerungen reicht von Schluff bis Mittel- oder Grobkies. Schlammströme mit gleichförmiger Korngrößenverteilung lassen sich von solchen unterscheiden, die ein Maximum im Sand- oder Schluffbereich oder zwei Maxima im Schluff- und Kiesbereich besitzen. Die Ablagerungseinheiten zeigen keine Gradierung. Gesteinsbruchstücke sind eckig bis kantengerundet und regellos verteilt. Die meisten Schlammströme sind kalkhaltig. Die Farben der schluffigen Matrix wechseln zwischen gelb, weißgrau, graugrün, violett und ziegelrot.

Bezüglich der Geometrie der Ablagerungseinheiten lassen sich drei Arten von Schlammströmen unterscheiden. (i) Kanalisierte Schlammströme haben eine erosive Basis und eine geringe laterale Ausdehnung (Abb. 7). Sie werden als proximale Teile von Schlammströmen interpretiert, die erosiven Rinnen folgen oder selbst an ihrer Basis erosiv wirken. (ii) Sie gehen über in Ablagerungseinheiten, die über wenige Zehnermeter verbreitet sind und deren Mächtigkeit kontinuierlich abnimmt. Dabei handelt es sich um distale Teile der Schlammströme, die nicht mehr an Rinnen gebunden sind, sondern sich bei geringem Gefälle lobenartig ausbreiten. (iii) Über mehrere Zehnermeter verbreitete diamiktitische Lagen, deren Mächtigkeit konstant bei wenigen Zentimetern liegt und maximal etwa einen Dezimeter erreichen, sind den Ablagerungen der Überflutungsebene zwischengeschaltet (Abb. 4). Sie werden als Schichtfluten eines Schlamms geringer Viskosität interpretiert, die ein ebenes Gelände gleichmäßig überschwemmen.

Den Schlammströmen sind graubraun oder rotbraun gefärbte Sande zwischengelagert. Teils sind sie gut sortiert. Meist besitzen sie einen geringen Feinkies-Anteil. Bei erosiven, nach oben konkaven Untergrenzen erreichen sie Mächtigkeiten bis wenige Dezimeter. Es sind Füllungen kleiner fluviatiler Rinnen. Sie gehen in wenige Zentimeter mächtige Lagen über, die innerhalb weniger Zehnermeter auskeilen (Abb. 7, 8). Sie werden als flächenhafte Ablagerungen von Schichtfluten und als distales Äquivalent der in Rinnen kanalisierten Wasserläufe angesehen.

Zwischen den Schlammströmen liegen vereinzelt zwischen 10 und 30 Zentimeter mächtige Schlufflagen (Abb. 8). Teils wurden sie über einer erosiven Basis abgelagert. Die Schluffe sind rotviolett, weißgrau oder lokal ziegelrot gefärbt und kalkhaltig. Es handelt sich um Ablagerungen auf überfluteten Flächen oder in kleinen, inaktiven Rinnen.

Ein Komplex unregelmäßig ineinander verzahnter Sand-, Ton- und Diamiktitbereiche, der durch sedimentäre Prozesse nicht zu erklären ist, kann nur als ein nach der Ablagerung deformierter Schichtverband angesehen werden (Abb. 9). Zu den Deformationsstrukturen gehören stark deformierte Grenzen zwischen den Ablagerungseinheiten, in lockere Gesteine eingepresstes bindiges Material, boudinageartig zerteilte Sandlinsen, an subhorizontalen Scherbahnen zerlegte Ablagerungseinheiten, interne Störungen und massige Bereiche ohne erkennbares Interngefüge. Dieser Komplex wird als eine Rutschmasse interpretiert. Ein ein mal zwei Meter großer runder Block des Granodiorits ist möglicherweise Teil dieses Rutschkörpers. In diesem Fall kann aber ein anthropogenes Einwirken nicht ganz ausgeschlossen werden. Daneben sind Anhäufungen von Grus mit massigem Gefüge oder steil stehenden Schüttungsstrukturen zu beobachten, bei welchen es sich um rutschende oder rollende Umlagerungen von Verwitterungsprodukten des Granodiorits über kurze Distanz oder bei massigem Gefüge auch um nach einer Umlagerung verwitterte Granodioritblöcke handeln dürfte.



Abb. 6. Geologische Profilschnitte im Darmstädter Stadtzentrum. Lage siehe Abb. 2.






Abb. 8. Faziesassoziation Schwemmfächer.



Abb. 9. Als Rutschmasse interpretierter Sedimentkomplex unmittelbar an der Hauptrandverwerfung des Oberrheingrabens.

Die Faziesassoziation weist auf einen Schwemmfächer als lokalen Ablagerungsraum hin (Abb. 10), der sich in die Überflutungsebene des mäandrierenden Flusses vorbaut. Die dominierende Art der Massenumlagerung sind Schlammströme, die im höheren Teil des Schwemmfächers zunächst teilweise kanalisiert fließen, sich jedoch sehr rasch lobenförmig ausbreiten und in der Überflutungsebene auskeilen. Wo Schlammströme geringer Viskosität weiter in die Überflutungsebene eintreten, werden sie dort flächenhaft als dünne Schicht abgelagert. Untergeordnet sind kleine Wasserläufe an der Ablagerung beteiligt, die proximal Rinnen in die Oberfläche des Schwemmfächers schneiden, sich dann jedoch rasch zu Schichtfluten ausbreiten. In inaktiven Rinnen oder Senken der Schwemmfächeroberfläche kommt Schluff zur Ablagerung.

Aus dem raschen Auskeilen der Ablagerungseinheiten ist für den Kegel ein Radius zwischen 20 und 30 m ableitbar. Die Größenordung des Fächers wie auch der Rinnen lässt auf ein kleines Fließgewässer mit geringer Sedimenteintragsrate schließen. Die durchweg eckigen Lithoklasten deuten auf kurze fluviatile Transportweiten und damit ein kleines Einzugsgebiet hin. Während des Schlammstromtransports minimiert die Matrix ein Abrollen der Gerölle. Die Transportrichtung zeigt, dass das Sediment an der Rheingrabenrandverwerfung von der Grabenschulter eingetragen wird. Der hohe Ton-Anteil und die Färbung der Matrix weisen auf intensive chemische Verwitterung oder hydrothermale Alteration im Liefergebiet hin. Möglicherweise handelt es sich um umgelagerte Bodenhorizonte der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecken und der pleistozänen Warmzeiten oder um Umlagerungsprodukte des tonreichen Kataklasits der Rheingrabenrandverwerfung (s.u.).

Unmittelbar an der Grabenrandverwerfung kommt es zur kriechenden, rutschenden oder rollenden Umlagerung von Verwitterungsprodukten des Granodiorits in den randlichen Oberrheingraben. Dabei handelt es sich um Blöcke, die durch Wollsackverwitterung aus dem Gesteinsverband gelöst wurden, sowie um Granodiorit-Grus. Schichtverbände der Schwemmfächersedimente können über Distanzen von einigen Dezimetern oder wenigen Metern abrutschen. Von der Grabenschulter abgerutschte Granodiorit-Blöcke könnten durch ihre Auflast solche Rutschungen innerhalb der Sedimente auslösen.



Abb. 10. Faziesmodell des schlammstromdominierten Schwemmfächers, der in eine Überflutungsebene geschüttet wird.

Faziesassoziation verflochtener Fluss

Als Füllung einer erosiven Hohlform treten in mehr als sechs Meter Mächtigkeit locker gelagerte, braungraue feinsandige Mittelsande mit häufigem fein- bis schwach grobkiesigem Anteil auf (Abb. 11). Dabei handelt es sich um Sedimente eines fluviatilen Rinnengürtels. Intern sind sie durch Trennflächen gegliedert, die erosive Rinnenböden repräsentieren. Wenige Zentimeter mächtige Lagen von Mittel- bis Grobkies über einer solchen erosiven Basis oder vereinzelte eckige Trümmer repräsentieren am Rinnenboden angereicherte Erosionsrückstände. Die Sande und die Kies führenden Sande bilden 5-15 cm mächtige Sets subhorizontaler, die Morphologie des Untergrunds nachzeichnender Laminae oder wenige Dezimeter mächtige Sets trogförmiger Schrägschichtungen. Wenige Dezimeter mächtige Ablagerungseinheiten, die eine erosive Paläomorphologie mit sigmoidalen Schrägschichtungssets überlagern, werden als laterale Anlagerungen an Rinnenrändern interpretiert. Erosive, 30-50 cm tiefe Hohlformen mit Durchmessern zwischen 2,5 und 3,5 m und trogförmiger Basis, die von einer Seite her mit langgestreckten trogförmigen Schrägschichtungssets verfüllt wurden, sind Strudeltöpfe. Teilweise sind mehrere solche Architekturelemente lateral versetzt ineinander verschachtelt. Im Flussbett wandernde Strudeltöpfe führen zu einer solchen versetzten Stapelung.

Rinnenböden mit Strudeltöpfen und laterale Sedimentanlagerungen lassen sich auch in den Georadar-Profilen identifizieren (Abb. 12, 13). Diffraktionsparabeln weisen außerdem auf größere Gerölle auf den Rinnenböden hin.

Strudeltöpfe entstehen bevorzugt an der Mündung zweier Rinnen. Die Häufigkeit dieser Architekturelemente lässt auf einen verflochtenen Fluss als Ablagerungssystem schließen, da in diesem Flusstyp Rinnenmündungen besonders häufig sind (Abb. 14). Verflochtene Flusssysteme sind im außeralpinen Mitteleuropa typisch für kaltzeitliches Klima. Die vereinzelten eckigen Bruchstücke zeigen eine lokale Sedimenteintragskomponente mit kurzer Transportentfernung an. Das Liefergebiet dieser Komponente dürfte die unmittelbar angrenzende Grabenschulter sein.



40





41



Abb. 13. Perspektivische Darstellung der Georadar-Profile. Der Prallhang des kleinen Paläotals streicht in Nord-Süd-Richtung. Lage der Profile siehe Abb. 2.



Abb. 14. Faziesmodell der Faziesassoziation verflochtener Fluss. Die Sedimente kamen in einem kleinen Paläotal zur Ablagerung.

4.2 Übergeordnete sedimentäre Architektur

Ablagerungen der Faziesassoziationen mäandrierende Flussebene und Schwemmfächer bauen den tieferen Profilabschnitt auf (Abb. 15, 16). An der Basis dominieren Architekturelemente der mäandrierenden Flussebene. Nur sehr vereinzelt sind Schlammschichtfluten eingeschaltet. Im höheren Teil des ersten Profilabschnitts gewinnen oberhalb einer Winkeldiskordanz (Abb. 4) Architekturelemente der Faziesassoziation Schwemmfächer an Anteil (ab 7,60 m in Abb. 15). Dabei treten zunächst kleinmaßstäbliche Rinnen und Sandschichtfluten sowie Ton-Lagen auf. Zum Hangenden folgen Schlammströme (ab ca. 8,50 m in Abb. 15) und dominieren am Top des Profils.



Abb. 15. Profil der pleistozänen Sedimente in der Baugrube des Darmstadtiums. Das Profil wurde an mehreren Böschungen und Sohlenaufschlüssen im Westteil der Baugrube aufgenommen.



Abb. 16. Architekturelemente und tektonisches Inventar im Mittelpleistozän. Die Ziffern geben die relative stratigraphische Abfolge an.

Bohrungen zeigen, dass im Darmstädter Stadtzentrum in der gesamten Mächtigkeit der pleistozänen Ablagerungen die beiden Faziesassoziationen vorherrschen (Bohrung 16 in Abb. 6). Mit zunehmender Entfernung von der Rheingrabenrandverwerfung nimmt der Anteil von Schlammströmen zugunsten von Sedimenten der Faziesassoziation mäandrierende Flussebene ab.

Die Abfolge zeigt das Vorstoßen eines Schwemmfächers in eine mäandrierende Flussebene. Das Zusammenfallen des Schwemmfächervorbaus mit der Winkeldiskordanz lässt darauf schließen, dass verstärkte abschiebende Bewegungen an der Rheingrabenrandverwerfung zur Herausbildung einer Geländestufe führten und damit gravitative Massenumlagerungen begünstigten sowie lokal Akkommodationsraum für die Erhaltung der Schwemmfächersedimente schufen. Paläoseismische Ereignisse im Zusammenhang mit dieser Bewegungsphase könnten außerdem die Rutschungen und Massenströme ausgelöst haben. Seismische Ereignisse sind dafür jedoch nicht notwendig, da auch viele andere Prozesse zu einer Reduktion der Kohäsion oder zu einer Erhöhung des Gefälles führen und damit Massenumlagerungen hervorrufen können. Abflussereignisse, das Auftauen von Permafrostböden oder kontinuierlich fortschreitende Verwitterung reduzieren die Kohäsion der Sedimente, die dann bei ausreichendem Gefälle abfließen können. Das Untergraben von Böschungen durch sich verlagernde Rinnen, ein Überangebot an Lockermaterial oder die kontinuierliche Relativbewegung an einer Störung können zu einer Erhöhung des Gradienten und schließlich zum Stabilitätsverlust führen.

In die Sedimente der beiden ersten Faziesassoziationen ist eine erosive Hohlform eingeschnitten, deren Basis mit einer Hangneigung von ca. 10° nach WSW mehr als sechs Meter tief in das Liegende eingreift (Abb. 4, 5, 11). Dabei handelt es sich um eine nach NNW verlaufende Rinne bzw. um ein kleines Paläotal. In dieser Rinne kamen sandig kiesige Sedimente zur Ablagerung, die ausschließlich der Faziesassoziation verflochtener Fluss zuzuordnen sind. Die Basis der Rinne ist auch in den Georadar-Profilen erkennbar, weil sich in der Rinnenfüllung Sedimentstrukturen deutlich abbilden (Abb. 13). Die tonreichen Sedimente des Liegenden sind dagegen für die Radarwellen undurchdringlich, so dass sie im Radargramm nicht erscheinen. Horizontale Amplituden in diesem Bereich sind Multiple oberflächennaher Reflexionen.

Die Auswertung von Bohrungen in der Umgebung zeigt, dass das kleine Paläotal eine Breite von mehr als 300 m hat und mindestens 15 m tief in das Liegende eingreift (Abb. 6, 17). Das Rinnentiefste liegt im Untersuchungsgebiet bei etwa 125 m ü. NN. Der Hang des Paläotals zeigt zwei Verebnungsflächen bei 129 und 134 m ü. NN. Oberhalb von etwa 141 m ü. NN sind nur lokal auf einer weiteren Verebnungsfläche nahe der rezenten Geländeoberfläche sandig-kiesige Ablagerungen erhalten. Auch in einigen Bohrungen auf der Grabenschulter nahe der Rheingrabenrandverwerfung sind sandig-kiesige Sedimente nachgewiesen, die dort diskordant auf dem variszischen Granodiorit auflagern.

Die Geometrie des Paläotals im Untersuchungsgebiet lässt auf den Prallhang eines Mäanders schließen, der sich im Südosten auch in die Grabenschulter eingräbt. Für die terrassenartigen Verebnungsflächen der Paläotalbasis gibt es zwei mögliche Erklärungen. Sie könnten (i) als Flussterrassen beim Einschneiden des Tals in mehreren Tiefenerosionsphasen entstanden sein. Dabei ist die höchste Terrasse die älteste und die tiefste die jüngste. Bei der Auffüllung des Tals wurde die Terrassentreppe verschüttet. Allerdings fällt auf, dass die Terrassenkanten am Prallhang des Talmäanders subparallel verlaufen. In dieser Position haben Terrassen ein geringes Erhaltungspotenzial, da sie stets der Erosion am Prallhang wieder zum Opfer fallen. Das deutet darauf hin, dass die Terrassenstufen (ii) erst während der Auffüllung des Paläotals durch mehrphasige Mäanderverlagerung und Prallhangerosion angelegt wurden und dabei die ursprüngliche Form des Flusstals überprägten. In diesem Fall ist die tiefste Terrasse die älteste und die höchste die jüngste.

Die heutige Geländeoberfläche im Darmstädter Stadtzentrum ist auf der Grabenschulter durch Bachtäler wie das des Darmbachs deutlich gegliedert. Am Rheingrabenrand zeigt sie dagegen ein nur sehr geringes Relief, das in Richtung zum zentralen Oberrheingraben mit den Flussläufen des Rheins und des Altneckars sanft einfällt. Die heutigen Läufe der Bäche aus dem Odenwald folgten vor ihrer Kanalisation dieser Neigung und verliefen nicht in erosiven Tälern wie auf der Grabenschulter. Ebenso fehlen Schwemmfächer an den Austrittspunkten der Bäche aus der Grabenschulter. Daraus folgt, dass dieser Teil des Grabenrands heute weder Ablagerungsraum noch Abtragungsgebiet ist, sondern ein Sediment-Durchtransport erfolgt.

4.3 Radioaktive Elemente und magnetische Suszeptibilität

Im tieferen Profilabschnitt, der die Sedimente der Faziesassoziationen mäandrierender Fluss und Schwemmfächer umfasst, wurden Messungen der Spektren der natürlichen Gammastrahlung und der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt (Abb. 15). Bei den radioaktiven Elementen zeigen insbesondere Uran und Thorium starke Schwankungen. In den Uferdamm-Sedimenten an der Basis (0,5-0,8 m in Abb. 15) zeigt der Wechsel zwischen niedrigen und hohen Uran-Gehalten wahrscheinlich den engständigen Wechsel zwischen Sandund Tonlagen an. Dieser wird dort auch durch die magnetische Suszeptibilität abgebildet. Dabei zeigen die Sandlagen eine stark erhöhte magnetische Suszeptibilität. Dies deutet auf eine intensive Oxidation in den Sandlagen hin, die zur Fixierung von Eisen führte. In den weiteren Profilabschnitten zeigen die Messwerte weiterhin deutliche Schwankungen sowohl in lithologisch homogenen Abschnitten wie auch in Wechsellage-



Abb. 17. Verbreitung und Basishöhen [m ü. NN] der oberpleistozänen Paläotalfüllung.

rungen. Dabei laufen die Messkurven von Uran und Thorium gegenläufig. Relativ höhere Uran-Konzentrationen korrelieren mit relativ niedrigeren Thorium-Gehalten. Innerhalb von Schluffen und Lehmen der Überflutungsebene korreliert ein Horizont, in dem Mangan-Konkretionen besonders stark angereichert sind, mit reduzierten Urangehalten und erhöhten Thorium-Gehalten (bei 1,5 m in Abb. 15). Die magnetische Suszeptibilität ist in diesem Horizont ebenfalls erhöht. Die gegenläufigen Schwankungen der Uran- und Thorium-Gehalte repräsentieren damit Redoxprozesse in der ungesättigten Bodenzone, wobei relativ abgereicherte Uran-Gehalte und relativ angereicherte Thorium-Konzentrationen ggf. zusammen mit erhöhter magnetischer Suszeptibilität stärker oxidierte Zonen anzeigen und umgekehrt.

5 Stratigraphische Einstufung

Für die Lumineszenz-Datierung des tieferen Abschnitts der Sedimentsequenz wurden Uferdammsedimente (WKZ OSL 5, Tab. 3, Abb. 15), Überflutungssedimente (WKZ OSL 7) und eine kleine, sandgefüllte Rinne in den Schwemmfächerablagerungen (WKZ OSL 3) beprobt. Dabei traten zahlreiche Probleme auf. Zunächst besteht bei subaquatisch abgelager-



Abb. 18. Stratigraphische Einstufung der pleistozänen Sedimente im Stadtzentrum von Darmstadt.

ten Sedimenten die Gefahr einer Altersüberschätzung durch unzureichende Lichtexposition. Die Größenordnung der Architekturelemente deutet auf kleine Gewässer mit geringen Wassertiefen hin. So besteht trotz der geringen Transportwege die Chance, dass die Sedimente vollständig gebleicht sind. Einschränkungen für eine genauere Datierung ergaben sich aber vor allem aus der Beprobung sehr geringmächtiger Schichten ohne zusätzliche Messungen am Probennahmeort oder der Möglichkeit ergänzender Radionuklid-Analysen an unmittelbar benachbarten Schichten im Labor. Große anzunehmende Fehler beim Wassergehalt einiger Proben und Indikation radioaktiver Ungleichgewichte in einer Probe führten zu weiteren Einschränkungen bei der Genauigkeit der Datierungen mit der IR-RF-Methode. Die vorwiegend von der Dosisleistungskomponente hervorgerufenen Fehler erübrigten einen erhöhten Messaufwand bezüglich der Bestimmung einer genaueren Dosis und des weitergehenden Ausschlusses von Altersüberschätzung durch unzureichende Bleichung. Die daraus resultierenden Fehler sollten in der groben Altersabschätzung, die für diese Sedimente lediglich möglich ist, enthalten sein. Ein Ablagerungszeitraum von 250 bis 170 ka (Tab. 3, Zeile 3-5), der keine stratigraphische Abfolge beinhaltet, ist für den untersuchten Teil der Sequenz unter Annahme einer vollständigen

Bleichung wahrscheinlich. Dieses Alter fällt in den Bereich des marinen Sauerstoff-Isotopen-Stadiums sieben (vgl. GIBBARD & COHEN 2008, 2009), das eine Warmzeit innerhalb des Saalium-Komplexes (spätes Mittelpleistozän) anzeigt (Abb. 18). Warmzeitliches Klima wird auch durch die beobachtete Durchwurzelung und Pedogenese in den Sedimenten gestützt. Bezüglich der Lithostratigraphie des nördlichen Oberrheingrabens korreliert die Einheit zeitlich am ehesten mit einem tieferen Abschnitt der Mannheim-Formation (Oberes Kieslager, vgl. GABRIEL et al. 2008, ELLWANGER et al. 2008), die nach VON KOENIGSWALD & BEUG (1988) die Eem-Warmzeit und die Weichsel-Kaltzeit umfasst, nach KNIPPING (2008) bereits in der Elster-Kaltzeit beginnt (Abb. 18). Gegebenenfalls wäre noch eine Korrelation mit der Ludwigshafen-Formation (WEIDEN-FELLER 2010) bzw. Ladenburg-Subformation der Kurpfalz-Formation (Oberer Zwischenhorizont, vgl. GABRIEL et al. 2008) möglich, die nach biostratigraphischen Untersuchungen von ENGESSER & MÜNZING (1991) und WEDEL (2008) irgendwo zwischen Cromerium-Komplex und Saalium-Komplex einzuordnen ist. BLUDAU (1995) rechnet auch feinklastische Horizonte mit würmzeitlichen Altern zum Komplex der Oberen Zwischenhorizonte. KNIPPING (2008) grenzt das Alter der Ladenburg-Subformation aber aufgrund von mittelpleistozänen

Pollenspektren in der darüber folgenden Mannheim-Formation auf den Cromerium-Komplex ein.

Die palynologische Analyse dieses Profilabschnitts zeigt in einer von drei untersuchten Proben bestimmbare Palynomorphe unterschiedlicher Alter in insgesamt schlechtem Erhaltungszustand (Tab. 2). Bestimmt wurden einige känozoische Komponenten (*Betula* sp., *Tricolporopollenites* sp., *Pinus* sp., edmunoide Pollen). Eine nähere Einstufung ist mit diesen Arten nicht möglich. Die überwiegende Zahl der Palynomorphen (ca. 70 %) entstammen einer umgelagerten älteren, vermutlich permischen Flora (*Kraeuselisporites* sp., *Ahrensisporites* sp., *Dictyotriletes* sp., *Corysaccites*?, *Alisporites* sp.).

Die Füllung des kleinen Paläotals war mit der OSL-Methode relativ unproblematisch datierbar. Der beprobte Teil dieser

6 Tektonik und Lagerungsverhältnisse

Die Hauptrandverwerfung des Oberrheingrabens fällt mit ca. 70–80° steil nach Nordwesten ein und bildet den Kontakt zwischen den pleistozänen Ablagerungen und einem verwitterten, variszischen Granodiorit (Abb. 3). In Oberflächennähe ist dieses Tiefengestein entfestigt. Lokal reichen solche vergruste Zonen auch in einige Meter Tiefe. Darunter ist der Granodiorit geklüftet. Die Streichrichtungen variieren, zeigen aber Maxima in nördlichen, nordöstlichen und untergeordnet in südöstlichen Richtungen (HOPPE & LANG 2007). Die Einfallswinkel betragen 50–90°.

Den Kontakt zur Rheingraben-Randverwerfung bildet eine Zone, in der der Granodiorit durch Kataklase lokal mechanisch zu Sand oder Schluff zerkleinert wurde. Teilweise ist jedoch das holokristallin-gleichkörnige Gefüge noch erhalten, obwohl die Feldspäte durch Pseudomorphosen von Tonmineralen ersetzt sind. Die Verwitterung von Feldspäten zu Tonmineralen ist in einem ein bis zwei Meter breiten, scharf begrenzten Störungskern besonders deutlich. In dieser Zone ist der Kataklasit bis in etwa zehn Meter Tiefe weiß- bis blaugrau, lokal auch rotbraun bis violett gefärbt (Abb. 19).



Abb. 19. Graublau gefärbte Zone im tonreichen Kataklasit. Rechts (SE) ist der Granodiorit etwas weniger stark alteriert. Die Rheingrabenrandverwerfung ist rosa markiert. Links (NW) davon stehen deformierte braungelbe pleistozäne Überflutungssedimente an. Die Maßstabsleiste ist zwei Meter lang.

Sedimente wurde in einem Zeitabschnitt zwischen ca. 50 und 40 ka vor heute abgelagert (Tab. 3, Zeile 1–2). Dieses Alter fällt in die Weichsel-Kaltzeit (Oberpleistozän). Damit befindet sich zwischen beiden Einheiten eine Sedimentationslücke, die mindestens 130 ka umfasst. Die Paläotalfüllung korreliert mit jüngeren Teilen der Mannheim-Formation im nördlichen Oberrheingraben (vgl. GABRIEL et al. 2008). Die Proben aus der Füllung des Paläotals wurden nur ein bis zwei Meter unter der Basis der anthropogenen Aufschüttung entnommen und geben damit das Alter der jüngsten Ablagerungen des Gebietes wieder. Reste einer auf der Paläotalfüllung gegründeten Stadtbefestigung stammen aus dem 14. und 15. Jahrhundert (Darmstädter Echo vom 04.06.2005, S. 17).

Diese Störung wird in einer wenige Meter breiten Zone beiderseits der Bruchfläche von einigen Abschiebungen, Aufschiebungen und Überschiebungen mit vertikalen Versatzbeträgen von meist nur wenigen Zentimetern bis einigen Dezimetern begleitet. Eine parallel zur Hauptrandverwerfung einfallende Aufschiebung, deren Versatzbetrag im Aufschluss nicht messbar ist aber mindestens einige Meter beträgt, hebt verwitterten Granodiorit über ein mehr als zwei Meter mächtiges Konglomerat mit kantengerundeten bis gerundeten Komponenten der Fein- bis Grobkiesfraktion in einer rotvioletten, schluffigen Matrix, das ausschließlich in einer tektonisch begrenzten, etwa zwei Meter breiten Scholle auftritt (Abb. 3).

In einer wenige Meter breiten Zone im Kontakt zur Hauptrandverwerfung ist der Schichtverband des Pleistozäns deformiert. Dabei beobachtete Deformationsstrukturen sind neben den beschriebenen Brüchen auch Umbiegungen des Schichtverbands, in Klüfte oder Scherbahnen verschleppte Sandlagen, zu ellipsoidförmigen Körpern zusammengedrängte lockere Sande innerhalb bindiger Lehme (Abb. 9 an der Aufschlussbasis, hier aber möglicherweise auch Deformation innerhalb eines Rutschkörpers, s.o.), vollständig aufgelöste Schichtverbände und eingearbeitete Alterationsprodukte des Granodiorits.

Spiegelsymmetrische Schichtausbisse der pleistozänen Sedimente im Horizontalschnitt (Abb. 5) lassen auf eine flache Antiklinalstruktur schließen, deren Achsenebene nach Nordost streicht. Südöstlich davon sind die Sedimente mit 10–20° nach Südosten einfallend gelagert. Über einer Winkeldiskordanz (Abb. 4) reduziert sich der Fallwinkel auf 0–2°. Oberhalb dieser Winkeldiskordanz beginnt auch die Dominanz der Architekturelemente der Faziesassoziation Schwemmfächer. Das lässt vermuten, dass eine verstärkte abschiebende Relativbewegung an der Rheingrabenrandverwerfung zum Schichtumbiegen des Hangendblocks und zur Bildung einer Geländekante führte und damit verstärkte Massenumlagerungen von der Grabenschulter in die mäandrierende Flussebene am Rheingrabenrand auslöste. Da die Schwemmfächersedimente fast horizontal gelagert sind, ist von einem kurzen abschiebenden Bewegungsereignis auszugehen. Das tektonische Inventar innerhalb der Schwemmfächersedimente zeigt dagegen Aufschiebungen (Abb. 7).

Die nach zahlreichen Bohrungen kartierte Mächtigkeit der oberpleistozänen Sedimente wird überwiegend durch die erosive Hohlform des Paläotals bestimmt. Die Rinnenbasis steigt zur Grabenschulter hin an, da sich dort auch der Rinnenrand befindet. Diese Mächtigkeitsabnahme ist deshalb kein Hinweis auf syn- oder postsedimentäre Tektonik. Bohrungen im Gebiet des Schlosses zeigen jedoch, dass die zum südlichen Rinnenrand hin kontinuierlich ansteigende Basis nach Erreichen eines lokalen Maximums auf einer Entfernung von weniger als zehn

7 Schlussfolgerungen

Im nördlichen Oberrheingraben bei Darmstadt entwickelte sich spätestens während des Mittelpleistozäns eine mäandrierende Flussebene. Entsprechend der durchgeführten Altersbestimmung, die mit Unsicherheiten behaftet ist, war diese Flussebene bis in die zweite Hälfte des Saalium-Komplexes als Ablagerungsraum aktiv. Von der Grabenschulter wurden über die aktive Randverwerfung schlammstromdominierte Massenumlagerungen in die Flussebene geschüttet. Phasen gleichmäßiger Subsidenz wechselten mit Phasen stärkerer tektonischer Bewegungen. Letztere führten an der Hauptrandverwerfung zur Bildung von Geländestufen, vor denen sich Schwemmfächer in die Flussebene vorbauten. Irgendwann zwischen Saalium-Komplex und Weichsel-Kaltzeit führte eine Tieferlegung der Erosionsbasis am Rheingrabenrand um mindestens 15 m zum Ende der Aggradation, zum erosiven Einschneiden der Flüsse und zu einer mindestens 130 ka umfassenden Sedimentationslücke. Infolge eines anschließenden Baselevel-Anstiegs setzte erneut Aggradation ein und in den Tälern am Grabenrand kamen Sedimente verflochtener Flüsse zur Ablagerung. Bis in die zweite Hälfte der Weichsel-Kaltzeit (40-50 ka) war das Relief wieder ausgeglichen. Anschließend entwickelte sich am Oberrheingrabenrand ein Sediment-Durchtransport-Gebiet. Die Bäche aus dem Odenwald hinterließen beim Eintritt in den Graben weder Ablagerungen noch bildeten sie Erosionstäler. Bis zur anthropogenen Besiedelung des Darmstädter Stadtzentrums blieb die Geländeoberfläche weitgehend unverändert.

Prozessorientierte Studien helfen, die Heterogenität des Untergrundes in fluviatilen Ablagerungsräumen und tektonisch aktiven Gebieten besser zu verstehen und prizipielle Baugrundeigenschaften zu prognostizieren. Damit können bei Bauprojekten in Graben-Randzonen Risiken minimiert, Gründungen kosteneffizienter geplant und unerwartete Kosten nach der Baugrubenöffnung vermieden werden. Meter wieder um mindestens vier Meter zur Rheingrabenrandverwerfung hin fällt (Abb. 17). Die so entstehende nur etwa 20 m breite Hohlform zwischen dem lokalen Maximum und der Rheingrabenrandverwerfung passt nicht zur Größenordnung der Rinnenbreite und der Mäanderradien des talbildenden Flusses, die durch die Bohrungen hinreichend belegt sind. Obwohl nicht ausgeschlossen, ist es doch eher unwahrscheinlich, dass ein kleiner Zufluss von der Grabenschulter beim Austritt in den Oberrheingraben eine mehrere Meter tiefe Rinne in den Untergrund gräbt. Stattdessen ist eine synsedimentär gebildete Flexur analog zu der älteren, im Aufschluss nachgewiesenen Struktur eine mögliche Erklärung für die lokale Bildung von Akkommodationsraum unmittelbar vor der Rheingrabenrandverwerfung.

Die lateralen Faziesunterschiede im Untergrund des Darmstädter Stadtzentrums beeinflussten auch die historische Bebauung. Der in Teilen noch erhaltene doppelte Mauerring der spätmittelalterlichen Stadtbefestigung verläuft durch das Untersuchungsgebiet. Während der Granodiorit und die bindigen Sedimente der mittelpleistozänen Faziesassoziationen einen unproblematischen Untergrund bildeten, befürchteten die Bauherren offenbar in den locker gelagerten oberpleistozänen Sanden ein feindliches Untergraben der Mauer. Um dies zu verhindern, legten sie auf der Innenseite des äußeren Mauerrings einen Horchtunnel an (vgl. HENSCHEL & KEMPE 2009), der ausschließlich auf die oberpleistozäne Paläotalfüllung beschränkt ist und am Rand der Rinne in einem Einstiegsschacht endet (Abb. 17). Der Horchtunnel kann im Kongresszentrum "Darmstadtium" besichtigt werden.

Die fluviatilen Sande sind aufgrund ihrer hohen Porositäten gute Grundwasserleiter, während die feinkörnigen Ablagerungen der Überflutungsebene und die Schlammströme Grundwassergeringleiter bilden. Da die mittelpleistozänen Sande an mäandrierende Rinnen gebunden sind, die erosiv in die Sedimente der Überflutungsebenen eingeschnitten sind, muss in diesen Grundwasserleitern mit komplexen Fließwegen gerechnet werden. Dies kann dazu führen, dass sich durch die Grundwasserentnahme asymmetrische Absenkungstrichter bilden. Ins Grundwasser eingetragene Stoffe werden bevorzugt entlang einer Rinne transportiert. Dadurch kann eine sehr heterogene Verteilung von Stoffkonzentrationen entstehen, wie sie im Stadtgebiet nachgewiesen wurde (BEIER 2008). Die kiesführenden Sande der oberpleistozänen Paläotalfüllung bilden zusammen mit Sanden und Kiesen, die im oberflächennahen Untergrund des gesamten Stadtgebiets verbreitet sind (WELLHAUSEN 1998), einen deutlich homogeneren Grundwasserleiter mit einfacheren Fließpfaden. Aufgrund der erosiven Basis der Paläotalfüllung ist mit hydraulischem Kontakt zu mittelpleistozänen Rinnen zu rechnen.

Der Randzufluss aus dem Kluftgrundwasserleiter des Odenwalds trägt einen bedeutenden Teil zur Grundwasserneubildung in den pleistozänen Aquiferen des Oberrheingrabens bei (LERCH 2001). Dabei muss der Grundwasserstrom zunächst den tonreichen Kataklasit in der Rheingrabenrandverwerfung überwinden. Dort folgt er wahrscheinlich komplex vernetzten Fließpfaden, die sich aus eingearbeitetem grus- oder sandreicherem Material, in Scherbahnen verschleppten Sandlagen und feinen Klüften zusammensetzen. In den matrixreichen Schwemmfächersedimenten bilden die kleinen fluviatilen Rinnen und Sand-Schichtfluten Fließwege. Die Hauptzuflüsse konzentrieren sich aber wahrscheinlich einerseits dort, wo zwischen zwei Schwemmfächern fluviatile Rinnen direkt an die Rheingrabenrandverwerfung grenzen, und andererseits oberflächennah, wo oberpleistozäne Rinnen erosiv die Schwemmfächer und den tonreichen Kataklasit durchschneiden und direkten Kontakt zu Klüften im Granodiorit herstellen. Aufgrund der kleinen Querschnittsflächen und meist geringen Permeabilitäten dieser Fließwege ist mit einer starken Rückstauwirkung der Rheingraben-Randzone zu rechnen. Diese erklärt die verglichen mit den pleistozänen Grundwasserleitern deutlich höheren Grundwasserstände im Kluftaquifer der Grabenschulter.

Die Rekonstruktion der Steuerung der Ablagerungs- und Erosionsphasen steht noch aus. Die verfeinerte Korrelation der Grabenränder mit dem zentralen Oberrheingraben ist dafür eine notwendige Voraussetzung. Erst die Dokumentation weiterer Lokationen der Oberrheingraben-Randzone wird zeigen, ob die in Darmstadt beschriebene Entwicklung nur lokal oder regional zu beobachten ist. Der hier durchgeführte multimethodische Ansatz erweist sich dafür als geeignet. Die Kombination mit weiteren Methoden kann zusätzliche Fragen beantworten. Korngrößenanalysen erlauben eine feinere lithofazielle Klassifikation der Schlammströme. Mit der Tonmineralogie kann der Alterationsprozess der Edukte sowie des tonreichen Kataklasits rekonstruiert werden. Die Charakterisierung der sedimentären Architekturelemente, des verwitterten Granodiorits und des tonreichen Kataklasits hinsichtlich ihrer ingenieurgeologischen und hydrogeologischen Eigenschaften kann eine Schnittstelle zu verfeinerten Baugrundkarten und Grundwassermodellen bilden.

Danksagung: Wir danken der Wissenschafts- und Kongresszentrum Darmstadt GmbH & Co. KG für die Unterstützung der Aufnahmen in der Baugrube des Darmstadtiums und der Anfertigung einer geologischen Dokumentation (Unterlage 23). Die Zusammenstellung der Bohrungen im angrenzenden Gebiet des Darmstädter Schlosses ist das Ergebnis eines geologischen Berichts (Unterlage 24) für das Büro "Menge.Die Baurunde" aus Offenbach im Rahmen eines Instandsetzungsgutachtens am Darmstädter Schloss. Der Dank für die Finanzierung dieses Teils der Studie gilt der TU Darmstadt als Bauherr. Die Geländearbeiten wurden dankenswerterweise unterstützt durch Nils Lenhardt und Simon Wurdak. Für die konstruktive Kritik im Rahmen des Reviews bedanken wir uns sehr herzlich bei Christian Hoselmann.

8 Verwendete Unterlagen

- (1) Bohrungen am Residenzschloß zu Darmstadt (34–53).
- (2) Mitteilung, betr. Standsicherheit des Weißen Turms. Institut f
 ür Geologische und Technische Gesteinskunde, 16.03.1954.
- (3) Fundamentuntersuchungsbohrungen von Grün & Bilfinger, Landestheater Darmstadt. – 01.02.1956
- (4) Baugrunduntersuchungen Neubau Materialprüfungsanstalt, Projekt I an der Schleiermacherstraße. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 21.12.1957, Auftraggeber: Staatliches Hochschulbauamt Darmstadt, Bearbeiter: Simon.
- (5) Gutachten Untersuchung des Fundamentbetts von 4 Gewölbepfeilern des Marktplatz-Pavillons des Schlosses in Darmstadt. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 27.02.1958.
- (6) Baugrunduntersuchung für Bauvorhaben Neubau Schloß zu Darmstadt (9 Bohrungen). – Fa. Karl Junge, Frankfurt am Main, 30.06.1959, Auftraggeber: Land Hessen.
- Bohrvorhaben Neubau Landgraf-Georgstr. 7–9 in Darmstadt. GA – Schichtenverzeichnis, 11.07.1959.
- Baugrundbohrung f
 ür ein Wohn- und Gesch
 äftshaus Landgraf-Georgstr. – GA – Schichtenverzeichnis, 01.09.1960.

- (9) Gutachten Parkhaus Darmstadt, Friedensplatz. Ingenieurbüro Dr.-Ing. Waschek, 23.02.1965.
- (10) Gutachten Baugrunderkundung und Gründungsberatung für den Neubau des Hochschulzentrums in Darmstadt. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 12.03.1965, Auftraggeber: Staatliches Hochschulbauamt Darmstadt, Bearbeiter: Müller.
- (11) Gutachten Ursache von Risseschäden im Hessischen Landesmuseum Darmstadt. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 03.03.1966, Auftraggeber: Staatsbauamt Darmstadt, Bearbeiter: Prinz.
- (12) Gutachten Verlegung eines städtischen Abwasserkanals in Darmstadt entlang der Ostseite des Hess. Landesmuseums Darmstadt. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 15.02.1967, Auftraggeber: Architekturbüro J. W. Mengler, Darmstadt, Bearbeiter: Beurer.
- (13) Schichtenverzeichnis Hauptbohrung nach vorheriger Versuchsbohrung, Notwasserversorgung. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 1968, Archivnummer 6117/464, Auftraggeber: Arch. J. W. Mengler, Darmstadt.

- (14) Tiefgarage Marktplatz Darmstadt 89/14; Bericht No. 1 Baugrundgutachten. – Grundbauinstitut Dr.-Ing. P. Amann, 27.07.1989.
- (15) Tiefgarage Marktplatz Darmstadt 89/14; Bericht No. 2 Baugrund- und Gründungsgutachten. – Grundbau-Institut Dr.-Ing. P. Amann, 18.01.1990.
- (16) Bilder der Fundamentabschnitte im Bereich De La Fosse-Bau, Südflügel, östliches Treppenhaus. – Fa. Lattemann, Darmstadt, 1996.
- (17) Sachverständigengutachten Bericht Nr. VA02001/01 Bauvorhaben Sanierung Residenzschloß Darmstadt, Herrenbau.
 – TU Darmstadt, Institut und Versuchsanstalt für Geotechnik, Prof. Dr.–Ing. R. Katzenbach, 11.06.2002.
- (18) Baugrundbohrungen Wissenschafts- und Kongresszentrum Darmstadt. – TU Darmstadt, Institut und Versuchsanstalt für Geotechnik, Prof. Dr.-Ing. R. Katzenbach, 2004.
- (19) Darmstadt, Schloß Archäologische Untersuchung von drei Suchschnitten im Zwinger – Sachstandsbericht. – Freies Institut für Bauforschung und Dokumentation e.V. (IBD), 2005.
- (20) Darmstadt, Schloß Archäologische Untersuchung der Suchschnitte im Kirchenbau und im östlichen Schloßgraben – Sachstandsbericht. – Freies Institut für Bauforschung und Dokumentation e.V. (IBD), 07.10.2005.
- (21) Darmstadt, Schloß Archäologische Untersuchung der Suchschnitte am La Fossebau und im westlichen Schloßgraben – Sachstandsbericht. – Freies Institut für Bauforschung und Dokumentation e.V. (IBD), 24.10.2005.
- (22) Archäologische Untersuchung des Suchschnittes 12 im Keller des De La Fossebaues – Sachstandsbericht. – Freies Institut für Bauforschung und Dokumentation e.V. (IBD), 18.11.2005.
- (23) Geowissenschaftiche Dokumentation Der Untergrund des künftigen Wissenschafts- und Kongresszentrums Darmstadtium in Darmstadt. – TU Darmstadt, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Prof. Dr. A. Hoppe, S. Lang, 21.11.2005,

9 Schriftenverzeichnis

- AITKEN, M. J. (1985): Thermoluminescence Dating. 359 S.; Oxford (Academic Press).
- AL-MALABEH, M., & KEMPE, S., (2009): Petrolithology of the Permian melaphyre lavas, Darmstadt, Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 252/2: 129–143.
- ANDERLE, H.-J. (1968): Die Mächtigkeiten der sandig-kiesigen Sedimente des Quartärs im nördlichen Oberrhein-Graben und der östlichen Untermain-Ebene. – Notitzbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 96: 185–196; Wiesbaden.
- BARTZ, J. (1974): Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. In: ILLIES, J. H. & FUCHS, K. (Eds.): Approaches to Taphrogenesis – Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe April, 13–15, 1972: 78–87; Stuttgart (Schweizerbart).
- BEIER, M. (2008): Urbane Beeinflussung des Grundwassers: Stoffemissionen und -immissionen am Beispiel Darmstadts. – EPDA – Elektron. Publ. Darmstadt, 963: 312 S., Anhang, http://elib.tudarmstadt.de/diss/000963.

Auftraggeber: Wissenschafts- und Kongresszentrum Darmstadt GmbH & Co. KG, Bearbeiter: S. Lang.

- (24) Geologischer Bericht Der Untergrund des Darmstädter Schlosses. – Lang, S., 23.12.2005, Auftraggeber: Menge. Die Baurunde, Offenbach.
- (25) Ergebnisbericht zur Altersbestimmung von Sedimenten aus dem Baugrund des Wissenschafts- und Kongresszentrums "Damstadtium". – Krbetschek, M., 2007, Forschungs- und – Datierungslabor der Forschungsstelle Geochronologie Quartär der Sächsischen Akademie der Wissenschaften am Institut für Angewandte Physik der TU Bergakademie Freiberg.
- (26) Oertlichkeit: Hohlerweg (Alfred Messelweg) 83. Architekt Stief, Darmstadt, 1911, Schichtenverzeichnis HLUG-Archiv Nr. 6118/66.
- (27) Schichtenverzeichnis, Bauvorhaben: Ledigenheim, Pützerstr. 6 in Darmstadt, 26.05.1954.
- (28) Schichtenverzeichnisse Neubau Studentenwohnheime, Am Karlshof in Darmstadt, 02/1965.
- (29) Baugrunduntersuchung für das Gelände am Karlshof nördlich des Studentenwohnheims in Darmstadt. – Dr.-ing. Karl Simon, 19.06.1965, Auftraggeber: Magistrat der Stadt Darmstadt, Stadtbauamt.
- (30) Baugrunderkundung und Gründungsberatung für den Neubau des Landestheaters zu Darmstadt, Auftraggeber: Staatsbauamt Darmstadt. – Hess. Landesamt für Bodenforschung, 13.05.1966, Bearbeiter: Prinz, Müller.
- (31) Baugrunderkundung f
 ür den Neubau des Landestheaters in Darmstadt. – Hess. Landesamt f
 ür Bodenforschung.
- (32) Schichtenverzeichnis Ort: Technische Hochschule Darmstadt Am Maschinenhaus, 347545 / 552679.
- (33) Schichtenverzeichnis eines Bohrlochs von etwa 1885, Darmstadt (Mauerstraße). – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Archivnummer 6117/52, Abschrift von LEPSIUS (1890).
- BERTRAND G., ELSASS Ph., WIRSING G. & LUZ A. (2006): Quaternary faulting in the Upper Rhine Graben revealed by high resolution multi-channel reflection seismic. – Comptes Rendus Géosciences, 338: 574–580.
- CHELIUS, C. (1890): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000, Blatt 6117 Darmstadt-West.
- BLUDAU, W. (1993): Biostratigraphische Untersuchungen an Sedimenten aus dem mittleren Oberrheingraben – Vorläufige Ergebnisse. – Jh. Geol. Landesamt Baden–Württemberg, **35**: 395–496.
- DOEBL, F. & OLBRECHT, W. (1974): An Isobath Map of the Tertiary Base in the Rhinegraben. – In: ILLIES, J. H. & FUCHS, K. (Eds.): Approaches to Taphrogenesis – Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe April, 13–15, 1972: 71–72; Stuttgart (Schweizerbart).
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER, U., GREILING, R. O., HAGEDORN, E.-M., HAHNE, J. & HEINZ, J. (2008): Long sequence of Quaternary rocks in the Heidelberg Basin depo-

centre. – Eiszeitalter & Gegenwart – Quaternary Science Journal, **57**: 316–337.

- ENGESSER, W. & MÜNZING, K. (1991): Molluskenfauna aus Bohrungen im Raum Philippsburg-Mannheim und ihre Bedeutung für die Quartärstratigraphie des Oberrheingrabens. – Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **33**: 97–117; Freiburg i. Br.
- ERFURT, G. & KRBETSCHEK, M. R. (2003): IRSAR A single-aliquot regenerative-dose dating protocol applied to the infrared radiofluorescence (IR-RF) of coarse-grain K feldspar. – Ancient TL, 21: 25–43.
- ERKENS, G., DAMBECK, R., VOLLEBERG, K. P., BOUMAN, M. T. I. J., BOS, J. A. A., COHEN, K. M., WALLINGA, J. & HOEK, W. Z. (2009): Fluvial terrace formation in the northern Upper Rhine Graben during the last 20 000 years as a result of allogenic controls and autogenic evolution. – Geomorphology, **103**: 476–495.
- FAHLBUSCH, K. (1970): Zur Deutung eines Bohrprofils im Bereich der Darmstädter Rheingraben-Verwerfung (Bohrung Mengler). – Z. dt. geol. Ges., **121**: 125–127, Hannover.
- FAHLBUSCH, K. (1974): Zur Geologie von Odenwald und Rheingraben. – Jahrbuch TH Darmstadt 1974: 39–78.
- FAHLBUSCH, K. (1980): Die geologischen Grundlagen der alten Wasserversorgung Darmstadts. – Geol. Jb. Hessen, 108: 223–240.
- FECKER, E., KOŠŤÁK, B., RYBÁŘ, J. & STEMBERK, J. (1999): Beobachtung rezenter tektonischer Bewegungen im Wattkopftunnel bei Ettlingen. – Jb. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F., 81: 355–364; Karlsruhe.
- FOELLMER, A. & HOPPE, A. (1993): Die Randverwerfung des Oberrheingrabens bei Malsch im Kraichgau. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **75**: 287–290; Karlsruhe.
- GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (2008): Vorwort: Das Bohrprojekt "Heidelberger Becken". – Eiszeitalter & Gegenwart – Quaternary Science Journal, 57: 261–269.
- GAWTHORPE, R. L., LL COLLIER, R. E., ALEXANDER, J., BRIDGE, J. S. & LEEDER, M. R. (1993): Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies. – In: NORTH, C. P. & PROSSER, D. J. (Eds.): Characterization of fluvial and aeolian reservoirs – Geological Society Special Publication, **73**: 421–432; London.
- GIBBARD, P. L. & COHEN, K. M. (2008): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. – Episodes, 31: 243– 247.
- GIBBARD, P. L. & COHEN, K. M. (2009): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v. 2009. – online veröffentlicht im Internetauftritt der "Subcommission on Quaternary Stratigraphy", http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/charts/: 6 S., 1 Anl.
- GREIFENHAGEN, G. (2000): Untersuchungen zur Hydrogeologie des Stadtgebietes Darmstadt mit Hilfe eines Grundwasserinformationssystems – unter Verwendung von einer Datenbank, Datenmodellierung und ausgewählten statistischen Methoden. – Dissertation TU Darmstadt: 221 S.
- HAIMBERGER, A., HOPPE, A. & SCHÄFER, A. (2005): High-resolution seismic survey on the Rhine River in the northern Upper Rhine Graben. – Int. J. Earth Sci., 94: 657–668; Heidelberg.
- HECHT, F. (1953): Die Tiefbohrungen bei Pfungstadt und der Bau des Rheintalgrabens im Raum Darmstadt. – Erdöl und Kohle, **6**: 374.
- HENSCHEL, H.-V. & KEMPE, S. (2009): Darmstadts "Unterwelt". 2. Aufl.: 124 S.; Darmstadt (Justus-Liebig Verlag).
- HOPPE, A. & LANG, S. (2007): The eastern master fault of the Upper Rhine Graben below the Science and Conference Centre in Darmstadt (Germany). – Z. dt. Ges. Geowiss., **158**: 113–117; Stuttgart.

HOPPE, A., KÖTT, A., MITTELBACH, G. & ULMER, D. (1996): Ein Raum-

bild quartärer Grundwasserleiter und Grundwassernichtleiter im nördlichen Oberrheingraben. – Geol. Jb. Hessen, **124**: 149–158; Wiesbaden.

- HORNUNG, J., PFLANZ, D., HECHLER, A., BEER, A., HINDERER, M., MAISCH, M. & BIEG, U. (2009): 3-D architecture, depositional patterns and climate triggered sediment fluxes of an alpine alluvial fan (Samedan, Switzerland). – Geomorphology: 13 S.; (in press).
- HOSELMANN, C. (2008): The Pliocene and Pleistocene fluvial evolution in the northern Upper Rhine Graben based on results of the research borehole at Viernheim (Hessen, Germany). – Eiszeitalter & Gegenwart – Quaternary Science Journal, **57**: 286–315.
- HOSELMANN, C. (2010): Viernheim-Formation In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Zuletzt geändert 03.11.2010. [zitiert 17.02.2011]. Datenblatt-Nr. 1000013. Verfügbar unter: http://www.bgr.bund.de/litholex.
- KLEMM, G. (1938): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen im Maßstabe 1: 25 000, Blatt Roßdorf [heute: Bl. 6118 Darmstadt Ost]. – 116 S.; Darmstadt (Hessischer Staatsverlag).
- KNIPPING, M. (2008): Early and Middle Pleistocene pollen assemblages of deep core drillings in the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw, 87: 51–65.
- KOENIGSWALD, W. VON & BEUG, H. J. (1988): Schlussbetrachtungen. In: KOENIGSWALD, W. VON (Hrsg.): Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. – Paläoklimaforschung, 4: 321–327; Stuttgart (Fischer).
- KOSTIC, B. & AIGNER, T. (2007): Sedimentary architecture and 3D ground-penetrating radar analysis of gravelly meandering river deposits (Neckar Valley, SW Germany). – Sedimentology, **54**: 789–808.
- KULIG, G. (2005): Erstellung einer Auswertesoftware zur Altersbestimmung mittels Lumineszenzverfahren unter spezieller Berücksichtigung des Einflusses radioaktiver Ungleichgewichte der ²³⁸U-Zerfallsreihe. – Bakkalaureus-Arbeit Network Computing, Fakultät für Mathematik und Informatik, TU Freiberg: 35 S. (unveröffentlicht).
- LEPSIUS, R. (1890): Das Bohrloch der Gebrüder Becker in der Mauerstrasse zu Darmstadt. – Notitzblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt und des mittelrheinischen geologischen Vereins., **IV**(11): 1–9.
- LERCH, C. (2001): Hydrogeologische Modellierung im Stadtgebiet Darmstadts. – Diplomarbeit TU Darmstadt: 57 S. (unveröffentlicht).
- MARBACH, T., KOBER, B., MANGINI, A., WARR, L. & SCHLEICHER, A., (2005): Mobility of U–Th radionuclides connected with fault porosity: A case study of the Schauenburg Fault, Rhine Graben Shoulder, Germany. – Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, **30**(17–18): 1030–1037.
- MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – Radiation Measurements, **32**: 57–73.
- NIVIÈRE, B., BRUESTLE, A., BERTRAND, G., CARRETIER, S., BEHRMANN, J. & GOURRY, J.-C. (2007): Active tectonics of the southeastern Upper Rhine Graben, Freiburg area (Germany). – Quaternary Science Reviews, 27 (5–6): 541–555.
- PETERS, G. (2007): Active tectonics in the Upper Rhine Graben Integration of paleoseismology, geomorphology and geomechanical modeling. – Academisch Proefschrift, Vrije Universiteit Amsterdam.
- PETERS, G. & VAN BALEN, R. T. (2007a): Pleistocene tectonics inferred from fluvial terraces of the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Tectonophysics, 430: 41–65.

- PETERS, G. & VAN BALEN, R. T. (2007b): Tectonic Geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Global and Planetary Change, 58: 310–334.
- PRINZ, H. (1978): Ursachen der beobachteten negativen Höhenwertänderungen im nördlichen Oberrheingraben. – Zeitschrift für Vermessungswesen, **103**(9): 424–430; Stuttgart (Wittwer).
- ROSZA, SZ., HECK, B., MAYER, M., SEITZ, K., WESTERHAUS, M. & ZIPPELT, K. (2005): Determination of displacements in the Upper Rhine Graben area from GPS and levelling data. – Int. J. Earth Sci., 94: 538–549.
- SAMBROOK SMITH, G. H., ASHWORTH, P. J., BEST, J. L., WOODWARD, J. & SIMPSON, C. J. (2006): The sedimentology and alluvial architecture of the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. – Sedimentology, **53**: 413–434.
- SCHLEICHER, A. (2003): The formation of clay minerals in faulted granite of the Rhine rift system. – Geophysical Research Abstracts, 5: 13235.
- SCHLEICHER, A., WARR, L., KOBER, B., LAVERRET, E. & CLAUER, N. (2006): Episodic mineralization of hydrothermal illite in the Soultzsous-Forêts granite (Upper Rhine Graben, France). – Contributions to Mineralogy and Petrology, **152**(3): 349–364.
- SCHWARZ, E. (1974): Levelling Results at the Northern End of the Rhinegraben. – In: ILLIES, J. H. & FUCHS, K. (Eds.): Approaches to Taphrogenesis – Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe in April, 13–15, 1972: 261–268; Stuttgart (Schweizerbart).
- STEIN, E. (2001): Die magmatischen Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Platznahme-Geschichte. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F., 83: 267–283.
- VAN DEN BRIL, K., GREGOIRE, C., SWENNEN, R. & LAMBOT, S. (2007): Ground-penetrating radar as a tool to detect rock heterogeneities (channels, cemented layers and fractures) in the Luxembourg

Sandstone Formation (Grand-Duchy of Luxembourg). – Sedimentology, **54**: 949–967.

- VEIT, E. (1953): Die Tiefbohrungen bei Pfungstadt und der Bau des Rheintalgrabens im Raum um Darmstadt. Z. dt. geol. Ges., 105: 150-151.
- WEDEL, J. (2008): Pleistocene molluscs from research boreholes in the Heidelberg Basin. – Eiszeitalter & Gegenwart – Quaternary Science Journal, **57**: 382–402.
- WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (1995): Mittelpleistozäne Tektonik in einer Löß-Paläoboden-Abfolge am westlichen Rand des Oberrheingrabens. – Mainzer geowiss. Mitt., 24: 87–102.
- WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (1996): Paläoböden und Neotektonik im Profil Forst am Westrand des Oberrheingrabens. – Frankfurter geowiss. Arb., Reihe D, **20**: 89–100; Frankfurt/M.
- WEIDENFELLER, M. & KÄRCHER, T. (2008): Tectonic influence on fluvial preservation: aspects of the architecture of Middle and Late Pleistocene sediments in the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw, 87: 33–40.
- WEIDENFELLER, M. & KNIPPING, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin. – Eiszeitalter & Gegenwart – Quaternary Science Journal, **57**: 270–285.
- WEIDENFELLER, M. (2010): Ludwigshafen-Formation. In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Zuletzt geändert 02.11.2010. [zitiert 17.02.2011]. Datenblatt-Nr. 1000012. Verfügbar unter: http://www.bgr.bund.de/litholex.
- WELLHAUSEN, D. (1998): Analyse der baugrundgeologischen Verhältnisse als Grundlage einer ingenieurgeologischen Karte für das Stadtgebiet Darmstadt. – Diplomarbeit TU Darmstadt: 94 S. (unveröffentlicht).

Manuskript eingegangen am 6.1.2010, angenommen am 24.3.2010.

HELMUT HEMMER¹ & THOMAS KELLER²

Die Löwin von Rockenberg (Wetterau, Hessen) im Kontext von 200 Jahren Forschung am Höhlenlöwen, *Panthera leo spelaea* (GOLDFUß, 1810)

Kurzfassung

Anlässlich des 200-jährigen Jubiläums der Erstbeschreibung und Namensgebung des Höhlenlöwen *Panthera leo spelaea* (GOLDFUB, 1810) wird eine Übersicht über die Erforschungsgeschichte dieser großen Pantherkatze gegeben.

Ein Neufund eines Unterkieferfragmentes aus spätpleistozänen Sedimenten von Rockenberg (Wetterau, Hessen), für das zunächst im Blick auf seine sehr geringe Größe die Artbe-

Abstract

On the occasion of the 200th anniversary of the first description and naming of the cave lion, *Panthera leo spelaea* (GOLDFUB, 1810), a survey of the research history of this large pantherine cat is given.

A new find of a mandibular fragment from Late Pleistocene sediments of Rockenberg (Wetterau, Hesse, Germany) is described and shown to originate from a very small cave lioness, near the lower limit of the size range. As the species identifistimmung in Frage stand, wird beschrieben und als Rest einer sehr kleinen Höhlenlöwin an der Untergrenze der Variationsbreite erkannt. In diesem Zusammenhang werden diagnostische Unterschiede am Unterkiefergebiss von *Panthera leo spelaea* und des eurasischen Jaguars, *Panthera onca gombaszoegensis* (KRETZOI, 1938), aufgezeigt.

cation at first seemed to be questionable in view of the very small size of the fossil, diagnostic differences between the mandibular teeth of *Panthera leo spelaea* and the Eurasian jaguar, *Panthera onca gombaszoegensis* (KRETZOI, 1938), are presented.

Key words: Rockenberg, Cave Lion, *Panthera leo spelaea*, Late Pleistocene

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	56
2	Erforschungsgeschichte des Höhlenlöwen	56
	2.1 1810–1910	56
	2.2 1910–1960	56
	2.3 1960–2010	56
3	Fundstelle und Begleitfauna	57
	3.1 Fundstelle	57
	3.2 Begleitfauna	59
4	Der Unterkiefer	60
	4.1 Problemstellung	60
	4.2 Material	60
	4.3 Absolute Größe – Löwe oder Jaguar	61
	4.4 Proportionen und Gestaltmerkmale	61
5	Schriftenverzeichnis	63

¹ Prof. Dr. H. Hemmer (e-mail: H.Hemmer-Mainz@gmx.de), Anemonenweg 18, 55129 Mainz

² Dr. T. Keller (e-mail: t.keller@denkmalpflege-hessen.de), Landesamt für Denkmalpflege Hessen, Abteilung Archäologische und Paläontologische Denkmalpflege, Schloss Biebrich, 65203 Wiesbaden

1 Einleitung

Der Fund eines Unterkieferastes eines kleinen Löwen aus spätpleistozänen Sedimenten von Rockenberg (Wetterau, Hessen) gibt zum 200-jährigen Jubiläum der Forschung am Höhlenlöwen *Panthera leo spelaea* (GOLDFUß, 1810) Anlass zur Feststellung, dass auch nach so langer Forschungsgeschichte selbst anhand von Einzelstücken noch neue morphologische Erkenntnisse zu gewinnen sind.

2 Erforschungsgeschichte des Höhlenlöwen

2.1 1810-1910

Nach einer frühen Darstellung eines Oberkieferfossils, "dessen Gebiß mit dem Löwen viele Ähnlichkeiten hat", aus der "Zoolithenhöhle" von Gailenreuth (Fränkische Schweiz, Bayern) durch ESPER (1774, zitiert nach GROISS 2002), begann die wissenschaftliche Erforschung des Höhlenlöwen anhand von Fundmaterial aus dieser Lokalität mit der Beschreibung und Namensgebung als *Felis spelaea* durch GOLDFUß (1810). In den folgenden 50 Jahren wurden anhand meist nur geringen Vergleichsmaterials die größten Übereinstimmungen dieser großen Katze zugeordneter spätpleistozäner, mittel- und westeuropäischer Funde mit heutigen Löwen *Panthera leo* (LINNAEUS, 1758) festgestellt. Teilähnlichkeiten sowohl mit dem Tiger *Panthera tigris* (LINNAEUS, 1758) als auch mit dem Jaguar *Panthera onca* (LINNAEUS, 1758) blieben dabei nicht unerwähnt. Wesentliche Erkenntnisfortschritte wurden zu Beginn

2.2 1910-1960

Studien an Extremitätenknochen, vor allem an Metapodien, ließen im folgenden halben Forschungsjahrhundert (1910– 1960) diverse, teilweise zueinander in Widerspruch stehende Thesen entstehen. Neben dem Verfechten der Natur des Höhlenlöwen als eigene, vom Löwen unabhängige Art wurde er andererseits als eine dem Tiger näherstehende Katze angesehen. Schließlich wurde das gleichzeitige Vorkommen zweier verschiedener Arten, Löwe und Höhlenlöwe, für das späte europäische Pleistozän postuliert (Literaturkompilation in HEMMER 1967). Größenabhängigkeiten der Skelettmorpho-

2.3 1960-2010

Mit einer Reihe revidierender Arbeiten wurde zu Beginn der letzten 50 Jahre der Höhlenlöwenforschung die ursprünglich auf morphologischer Basis gewonnene Klarheit über die Löwennatur wieder hergestellt (HEMMER 1967, 1974, SCHÜTT 1969, VEREŠAGIN 1971). Die Erkenntnis grundsätzlicher Zugehörigkeit des Höhlenlöwen zum Löwenast des Pantherkatzen-Stammbaums erfuhr allerdings unterschiedliche taxonomische Behandlung, je nach subjektivem Konzept, auf welcher Ebene der Taxonomie die Gesamtheit aller Löwen anzusiedeln sei. Auf der einen Seite wurde die Vereinigung aller rezenten und und am Ende der folgenden 50-Jahres-Periode mit monographischen Bearbeitungen englischer und französischer Funde durch DAWKINS & SANFORD (1868) und BOULE (1906) erzielt. Sie zeigten, dass die Merkmale des Höhlenlöwenschädels jeweils im Variationsbereich rezenter Löwenschädel liegen und keinen wirklichen Bezug zu Tigerschädeln haben. Gegen Ende der ersten 100 Jahre Höhlenlöwen-Forschung war damit die Löwennatur dieser Pantherkatze bereits gut belegt (Literaturzusammenstellung in HEMMER 1967). In dieser Zeit erfolgte auch (VON REICHENAU 1906) die Erstbeschreibung frühmittelpleistozäner (gemäß heutiger Definition) Höhlenlöwen-Vorfahren aus den Sanden von Mauer und Mosbach und ihre ebenso eindeutige Zuordnung zum Löwen (benannt als *Felis leo fossilis*).

logie waren zu dieser Zeit noch kaum Gegenstand der Forschung und blieben dementsprechend für die vergleichende Betrachtung einzelner Fundstücke unberücksichtigt. Daher führten Gestaltunterschiede verschieden großer Stücke zum Postulat unterschiedlicher Arten. Die bereits am Ende des ersten Höhlenlöwen-Forschungsjahrhunderts erreichte Klarheit über die verwandtschaftliche Stellung dieser großen Pantherkatze zeigte sich am Ende des nächsten 50 Jahre-Abschnittes vernebelt.

fossilen Löwen im Sinne einer gemeinsamen Art (zunächst *Felis leo*, im Zuge revidierter Feliden-Taxonomie *Panthera leo*) vertreten (HEMMER 1967, KURTÉN 1968). Auf der anderen Seite wurde die Gesamtheit der Löwen in den Rang einer eigenen Untergattung (*Leo*) erhoben, die dieser Auffassung zufolge drei Arten beinhaltet, nämlich *Panthera leo* (rezente Löwen), *Panthera spelaea* (eurasische Höhlenlöwen) und *Panthera atrox* (amerikanische Löwen) (VEREŜAGIN 1971). Beim monospezifischen Konzept erhalten diese drei Formen den Rang von Unterarten bzw. Unterartgruppen (HEMMER 1974). Die

monospezifische Auffassung fand in den folgenden Jahrzehnten breite Akzeptanz (z.B. SCHÜTT 1969, TURNER & ANTÓN 1997, GARCIA GARCIA 2003, BURGER et al. 2004, TESTU 2006, BARNETT et al. 2009). Andere Autoren hielten am Konzept der Arttrennung fest (z.B. ARGANT 1991, BARYSHNIKOV & BOES-KOROV 2001, SOTNIKOVA & NIKOLSKIY 2006, ARGANT et al. 2007). Dass es dabei allein um unterschiedliche taxonomische Konzepte, nicht aber um biologische Realität geht, wurde im letzten Jahrzehnt wiederholt betont (HEMMER 2003, BURGER et al. 2004, BARNETT et al. 2009).

Die weitere Entwicklung der morphologischen Forschung führte in den letzten 50 Jahren zur Erkenntnis größenabhängiger Gestaltänderungen (Allometrien) von Schädel und postkranialem Skelett, womit sich diverse Formunterschiede zwischen großen und kleinen Exemplaren erklären ließen (HEMMER 1967, 1974). Mit Hilfe von Gebissmaßen wurden Möglichkeiten zur Geschlechtsbestimmung erarbeitet (TURNER 1984, Kurtén 1985, Baryshnikov & Boeskorov 2001). Für das späte Mittelpleistozän und das frühe Spätpleistozän zeichneten sich in ersten Umrissen regional eigenständige Übergänge vom früh mittelpleistozänen Löwen P. leo fossilis zum typischen, spätpleistozänen P. leo spelaea ab; für das Spätpleistozän wurden unterschiedliche Merkmalshäufungen in geographischen Populationen im Raum von Westeuropa bis Sibirien und Beringia erkannt (HEMMER 1974, SCHÜTT & HEMMER 1978, Argant 1991, Baryshnikov & Boeskorov 2001). Fehlinterpretation der phylogenetisch-systematischen Bedeutung unterschiedlicher Hirnmorphologie hatte zwischenzeitlich einen Versuch zur Wiederbelebung der lang überholten Tigerhypothese für den Höhlenlöwen zur Folge (GROISS 1996, siehe dazu HEMMER 2003). Letztlich wurde versucht, mit einer kladistischen Studie auf der Basis weniger Einzelmerkmale unklarer phylogenetischer Bedeutung Erkenntnisse aus 200 Jahren Forschung am Höhlenlöwen zu negieren und die Taxa P. spelaea und P. atrox evolutiv vor der Aufzweigung von Löwe und Leopard einzuordnen (CHRISTIANSEN 2008).

In der letzten Dekade verhalf mit dem Aufblühen molekulargenetischen Arbeitens mit im fossilen Knochenmaterial erhaltener Alt-DNA ein neuer Forschungszweig zur unabhängigen,

3 Fundstelle und Begleitfauna

3.1 Fundstelle

Im Sommer 2000 entdeckte Dr. Rolf Seubert (Bad Vilbel) in eiszeitlichen Schichten der Sandgrube Rockenberg einen Zahn (M_1 dext.) einer Höhlenhyäne (*Crocuta crocuta spelaea*). Bei Nachsuche gemeinsam mit Dieter Oehm wurde neben Zähnen von *Equus* sp. der hier beschriebene Felidenunterkiefer gefunden. Die Fundstelle befindet sich im NE-Abschnitt des Steinbruchgeländes Rockenberg im Bereich des Naturschutzgebietes "Hölle von Rockenberg"; sie ist im höheren Abschnitt der

vollen Bestätigung der zuvor ausschließlich morphologisch gewonnenen Erkenntnisse. Die Zugehörigkeit des Höhlenlöwen und des Amerikanischen Löwen zum Löwenzweig am Stammbaum der Pantherkatzen wurde nun auch anhand mitochondrialer DNA nachgewiesen (BURGER et al. 2004, BARNETT et al. 2009). Ausgehend von einer Aufspaltung des holarktischen und des afrikanischen Astes von Panthera leo im frühen Mittelpleistozän (P. leo fossilis in Europa) legen die DNA-Resultate eine Trennung des P. leo spelaea-Zweiges vom nordamerikanischen P. leo atrox-Zweig während des späten Mittelpleistozäns nahe. Seit dem letzten Interstadial scheint bei den Höhlenlöwen im weiten Raum der Mammutsteppe von Osteuropa bis Beringia eine drastische Reduktion der genetischen Vielfalt eingetreten zu sein (BARNETT et al. 2009). Das Aussterben des Höhlenlöwen erfolgte offensichtlich in breiter Front mit Ende der letzten Eiszeit. Jüngste Nachweise sind in Südwestfrankreich um 11150 Jahre, im Pariser Becken um 12248 Jahre, in Deutschland um 12375 Jahre, in Ostsibirien um 12450 Jahre, in Alaska um 11925, wahrscheinlich auch nur um 10370 Jahre alt (ARGANT et al. 2007, BARNETT et al. 2009).

Auf Basis von Regressionsgleichungen für einzelne Skelettmaße und die mittlere Körpermasse rezenter Feliden wurden ebenfalls im letzten Jahrzehnt Schätzungen der Körpermasse von Höhlenlöwen vorgenommen (GARCIA GARCIA 2003, HEM-MER 2003, 2004), die eine Variabilität zwischen 140 kg für kleine Löwinnen bis gegen 400 kg für ausgesprochen starke Löwen des Spätpleistozäns erkennen ließen und zeigten, dass P. leo spelaea schwerer gebaut war als hinsichtlich ihrer Linearmaße ähnlich große rezente Löwen (HEMMER 1974, SMUTS et al. 1980). Aus solchen Schätzwerten folgten im nächsten Schritt Einblicke in das mutmaßliche, in der Mammutsteppe von Rentieren, Pferden und Bisons bis zu kleinen Mammuten reichende, Beutespektrum und letztendlich in die paläoökologische Rolle des Höhlenlöwen, der als Top-Beutegreifer nur mit der zu dieser Zeit äußerst seltenen Säbelzahnkatze (Homotherium latidens) und mit dem paläolithischen Menschen in Konkurrenz stand (HEMMER 2004, 2007).

NE–SW verlaufenden Steinbruchwand zu lokalisieren (Abb. 1, 2). Der Kiefer lag am Fuß eines kleinen Aufschlusses im losen Sand, mit dem Canin nach oben, war also bereits aus dem originalen Schichtzusammenhang herab gefallen. Der Fundpunkt befand sich unterhalb eines überhängenden Quarzitblocks, der im Lauf einer weiteren Exploration der Fundstelle mit dem Forschungsinstitut Senckenberg entfernt wurde. Als das Landesamt für Denkmalpflege Hessen Anfang September 2000



Abb. 1. Geografische Lage der Fundstelle. a) Umgebung von Rockenberg mit dem durch Einrahmung hervorgehobenen Fundareal. b) Aufriss der Sandgrube Rockenberg nördlich der Gemeinde Rockenberg. Schattierter Kreis: Fundstelle des Höhlenlöwen-Unterkiefers.



Abb. 2. Fundstelle (Pfeil) des Höhlenlöwen-Unterkiefers und weiterer Faunenreste an der Südwand der Sandgrube Rockenberg; Aufnahme von Nordwest. Dezember 2000.

eingeschaltet wurde, war die Fundsituation bereits durch den Einsatz einer schweren Maschine zerstört. Abbildung 3 gibt eine weiter SW gelegene Profilsituation wieder, die insgesamt der ursprünglichen Fundsituation ähnlich ist. Das Landesamt für Denkmalpflege Hessen führte im September 2000 eine weitere Pilotsondierung durch. Dabei konnten aus der anstehenden Fließerde neben Kleinsäuger-Resten weitere Zähne und Knochen von Großsäugern geborgen werden.

Die intensiv ocker gefärbten Sande, Sandsteine und Quarzite der Sandgrube (der im NE befindliche Abschnitt seinerzeit in Abbau durch die Fa. Lahn-Waschkies, Heuchelheim) sind in die Rockenberg-Schichten zu stellen ("Rockenberger Sande" der älteren Literatur, vgl. KÜMMERLE 1981: 35 f.). KÜMMERLE (1981) nimmt eine Position im tiefen Neogen an, wonach die randfazielle Schichtfolge stratigraphisch innerhalb der überwiegend in das Aquitanium zu stellenden Mainz-Gruppe läge (vgl. GRIMM 2005). RADTKE & MARTINI (2008) vermuten, dass die neogene Schichtfolge im Raum Butzbach/Münzenberg auch noch Teile der Burdigalium-zeitlichen Frankfurt-Formation umfasst.

Im Bereich einer breiten, in diese tertiärzeitliche Unterlage eingeschnittenen, unregelmäßig geformten Delle von ungefähr 100 m horizontaler Ausdehnung und ca. 10 m maximaler Tiefe (Abb. 2) treten am Fundort pleistozäne Schuttdecken aus umgelagertem Sediment auf, das reich an eingeschaltetem Quarzit-Blockschutt ist (Abb. 3), hier als Fließerde bezeichnet. Im Fundstellenbereich ist das eiszeitliche Sediment in einer Höhe zwischen 158,5 und 160,4 m NN aufgeschlossen. Im Dellen- bzw. Rinnentiefsten (eine breitere Rinne ist in den E-Rand der Delle eingeschnitten) erreicht die Fließerde eine maximale Mächtigkeit von >2 m; auf den Hangseiten dünnt



Abb. 3. Diskordante Auflagerung einer Schuttdecke aus Quarzit-Blockschutt und aufgearbeitetem Bodensediment auf ockerfarbene Sande des frühen Miozäns. Sandgrube Rockenberg, NE–SW-Profil.

3.2 Begleitfauna

Die ersten Funde im Sommer 2000 umfassten neben dem hier beschriebenen Löwenunterkiefer den Nachweis der Höhlenhyäne (*Crocuta crocuta spelaea*) und von Pferden. Bei der Nachforschung im Spätsommer 2000 wurden weitere Faunenreste geborgen. Großsäuger sind mit Magdalénien-Pferd die Fließerde zum Top, den Höhen im NE (167, 6 m ü. NN) sowie SW (169 m ü. NN) hin aus und erreicht dort nur noch Mächtigkeiten von wenigen dm.

Konsistenz und Farben der Fließerde sind nicht einheitlich. In den tiefen Partien tritt eine gelbbraune Variante auf. Ohne klare Schichtgrenze folgen darüber – vermutlich gravitativ mit den tieferen Schichten vermengte - pseudovergleyte Partien, die eine blaßbraune Färbung aufweisen. Im Hangbereich darüber tritt eine Fließerde von dunkel-gelbbrauner Farbe auf. Das Material der Fließerde ist kalkfrei, schwach humos mit tonigen sowie tonärmeren Partien. Im höheren Abschnitt des Profils wurde ein warmzeitlicher Boden festgestellt, der ebenfalls verlagert und gleichfalls als Fließerde anzusprechen ist; er weist eine deutliche Diskordanz zum Liegenden auf. Gemäß der morphologischen Situation (stark geneigte Hangflächen als Unterlage) ist von einer zumindest partiellen Vermischung der Fließerde-Varianten auszugehen. Als unmittelbare Folge der Fließvorgänge wurden gelockerter Quarzit-Blockschutt der Unterlage und Reste eiszeitlicher Vertebraten eingearbeitet. Größere Einzelblöcke plattiger Gestalt folgen den Fließbewegungen mit Kippungen von ca. 10° bis ca. $>40^{\circ}$.

Fließerden wurden auch bei einer 1976 im SW-Abschnitt des Steinbruchs durchgeführten Grabung festgestellt (vgl. Profil Abb. 10 in CUBUK et al. 1980). Sie nehmen im Pleistozän-Profil der älteren Fundstelle eine basale Position ein. Bei den im Jahr 2000 weiter NE aufgefundenen Fließerden dürfte es sich um stratigraphisch äquivalente Bildungen handeln. BIBUS (in CUBUK et al. 1980) beschreibt jene Fundstelle als "dellenartige Hohlform, die randlich durch altwürmzeitlichen Solifluktionsschutt (Nieder-Eschbacher Zone) verkleidet ist". Für die Niedereschbacher Zone wurden Thermolumineszenz-Alter ermittelt (70000-65000 a), die in den tieferen Abschnitt ("unteres Mittelwürm") der hessischen Lößstratigraphie weisen (vgl. SEMMEL 1969, ZÖLLER & SEMMEL 2001). ¹⁴C-Datierungen (Radiocarbon Accelerator Unit der Universität Oxford) zweier bei der Sondierung des Landesamtes für Denkmalpflege Hessen im Jahr 2000 am neuen Fundplatz aus der Fließerde entnommener Knochenfragmente ergaben im Gegensatz hierzu jüngere Alter von 22390 ±110 a sowie 28340 ± 200 a. Zwei aus dieser Sondierungsgrabung gewonnene Pferdemolaren passen nach V. Eisenmann (schriftliche Mitteilung an T. K.) gut in die Variationsbreite der für das Magdalénien typischen Pferde, ohne allerdings eine ältere Datierung auszuschließen.

(*Equus ferus arcellini*, s. oben), Rentier (*Rangifer tarandus*), Bison (*Bison* cf. *priscus*) und Mammut (*Mammuthus primigenius*) vertreten. Funde aus der Hasenverwandtschaft sind nicht gattungs- und artspezifisch zuordenbar (*Lepus* bzw. *Ochotona*). Diese Arten sind charakteristisch für die im Weichsel-Glazial von Westeuropa über Sibirien bis ins nördliche Nordamerika reichende Mammutsteppe (*Mammuthus-Coelodonta*-Faunenkomplex, KAHLKE 1994, KAHLKE & MOL 2005). Auch das bei der Grabung von 1976 geborgene Fossilmaterial verweist auf diese Lebensgemeinschaft. Es handelt sich wiederum um ein Pferd, hier allerdings als die zeitlich ältere Form *Equus ferus* cf. *germanicus* bestimmt, das Wollnashorn (*Coelodonta antiquitatis*), das Rentier (*Rangifer tarandus*), ein Rind (*Bison* oder *Bos*), sowie um die Carnivoren Wolf (*Canis lupus*) und Höhlenbär (*Ursus spelaeus*) (POPLIN in CUBUK et al. 1980). Hierzu kommen die Kleinsäuger Ziesel (*Citellus superciliosus*)

4 Der Unterkiefer

4.1 Problemstellung

Nach Bergung und Präparation des Pantherkatzen-Unterkiefers von Rockenberg wurde im Blick auf seine Größe zunächst daran gedacht, es könne sich um den Rest eines Europäischen Jaguars *Panthera onca gombaszoegensis* (KRETZOI, 1938) handeln. Eine Bestätigung dessen hätte erhebliche Bedeutung hinsichtlich der zeitlichen Verbreitung dieser Art gehabt, die mit dem Elster-Glazial am Ende des frühen Mittelpleistozäns als ausgestorben gilt (HEMMER et al. 2003). Grundsätzlich passt

die absolute Größe des Rockenberg-Fossils einerseits zu einem kleinen Höhlenlöwen, andererseits aber auch zu einem großen Jaguar. Eine Existenz dieser früher als ausschließlich amerikanisch angesehenen Art in Europa wurde noch Ende der 60er Jahre des 20. Jahrhunderts nicht erwartet (siehe KURTÉN 1968). Daher führten nach heutigem Wissen dem Jaguar zugehörige Funde im Laufe der Geschichte der Forschung am Höhlenlöwen wiederholt zu Fehlinterpretationen als kleine Löwen (HEMMER & SCHÜTT 1969, HEMMER 1971). Die phylogenetische Zusammengehörigkeit des eurasischen und des amerikanischen Jaguars wurde letztlich erst in der letzten Dekade bestätigt (HEMMER 2001) und in ihrem zeit-räumlichen Ablauf über die Kontinente verstanden (HEMMER et al. 2010).

Abb. 4. Rechter Unterkieferast einer sehr kleinen spätpleistozänen Höhlenlöwin (*Panthera leo spelaea*) von Rockenberg in Außen- und Innenansicht.

und Schermaus (*Arvicola* sp.) (STORCH in CUBUK et al. 1980). Die unterschiedlichen Pferdeformen aus den beiden Sondierungsgrabungen lassen, gemeinsam mit den beiden unterschiedlichen ¹⁴C-Datierungen an sehr lange, bis zu mehreren Jahrzehntausenden, anhaltende Akkumulation von Knochenmaterial im spätpleistozänen Gesamtkomplex Rockenberg denken. Die insgesamt aus beiden Grabungen geborgenen Faunenreste vermitteln in diesem Fall keinen Einblick in eine zu einer bestimmten Zeit existierende Lebensgemeinschaft, sondern stellen eher Zeitfenster dar, mit periodischer Sicht auf eine währenddessen starken klimatischen Schwankungen unterlegene Steppenlandschaft.

4.2 Material

Beim Fund von Rockenberg handelt es sich um einen rechten Mandibelast, dem der hintere Teil, sowie der vordere Prämolar (P_3) und die Schneidezähne fehlen (Abb. 4). Er gehörte nach Ausweis nur minimaler Abnutzungsspuren am Gebiss einem jung-erwachsenen Individuum an. Das Stück ist unter der Sammlungsnummer SMF-PA/Ro1 in der Abteilung Paläoanthropologie und Messelforschung des Forschungsinstitutes Senckenberg Frankfurt/M. magaziniert.



4.3 Absolute Größe – Löwe oder Jaguar

Im Fall seiner Löwennatur rücken die Länge und Breite des unteren Eckzahns (Tab. 1) den Unterkiefer von Rockenberg an die unterste Grenze der Variationsbreite europäischer Höhlenlöwen. Die Länge und Breite des Molars liegen ebenfalls in deren unterstem Bereich. Dies würde in beiden Fällen, zuvorderst aber im Blick auf den sauber geschlechtsdifferenzierenden Eckzahn, eindeutig auf Q-Natur hinweisen. Auch die alveolare Länge der Zahnreihe P_3 - M_1 ordnet sich im Vergleich mit rezenten südafrikanischen Löwen dem Bereich der QQzu (Vergleichsmaße aus TURNER 1984 sowie BARYSHNIKOV & BOESKOROV 2001). Wenn es sich um einen Löwen handelt, könnte demnach an der Geschlechtsbestimmung des Rockenberg-Fundes kein Zweifel bestehen.

Im Falle ihrer Jaguarnatur rücken die absoluten Zahnmaße von P_4 und M_1 die Rockenberg-Mandibel an oder in die Nähe der Obergrenze der Variationsbreite. Die Höhe des Kiefers im Diastema liegt an der Jaguar-Obergrenze, die Länge der Zahnreihe P_3 - M_1 überschreitet das Maximum von *P. onca gombaszoegensis* (Vergleichsmaße aus HEMMER 2001, O'REGAN & TURNER 2004). Eine Jaguardiagnose würde für den Rockenberg-Fund die Geschlechtszuordnung als \Im sichern.

4.4 Proportionen und Gestaltmerkmale

Für das Unterkiefergebiss findet sich ein evolutiv mindestens seit dem späten Frühpleistozän bestehender, diagnostisch sehr bedeutsamer Unterschied zwischen Jaguar und Löwe in der relativen Größe (P3 Länge in % P4 Länge) des vorderen Prämolaren (P₃) (HEMMER et al. 2010). Allerdings fehlt gerade dieser Zahn dem Fossil von Rockenberg. Seine Länge und - mit Hilfe des erhaltenen P₄ – seine relative Länge sind jedoch mit ausreichender Genauigkeit anhand der Länge der P₃-Alveole auf der Basis sowohl der Beziehung Zahnlänge zu Alveolenlänge beim Löwen (SCHÜTT & HEMMER 1978) als auch einiger entsprechender Vergleichsmaße für den Europäischen Jaguar (HEMMER & KAHLKE 2005) rekonstruierbar. Beide Größen liegen als solche innerhalb der Jaguarvariationsbreite. Die Proportionen des P₃ von P. onca gombaszoegensis erwiesen sich jedoch, im Gegensatz zu früheren Annahmen für solche Gebissmaße, als größenabhängig (HEMMER et al. 2003). In der 200jährigen Erforschungsgeschichte des Höhlenlöwen blieb dieser Umstand bislang unberücksichtigt. Das die relative Länge auf die absolute Länge des P3 beziehende Allometriediagramm (Abb. 5) zeigt die Lage des Rockenberg-Stückes tatsächlich außerhalb der 95 % Vertrauensgrenze von P. onca gombaszoegensis. Dies spricht deutlich gegen die Annahme seiner Jaguar-Natur.

Ähnliches gilt für Maße am unteren Molar (Reißzahn, M_1). Sein hinterer Abschnitt (Protoconid) ist, absolut gesehen, länger als an allen bekannten Molaren des Europäischen Jaguars. In Bezug auf die Zahnlänge zeigt sich wieder eine Größenab**Tab. 1.** Unterkiefer- und Zahnmaße (in mm) des Löwen von Rockenberg (Mandibelmaße auf 0,5 mm, Zahnmaße auf 0,1 mm genau).

Mandibel	
Höhe vor P_3 (minimale Höhe im Diastema)	42
Minimale Höhe unter P	39,5
Maximale Dicke unter P ₄	21
Länge des Diastema	14,5
Alveolarlänge P ₃ -M ₁	65
Canin	
Länge am hinteren Schmelzrand	19,4
Länge am vorderen Schmelzrand	18,6
Breite am buccalen Schmelzrand	14,0
Höhe vom hinteren Schmelzrand	32,6
Höhe vom vorderen Schmelzrand	34,2
P ₃ -Alveole	
Länge	16,2
P ₄	
Länge	25,1
Hintere (größte) Breite	11,8
Mittlere Breite	11,4
Vordere Breite	10,4
Protoconid-Länge	12,8
Protoconid-Länge Protoconid-Höhe	12,8 15,7
Protoconid-Länge Protoconid-Höhe M ₁	12,8 15,7
Protoconid-Länge Protoconid-Höhe M ₁ Länge	12,8 15,7 26,3
Protoconid-Länge Protoconid-Höhe M ₁ Länge Größte Breite	12,8 15,7 26,3 12,7
Protoconid-Länge Protoconid-Höhe M ₁ Länge Größte Breite Protoconid-Länge	12,8 15,7 26,3 12,7 16,7
Protoconid-Länge Protoconid-Höhe M ₁ Länge Größte Breite Protoconid-Länge Paraconid-Länge	12,8 15,7 26,3 12,7 16,7 13,3
Protoconid-Länge Protoconid-Höhe M ₁ Länge Größte Breite Protoconid-Länge Paraconid-Länge Protoconid-Höhe	12,8 15,7 26,3 12,7 16,7 13,3 15,2
Protoconid-Länge Protoconid-Höhe M_1 Länge Größte Breite Protoconid-Länge Paraconid-Länge Protoconid-Höhe Paraconid-Höhe	12,8 15,7 26,3 12,7 16,7 13,3 15,2 ca.15,9
Protoconid-Länge Protoconid-Höhe M1 Länge Größte Breite Protoconid-Länge Paraconid-Länge Protoconid-Höhe Paraconid-Höhe Kerbsattel-Höhe	12,8 15,7 26,3 12,7 16,7 13,3 15,2 ca.15,9 7,8

hängigkeit, eine negativ allometrische Beziehung, mit der bei zunehmender Zahnlänge die Länge des Protoconids relativ abnimmt (*P. o. gombaszoegensis*: Protoconidlänge = 1,936 x M_1 -Länge^{0,629}; *P. leo spelaea*, Weichsel-Glazial: Protoconidlänge = 0,691 x M_1 -Länge^{0,957}, unter Einbeziehung des Rockenberg-Zahnes in die Serie: Protoconidlänge = 0,963 x M_1 -Länge^{0,859}). Bezogen auf diese Allometrien ordnet sich der Rockenberg-Fund zwar weit über dem Mittel, aber innerhalb der 95 % Vertrauensgrenzen endeiszeitlicher Höhlenlöwen ein, während er außerhalb der oberen 95 %-, ja auch der 99 %-Vertrauensgrenze für den Europäischen Jaguar liegt (Abb. 6). Dies spricht wiederum eindeutig gegen die Annahme seiner Jaguar-Natur.

Gestaltmerkmale ordnen die Rockenberg-Mandibel ebenfalls allein dem Höhlenlöwen zu. Die Ansatzgrube für den Massetermuskel reicht löwentypisch weit unter den M_1 nach vorne. Der Vorderrand des M_1 -Paraconids verläuft, wie beim Löwen, steiler als beim Molaren des Europäischen Jaguars. Der zentrale Haupthöcker (Protoconid) des P_4 erscheint stärker nach hinten geneigt, als es beim Jaguar der Fall ist, und er ist, bezogen auf die Zahnlänge, etwas höher als bei letzterer Art. Dem hinteren Abschnitt des P_4 fehlt der für den Europäischen Jaguar typische lingual-aboral erhöhte Grat des Cingulums.

Folgerichtig lässt diese morphologische Analyse keinen Zweifel daran bestehen, dass es sich bei der Mandibel von Rockenberg um den Rest eines Höhlenlöwen (*P. leo spelaea*) handelt. Davon ausgehend, belegt der Größenvergleich, dass er von einer ausgesprochen kleinen Löwin stammt, entsprechend der Untergrenze der für die spätpleistozäne europäische Höhlenlöwenpopulation bekannten Variationsbreite (HEMMER 2004). Dies deutet auf eine Körpermasse der Rockenberg-Löwin von nicht über 140 kg als ausgewachsenes Tier.

Danksagung: Dem Entdecker des Fundes, Herrn Dr. R. Seubert (Bad Vilbel), danken wir für Angaben zur Fundsituation sowie für Unterstützung im Gelände. Herr Prof. Dr. A. Semmel + (Hofheim) war bei Besichtigung und Beurteilung der Fundstelle behilflich. Frau Dr. V. Eisenmann (Paris) leistete mit der Feindiagnose von Pferdemolaren dankenswerter Weise einen bedeutenden Beitrag zur stratigraphischen Beurteilung. Für weitere Informationen und die Ausleihe des Originals sind wir den Herren Dr. R. Ziegler (Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart), Dr. J.-L. Franzen (Titisee-Neustadt) und Dr. O. Kullmer (Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt) zu Dank verbunden. Herr Dr. K. Smith (Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt) sorgte freundlicherweise für die sprachliche Glättung der englischen Zusammenfassung. Frau A. Sander übernahm die digitale Bearbeitung einiger Abbildungen. Frau Dr. C. Kurz (Kassel) begutachtete die Arbeit. Die Firma Lahn-Waschkies (Heuchelheim) übermittelte freundlicherweise einen Grubenriss.



Abb. 5. Bezogen auf die absolute Länge des vorderen Prämolaren (P_3) erlaubt die relative Länge dieses Zahnes (P_3 Länge in % P_4 Länge) die Differenzierung zwischen Jaguar und Löwe.

Eurasischer Jaguar (*Panthera onca gombaszoegensis*, spätes Frühpleistozän und frühes Mittelpleistozän, Daten gemäß HEMMER et al. 2003): • und Allometriekurve mit 95 %-Vertrauensgrenzen ($[P_3 Relative Länge] = 15,57 x [P_3 Länge]^{0.55}$).

Höhlenlöwe (*Panthera leo spelaea*, Weichsel/Würm-Glazial, Mitteleuropa, Grundlagendaten zu SCHÜTT 1969 und SCHÜTT & HEMMER 1978): O und Allometriekurve mit 95 %-Vertrauensgrenzen ($[P_3 Relative Länge] = 26,72 x [P_3 Länge]^{0.32}$). Der Schätzwert für das Rockenberg-Fossil (siehe Text) (Mittelwert * mit Standardabweichungen M \pm s +) liegt außerhalb der 95 % Vertrauensgrenzen des Jaguars, aber im zentralen Bereich um die Allometriekurve des Höhlenlöwen.



Abb. 6. Die Länge des Hinterhöckers (Protoconid) des unteren Molaren (M_1) erweist sich als negativ allometrisch von der Gesamtlänge des Zahnes abhängig; je größer der Zahn ist, desto geringer ist der Anteil seines Protoconids.

Eurasischer Jaguar (*Panthera onca gombaszoegensis*, spätes Frühpleistozän und frühes Mittelpleistozän): \bullet und Allometriekurve mit 95 %-Vertrauensgrenzen (Protoconidlänge = 1,936 x M₁-Länge^{0,629}).

Höhlenlöwe (*Panthera leo spelaea*, Weichsel/Würm-Glazial, Mitteleuropa, Grundlagendaten zu SCHÜTT 1969 und SCHÜTT & HEMMER 1978): O und Allometriekurve mit 95 %-Vertrauensgrenzen (Protoconidlänge = 0,691 x M_1 -Länge^{0,957}, unter Einbeziehung des Rockenberg-Zahnes in die Serie: Protoconidlänge = 0,963 x M_1 -Länge^{0,859}). Der Wert des Rockenberg- M_1 ***** liegt außerhalb der 95 % und der 99 %-Vertrauensgrenzen des Jaguars, aber innerhalb der 95 %-Vertrauensgrenzen des Höhlenlöwen.

5 Schriftenverzeichnis

ARGANT, A. (1991): Carnivores Quaternaires de Bourgogne. – Documents des Laboratoires de Géologie Lyon, 115: 1–301.

- ARGANT, A., ARGANT, J., JEANNET, M. & ERBAJEVA, K. (2007): The big cats of the fossil site Château Breccia Northern Section (Saône-et-Loire, Burgundy, France): stratigraphy, palaeoenvironment, ethology and biochronological dating. – In: KAHLKE, R.-D., MAUL, L. C. & Mazza, P. P. A. (Eds.): Late Neogene and Quaternary biodiversity and evolution: Regional developments and interregional correlations. Proceedings of the 18th International Senckenberg Conference (VI International Palaeontological Colloquium in Weimar). Volume II. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **259:** 121– 140.
- BARNETT, R., SHAPIRO, B., BARNES, I., HO, S. Y. W., BURGER, J., YAMA-GUCHI, N., HIGHAM, T. F. G., WHEELER, T., ROSENDAHL, W., SHER, A. V., SOTNIKOVA, M., KUZNETSOVA, T., BARYSHNIKOV, G. F., MARTIN, L. D., HARINGTON, C. R., BURNS, J. A. & COOPER, A. (2009): Phylogeography of lions (*Panthera leo* ssp.) reveals three distinct taxa and a late Pleistocene reduction in genetic diversity. – Molecular Ecology, **18**: 1668–1677.
- BARYSHNIKOV, G. & BOESKOROV, G. (2001): The Pleistocene cave lion, *Panthera spelaea* (Carnivora, Felidae) from Yakutia, Russia. – Cranium, **18** (1): 7–24.
- BOULE, M. (1906): Les grands chats des cavernes. Annales de Paléontologie, 1: 69–95.
- BURGER, J., ROSENDAHL, W., LOREILLE, O., HEMMER, H., ERIKSSON, T., GÖTHERSTRÖM, A., HILLER, J., COLLINS, M. J., WESS, T. & ALT, K. W. (2004): Molecular phylogeny of the extinct cave lion *Panthera leo spelaea.* – Molecular Phylogenetics and Evolution, **30**: 841–849.
- CHRISTIANSEN, P. (2008): Phylogeny of the great cats (Felidae: Pantherinae), and the influence of fossil taxa and missing characters. – Cladistics, **24**: 977–992.
- CUBUK, G. A., BIBUS, E., POPLIN, F. & STORCH, G. (1980): Altsteinzeitliche Funde und eiszeitliche Faunenreste von Rockenberg, Wetteraukreis. – Fundberichte aus Hessen 17/18 (1977/78): 37–64.
- DAWKINS, W. & SANFORD, W. (1868): A Monograph of the British Pleistocene Mammalia, Part I-III: British Pleistocene Felidae. *Felis spelaea* GOLDFUB. – 194 p. Palaeontographical Society, London.
- GARCIA GARCIA, N. (2003): Osos y otros carnivoros de la Sierra de Atapuerca. – 575 p. Fondación Oso de Asturias.
- GRIMM, M. C. (2005): Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken). – Geologisches Jahrbuch Hessen, 132: 79–112.
- GROIB, J. T. (1996): Der Höhlentiger Panthera tigris spelaea (GOLDFUB). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, 1996 (7): 399–414.
- GROIB, J. T. (2002): Großkatzen-Reste aus der Zoolithenhöhle. Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 52: 85–108.

GOLDFUB, G. (1810): Die Umgebungen von Muggendorf. – Erlangen.

- HEMMER, H. (1967): Fossilbelege zur Verbreitung und Artgeschichte des Löwen, *Panthera leo* (LINNÉ, 1758). – Säugetierkundliche Mitteilungen, **13**: 289–300.
- HEMMER, H. (1971): Zur Charakterisierung und stratigraphischen Bedeutung von *Panthera gombaszoegensis* (KRETZOI, 1938). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1971** (12): 701–711.
- HEMMER, H. (1974): Untersuchungen zur Stammesgeschichte der Pantherkatzen (Pantherinae). Teil III: Zur Artgeschichte des Löwen

Panthera (*Panthera*) *leo* (LINNAEUS 1758). – Veröffentlichungen der Zoologischen Staatssammlung München, **17**: 167–280.

- HEMMER, H. (2001): Die Feliden aus dem Epivillafranchium von Untermaßfeld. – In: KAHLKE, R.-D. (Hrsg.): Das Pleistozän von Untermaßfeld bei Meiningen (Thüringen), Teil 3. Monographien des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz, **40**: 699–782, Taf. 132–143.
- HEMMER, H. (2003): Pleistozäne Katzen Europas eine Übersicht. Cranium, 20 (2): 6–22.
- HEMMER, H. (2004): Notes on the ecological role of European cats (Mammalia: Felidae) of the last two million years. – In: BAOUE-DANO, E. & RUBIO JARA, S. (Eds.): Zona Arqueológica 4. Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre, Vol. II, Paleontología: 214–232; Alcalá de Henares (Museo Arqueológico Regional).
- HEMMER, H. (2007): Saber-tooth cats and cave lions from fossils to felid performance and former living communities. – In: KAHLKE, R.-D., MAUL, L. C. & MAZZA, P. P. A. (Eds.): Late Neogene and Quaternary biodiversity and evolution: Regional developments and interregional correlations. Proceedings of the 18th International Senckenberg Conference (VI International Palaeontological Colloquium in Weimar). Volume II – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **259**: 1–12.
- HEMMER, H. & KAHLKE, R.-D. (2005): Nachweis des Jaguars (*Panthera onca gombaszoegensis*) aus dem späten Unter- oder frühen Mittelpleistozän der Niederlande. – Deinsea, **11**: 47–57.
- HEMMER, H., KAHLKE, R.-D. & KELLER, T. (2003): Panthera onca gombaszoegensis (KRETZOI, 1938) aus den frühmittelpleistozänen Mosbach-Sanden (Wiesbaden, Hessen, Deutschland) – Ein Beitrag zur Kenntnis der Variabilität und Verbreitungsgeschichte des Jaguars. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 229: 31–60.
- HEMMER, H. KAHLKE, R.-D. & VEKUA, A. K. (2010): Panthera onca georgica ssp. nov. from the Early Pleistocene of Dmanisi (Republic of Georgia) and the phylogeography of jaguars (Mammalia, Carnivora, Felidae). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 257 (1): 115–127.
- HEMMER, H. & SCHÜTT, G. (1969): Ein Unterkiefer von Panthera gombaszoegensis (KRETZOI, 1938) aus den Mosbacher Sanden. – Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, 8: 90–101.
- KAHLKE, R.-D. (1994): Die Entstehungs-, Entwicklungs- und Verbreitungsgeschichte des oberpleistozänen Mammuthus-Coelodonta-Faunenkomplexes in Eurasien (Großsäuger). – Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, **546**: 1–115, 23 Abb.
- KAHLKE, R.-D. & MOL, D. (2005): Eiszeitliche Großsäugetiere der sibirischen Arktis. – Senckenberg-Buch 77: 96 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KÜMMERLE, E. (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25000, Bl. 5518 Butzbach. – 214 S., 30 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- KURTÉN, B. (1968): Pleistocene mammals of Europe. London (Weidenfeld and Nicolson).
- KURTÉN, B. (1985): The Pleistocene lion of Beringia. Annales Zoologici Fennici, 22: 117–121.
- O'REGAN, H. J. & TURNER, A. (2004): Biostratigraphic and palaeoecological implications of new fossil felid material from the Plio-Pleistocene site of Tegelen, The Netherlands. – Palaeontology, 47: 1181–1193.

RADTKE, G. & MARTINI, E. (2008): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Miozän): Frankfurt-Formation (= Obere Hydrobien-Schichten). – Geologisches Jahrbuch Hessen, **135**: 47–59.

REICHENAU, W. VON (1906): Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach. – Abhandlungen der Großherzoglichen Hessischen Geologischen Landesanstalt, 4: 189–313.

- SCHÜTT, G. (1969): Untersuchungen am Gebiß von Panthera leo fossilis (V. REICHENAU 1906) und Panthera leo spelaea (GOLDFUß 1810) – Ein Beitrag zur Systematik der pleistozänen Großkatzen Europas. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **134**: 192–220.
- SCHÜTT, G. & HEMMER, H. (1978) Zur Evolution des Löwen (*Panthera leo* L.) im europäischen Pleistozän. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1978** (4): 228–255.
- SEMMEL, A. (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. – Notizblatt Hessisches Landesamt Bodenforschung, 97: 395–399.
- SMUTS, G. L., ROBINSON, G. A. & WHYTE, I. J. (1980): Comparative

growth of wild male and female lions (*Panthera leo*). – Journal of Zoology, **190**: 365–373.

- SOTNIKOVA, M. & NIKOLSKIY, P. (2006): Systematic position of the cave lion *Panthera spelaea* (GOLDFUB) based on cranial and dental characters. – Quaternary International, **142–143**: 218–228.
- TESTU, A. (2006): Étude paléontologique et biostratigraphique des Felidae et Hyaenidae pléistocènes de l'Europe méditerrannéenne. – Thèse Université de Perpignan: Préhistoire, 1–359.
- TURNER, A. (1984): Dental sex dimorphism in European lions (Panthera leo L.) of the Upper Pleistocene: palaeoecological and palaeoethological implications. – Annales Zoologici Fennici, 21: 1–8.
- TURNER, A. & ANTÓN, M. (1997): The big cats and their fossil relatives. – xviii + 234 pp.; New York (Columbia University Press).
- VEREŜAGIN, N. K. (1971): Peŝernyi lev i ego istoriâ v golarktike i v predelah SSSR. – Akademiâ Nauk SSSR, Trudy Zoologičeskogo Instituta, 49: 123–199, Tabl. 1–14.
- ZÖLLER, L. & SEMMEL, A. (2001): 175 years of loess research in Germany – long records and "unconformities". – Earth-Science Reviews, 54: 19–28.

Manuskript eingegangen am 11.11.2010, angenommen am 25.3.2011.

JENS HAHN¹ & CHRISTIAN OPP²

Geochemische Eigenschaften von Laacher See-Tephra enthaltenden Bodensubstraten in eruptionsnaher und eruptionsferner Position

Kurzfassung

Bei der Eruption des Laacher See-Vulkans wurde mineralogisch und chemisch verschiedenartige Tephra gefördert und in weite Bereiche Mitteleuropas verfrachtet. Die während des Transports wirkenden Sortierungsprozesse verursachten mit fortschreitender Distanz zum Eruptionszentrum deutliche Unterschiede in Mächtigkeit, Mineralbestand und Korngrößenverteilung dieser vulkanischen Ablagerungen. Die hieraus resultierende Vielfältigkeit der Laacher See-Aschen wirkt sich auf Bodenbildung und Bodeneigenschaften aus. Dies kann an geochemischen Eigenschaften von Böden mit unterschiedlichen Anteilen an Laacher See-Tephra nachgewiesen werden.

Abstract

Along with the eruption of the Laacher See-Volcano several sorts of tephra with mineralogical and chemical variations were deposited in large parts of central Europe. Sorting processes during the aeolian transport caused differences in thickness, grain size and mineral content of these volcanic deposits with growing distance to the eruption center. The thereby resulting variety of Laacher See-Tephra has an effect on soil formation and soil properties. This can be proved by geochemical soil properties of soils with different rates of Laacher See-Tephra.

Inhalt

1	Problemstellung und Ziele	65
2	Methoden	67
3	Darstellung der untersuchten Profile	68
4	Übergreifende Unterschiede und Gemeinsamkeiten geochemischer	
	Eigenschaften	72
5	Zusammenfassung	76
6	Schriftenverzeichnis	76

1 Problemstellung und Ziele

Während der Eruption des Laacher See-Vulkans (LSV) vor etwa 12 900 Jahren BP wurden erhebliche Mengen verschiedenartiger Laacher See-Tephra (LST) vor allem in die dem LSV nahe gelegenen Gebiete, aber auch in weite Bereiche Mitteleuropas verfrachtet (SCHMINCKE et al. 1999: 61ff.). Die Depositionen der entfernteren Sedimentationsbereiche sind überwiegend auf drei große vom LSV fortlaufende Aschenfächer konzentriert (Abb. 1), deren Entstehung sich mit dem Zusammenspiel unterschiedlicher Windrichtungen in den verschiedenen Höhenzonen der Atmosphäre und einer sich in ihrer Höhe ändernden Eruptionssäule während der Förderung der LST erklären lässt (BOGAARD V.D. & SCHMINCKE 1985: 1568ff.). Unterschiedliche Eruptionsmechanismen und eine zonierte Magmenkammer verursachten die Förderung mineralogisch und geochemisch verschiedener Förderprodukte. Angelehnt an Fördermechanismen, Gesteinsbeschaffenheit und geochemische Verhältnisse kann daher die LST stratigraphisch in eine Lower Laacher See-Tephra (LLST), Middle Laacher See-Tephra

¹ Dipl.-Geogr. J. Hahn (e-mail: hahnje@staff.uni-marburg.de), FB Geographie, Philipps-Universität Marburg, Deutschhausstr. 10, 35037 Marburg

² Prof. Dr. Ch. Opp (e-mail: opp@staff.uni-marburg.de), FB Geographie, Philipps-Universität Marburg, Deutschhausstr. 10, 35037 Marburg

(MLST A-C) und Upper Laacher See-Tephra (ULST A-C) mit weiteren Teilstadien unterteilt werden (BOGAARD V.D. & SCHMINCKE 1984: 948ff.). Die Herkunft der LST aus einem einzelnen zonierten Magmenkörper spiegelt sich in einer kontinuierlichen chemischen und mineralogischen Zonierung der Förderprodukte wieder (Abb. 2). Auffällige Gradienten werden bei den Gehaltsverteilungen einiger Haupt- und Spurenelemente sichtbar, wobei die markantesten Gehaltsänderungen mit dem Übergang der früher eruptierten Ablagerungen zu denen der MLST-C3 und der darüber liegenden ULST erfolgen. So nehmen die prozentualen Anteile an MgO, CaO, TiO₂, K₂O, Fe₂O₃ oder P₂O₅ und die Gehalte von Spurenelementen wie Ba, Co, Cr, Sc und Sr nach dem oberen Ende der stratigraphischen Sequenz deutlich zu, während umgekehrt die Anteile an Na, Zn, Rb, Zr und Nb sichtbar abnehmen (WÖRNER & SCHMINCKE 1984: 819ff.). Insgesamt variieren die vulkanischen Ablagerungen des LSV von kristallarmen, hochdifferenzierten phonolithischen weißen Bimsen an der Basis bis zu kristallreichen, mafisch-phonolitischen, dunkelgrauen Bimsen am oberen Ende der Sequenz (SCHMINCKE et al. 1999: 64).

Die LST formt eine mehr oder weniger kontinuierliche pyroklastische Decke, die vor allem in nordöstlicher, östlicher und südlicher Richtung bis in 20–30 km Entfernung um den Laacher See herum vorherrscht. Die jüngere, dunkle LST ist im Gebiet der geschlossenen Tephradecke in ihrer Verbreitung erheblich mehr eingeschränkt als die ältere, helle LST. Und sie ist überwiegend als Hauptbestandteil des den See umgebenden Ringwalls und in der näheren Umgebung (bis ca. 5 km Entfernung) des LSV verbreitet (AHRENS 1929: 366ff.). Mit verschiedenen Mächtigkeiten lassen sich einige dieser stratigraphischen Einheiten auch in den entfernteren Ablagerungsbereichen der LST wiederfinden: So wird der Nordostfächer aus Ablagerungen der LLST, MLST-B, MLST-C1 und MLST-C3, der südlich gerichtete Aschenfächer aus Depositionen der MLST-A, MLST-C2 und ULST und ein bedeutend kleinerer, nach Südwesten verlaufender Fächer ausschließlich aus Material der ULST aufgebaut (BOGAARD V.D. & SCHMINCKE 1985: 1557ff.).

Dort, wo die LST nach ihrer Sedimentation nicht wieder vollkommen erodiert oder von anderen Sedimenten überdeckt wurde, stellt sie in der nachfolgenden Zeit, gegebenenfalls mit anderen Sedimenten vermischt, das Ausgangssubstrat der Bodenbildung dar.

Das Vorkommen von LST mit variierenden mineralogischen Eigenschaften sowie die sich mit zunehmender Distanz zum LSV ändernden Anteilsverhältnisse der Depositionen verschiedener stratigraphischer Einheiten führen zu der Frage, ob die aus LST hervorgegangenen Böden in Abhängigkeit von den Verbreitungsgebieten unterschiedlicher Tephra und ihrer Distanz zum LSV in ihren geochemischen Eigenschaften übergreifende Unterschiede oder Gemeinsamkeiten erkennen lassen. Bezüglich dieser Fragestellung wurden LST enthaltende Böden in der direkten Umgebung des LSV, in eruptionsnaher Position und in Bereichen des LST-Nordostfächers zwischen Koblenz und Marburg, in eruptionsferner Position untersucht.



Abb. 1. Verbreitung (a) und Isopachen (b) der LST-Hauptfächer in Mitteleuropa. Quelle: SCHMINCKE et al. 1999: 66.



Abb. 2. Kompositionelle Zonierung stratigraphischer Einheiten der LST. Konzentrationen der Haupt- (Gew.-%) und ausgewählter Spurenelemente (ppm). Quelle: WÖRNER & SCHMINCKE 1984: 813ff. (bearbeitet).

2 Methoden

Die Auswahl der bearbeiteten Standorte und Böden wurde nach mehreren Kriterien getroffen: So handelt es sich bei allen bearbeiteten Profilaufschlüssen um in ähnlichen Höhenverhältnissen gelegene Böden unter Waldbedeckung. Weiterhin wurde versucht, Böden mit möglichst verschiedener Laacher See-Tephra zu erfassen.

Zur Feststellung diagnostischer Merkmale wurden alle Profile im Gelände gemäß AG-Boden (2005: 46ff.) aufgenommen. Die Entnahme gestörter Proben erfolgte in allen sichtbaren Bodenhorizonten in Form vertikaler Mischproben. Separate Probenentnahmen wurden zudem an allen makroskopisch anhand von Farb- oder Korngrößenunterschieden voneinander unterscheidbaren LST-Lagen vorgenommen.

Die Anteilsbestimmung der organischen Substanz erfolgte nach DIN EN 12879 (2001) durch zweistündiges Muffeln bei 550 °C, pH-Wert-Messungen erfolgten je Horizont gemäß DIN ISO 10390 (2005) mittels Einglasstabelektrode. Die Korngrößenverteilung des Feinbodens wurde nach SCHLICHTING et al. (1995: 114ff.) ermittelt, wonach die Fraktionen von 2 - 0,063 mm durch 30-minütige Nasssiebungen festgestellt wurden, während die Bestimmung der Substratbestandteile von 0,063 - 0,002 mm mittels Pipettanalyse erfolgte.

Die geochemische Zusammensetzung der Bodensubstrate wurde durch Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA) auf Schmelztablettenbasis ermittelt. Zur Anfertigung der Schmelztabletten wurden je 0,6 g der zuvor auf <125 µm zerkleinerten Proben mit Flussmittel im Verhältnis 1 : 6 versetzt und bei 1200 °C über 15 Minuten geglüht. Eine Bestimmung des dabei entstehenden Glühverlustes erfolgte nach der Vorgehensweise von LECHLER & DESILETS (1987: 341ff.) durch 75-minütiges Glühen bei 1050 °C. Die quantitative Bestimmung der Haupt- und einiger Spurenelemente erfolgte mittels Röntgenfluoreszenzspektrometer (Fa. Philipps, Typ PW 1480).



Abb. 3. Lage der untersuchten Aufschlüsse. 1 = "Wassenach", 2 = "Krufter Ofen", 3 = "Eiserne Hand", 4 = "Neuhäusel", 5 = "Hassenhausen", 6 = "Lahnberge". Quelle: Eigene Darstellung auf Grundlage der DTK 1000 (BKG).

3 Darstellung der untersuchten Profile

Als Untersuchungsgrundlage dienen 6 Bodenprofile in unterschiedlicher Entfernung zum LSV. Profil "Wassenach" (ca. 1 km Entfernung zum LSV) und "Krufter Ofen" (ca. 2 km) befinden sich in unmittelbarer Umgebung des Laacher Sees. In beiden Fällen handelt es sich um Lockerbraunerden, deren lCn-Horizonte aus dunkler kristallreicher LST später Eruptionsstadien aufgebaut werden. Beide Aufschlüsse verfügen über hohe Skelettanteile. Der den Laacher See umgebende Ringwall, auf dem das Profil "Wassenach" gelegen ist, wird überwiegend aus ULST gebildet (BOGAARD V.D. & SCHMINCKE 1984: 954). Eine Zugehörigkeit des kristallreichen, dunkelgrauen Bimstuffs dieses Profils zu dieser stratigraphischen Einheit liegt daher nahe. Begünstigt durch die Lage am Mittelhang des gleichnamigen Vulkankegels konnten sich bei Profil "Krufter Ofen" als periglaziäre Lagen Haupt- und Oberlage ausbilden. Ähnlich ausgebildete Abfolgen verschiedenartiger LST-Lagen sind beim Aufschluss "Eiserne Hand" (ca. 24 km) im Koblenzer Stadtwald und dem am Südwestrand des Westerwaldes gelegenen Profil "Neuhäusel" (ca. 30 km) vorhanden. Bedeutend geringere Mächtigkeiten einzelner LST-Schichten als in den Bereichen der östlichen Eifel lassen hier mehrere Tephralagen innerhalb des Profils erkennen, die sich in ihrer Farbe und Korngrößenverteilung deutlich voneinander unterscheiden.

Das nahe der gleichnamigen Ortschaft zwischen Gießen und Marburg gelegene Profil "Hassenhausen" (ca. 95 km) lässt ebenfalls die Abfolge mehrerer LST-Schichten in den unteren Profilbereichen erkennen. Auffallend ist eine im Vergleich mit den vorher erwähnten Bodenprofilen markante Größenabnahme der LST-Partikel, die durchweg nur noch im Sandbereich oder kleineren Korngrößenfraktionen nachzuweisen sind. Schichten verschiedener LST-Lagen sind innerhalb des im Marburger Stadtgebiet ausgebildeten Profils "Lahnberge" (ca. 105 km) nicht zu erkennen. Feinkörnige LST liegt hier vermischt mit Verwitterungsprodukten des unterlagernden Buntsandsteins vor, deren Gehalte mit wachsender Profiltiefe ansteigen. Tab. 1. Lagebeschreibung und Darstellung ausgewählter Bodeneigenschaften der bearbeiteten Profile.

"Wassenach"

Lage:	ca. 1 km nordöstlich des LSV, R: 2590639, H: 5588676, TK 5509 Blatt Burgbrohl
Relief:	Mittelhang, 348 m ü. NN
Landnutzung:	Forst
Vegetation:	Carpinus betulus, Fagus sylvatica
Substrattyp:	 (I) solifluidaler Grus führender Sand aus Vulkanasche über (II) geschichtetem Grus aus Lapillituff
Bodentyp:	"Lockerbraunerde"



Tiefe (cm)	Horizont	Skelett (Mas%)	Beschreibung
1-6	Ah	4,2	dunkelbrauner (10 YR 2/1) mittel lehmiger Sand, sehr stark durchwurzelt
6-49	Bfv1	9,0	hellbrauner (10 YR 3/3) mittel schluffiger Sand, sehr stark durchwurzelt, Hauptlage
49-77	Bfv2	22,1	hellbrauner (10 YR 3/3) schwach schluffiger Sand, stark durchwurzelt, Hauptlage
>77	IICn	17,2	dunkelgraue, körnige, kristallreiche LST (überwiegend Grobgrus)

"Krufter Ofen"

Lage:	ca. 2 km südöstlich des LSV, R: 2592208, H: 5585616, TK 5509 Blatt Burgbrohl	
Relief:	Mittelhang, 332 m ü. NN	12
Landnutzung:	Forst	
Vegetation:	Quercus spec.	
Substrattyp:	(I) solifluidaler Grus führender Sand aus Vulkanasche (Oberlage) über (II) solifluidalem Grus führendem Sand aus Vulkanasche (Hauptlage) über (III) geschichtetem Grus aus Lapillituff	
Bodentyp:	"Lockerbraunerde"	

Tiefe (cm)	Horizont	Skelett (Mas%)	Beschreibung
1-13	Ah	24,8	dunkelbrauner (10 YR 2/1) mittel lehmiger Sand, sehr stark durchwurzelt, Oberlage
13–45	IIBfv1	30,9	hellbrauner (10 YR 3/3) stark lehmiger Sand, sehr stark durchwurzelt, bedeutender Skelett- anteil, Hauptlage
45-80	IIBfv2	28,0	hellbrauner (10 YR 3/3) stark lehmiger Sand, sehr stark durchwurzelt, bedeutender Skelett- anteil, Hauptlage
>80	IIICn	-	dunkelgraue, körnige, kristallreiche LST (überwiegend Grobgrus)

Ah

IIBfv1

IIBfv2

- IIICn

"Eiserne Hand"

"Eiserne Hand"	•
Lage:	ca. 24 km südöstlich des LSV, R: 3398072, H: 5575272, TK 5611 Blatt Koblenz
Relief:	Oberhang, 320 m ü. NN
Landnutzung:	Forst
Vegetation:	Fagus sylvatica, Galium odoratum
Substrattyp:	(I) periglaziärer Grus führender Lehm aus Vulkanasche über (II) Lagen aus Grus führendem Lapillituff und lehmiger Vulkanasche über (III) Lehm aus zersetztem Schieferton
Bodentyp:	"Normbraunerde"

Tiefe (cm)	Horizont	Skelett (Mas%)	Beschreibung
1-5	Ah	2,9	dunkelbrauner (10 YR 3/2) stark lehmiger Sand
5-29	Bv1	1,8	hellbrauner (10 YR 3/4) stark lehmiger Sand, Hauptlage
29-43	Bv2	1,9	hellbrauner (10 YR 3/4) stark lehmiger Sand, einzelne angewitterte Bimskörnchen führend, Hauptlage
43-65	IICv1	44,7	helle, körnige LST (Fein- und Mittelgrus) aus kristallarmen Bimsen
65-69	IICv2	10114	graubraune, feine LST (schluffiger Lehm), verfestigt
69–78	IICv3	-	LST (überwiegend Feingrus) aus hellen, kristallarmen Bimskörnern und dunklen Xenolithen (Schieferplättchen)
>78	IIISd-Cv	-	tonreicher Gesteinszersatz aus devonischem Anstehenden

E

IIISd-Cv

"Neuhäusel"

			7
"Neuhäusel"			- Ah
Lage:	ca. 30 km südöstlich des LSV, R: 3406933, H: 5582647, TK 5612 Blatt Bad Ems	1. Contraction of the second s	
Relief:	Oberhang, 307 m ü. NN		5 Bfv
Landnutzung:	Forst		
Vegetation:	Picea abies, Bromus nigra, Impatiens parviflora	the state of the s	IICv1
Substrattyp:	(I) periglaziärer Sand aus Vulkanasche über (II) Lagen aus Grus führendem Lapillituff und lehmiger Vulkanasche über (III) Lehm aus zersetztem Schieferton		IICv2 IICv3
Bodentyp:	"Lockerbraunerde"	C.C.	IIISd-Cv

Tiefe (cm)	Horizont	Skelett (Mas%)	Beschreibung
1-22	Ah	0,1	dunkelbrauner (10 YR 2/1) mittel schluffiger Sand
22-42	Bfv	2,6	hellbrauner (10 YR 3/3) mittel schluffiger Sand, Hauptlage
42-59	IICv1	44,9	helle, körnige LST (Fein- und Mittelgrus) aus kristallarmen Bimsen
59-62	IICv2	-	dunkelgraue, feine LST (schluffiger Lehm), verfestigt
62–77	IICv3	-	LST (überwiegend Feingrus) aus hellen, kristallarmen Bimskörnern und dunklen Xenolithen (Schieferplättchen)
>77	IIISd-Cv	-2.8	tonreicher Gesteinszersatz aus devonischem Anstehenden

"Hassenhausen"

Lage:	ca. 95 km östlich des LSV, R: 3483433, H: 5617562, TK 5318 Blatt Allendorf
Relief:	Oberhang, 298 m ü. NN
Landnutzung:	Forst
Vegetation:	Carpinus betulus, Picea abies, Quercus spec.
Substrattyp:	(I) umgelagerter Lehm aus Vulkanasche über (II) Lagen aus sandiger Vulkanasche
Bodentyp:	"Normbraunerde"



Tiefe (cm)	Horizont	Skelett (Mas%)	Beschreibung	
1-7	Ah	0	dunkelbrauner (10 YR 2/1) mittel sandiger Lehm, stark durchwurzelt	
7-35	Bv	0	hellbrauner (10 YR 3/4) mittel schluffiger Sand, stark durchwurzelt	
35-62	IICv1	0	dunkle, feinkörnige LST (mittel schluffiger Sand)	
62-77	IICv2	0	hellgraue, feinkörnige LST (mittel schluffiger Sand), glasreich	
>78	IICv3	_	hellgraue, feinkörnige LST (schluffiger Lehm), teilweise stark verfestigt	

"Lahnberge"

Lage:	ca. 105 km östlich des LSV, R: 3486554, H: 5632215, TK 5118 Blatt Marburg					
Relief:	Hochfläche, 374 m ü. NN					
Landnutzung:	Forst					
Vegetation:	Picea abies, Pinus sylvestris, Fagus sylvatica, Vaccinum myrtillus					
Substrattyp:	(I) solifluidaler Sand aus Vulkanasche über (II) Grus führenden Verwitterungssand aus Sandstein					
Bodentyp:	"Lockerbraunerde"					



Tiefe (cm)	Horizont	Skelett (Mas%)	Beschreibung
1-8	Ah	0	dunkelbrauner (10 YR 2/2) mittel schluffiger Sand, humos
8-54	Ah-Bfv	0,2	hellbrauner (10 YR 3/4) schwach schluffiger Sand, stark durchwurzelt, humos, Hauptlage
54-94	Bfv	0	hellbrauner (10 YR 3/4) schwach schluffiger Sand, Hauptlage
94–108	IIBv-Cv	0,44	hellbrauner schwach schluffiger Sand, hohe Anteile der Verwitterungsprodukte des unter- lagernden Sandsteins

4 Übergreifende Unterschiede und Gemeinsamkeiten geochemischer Eigenschaften

FRECHEN (1962: 88) sowie WÖRNER & SCHMINCKE (1984: 812) konnten für Gesteine der LST-Sequenz zwischen 52,2 und 58,2 Gew.-% variierende SiO_2 - und von 17,6 bis 23,1 Gew.-% variierende Al_2O_3 -Gehalte feststellen. Die in einigen Fällen hiervon abweichenden Messwerte können durch in der Feinbodenfraktion der LST enthaltene Xenolithe oder die Beimischung von Fremdmaterialien erklärt werden. So zeigen einige aus lagiger xenolithreicher LST bestehende Bodenhorizonte der Profile "Krufter Ofen" und "Neuhäusel" leicht erhöhte SiO₂-Gehalte.

Insgesamt ist die Möglichkeit der Einmischung fremder Sedimente in Bodensubstrate der proximalen LST-Sedimentationsgebiete bei geschlossener Tephradecke relativ gering: Da das Anstehende dieser Gebiete nahezu ausschließlich aus Bimstuff gebildet wird, wurde hier während der jüngeren Tundrenzeit eine Hauptlage gebildet, die größtenteils nur aus dieser Tephra besteht (SEMMEL & PETSCHICK 2006: 111). Mit zunehmender Entfernung wächst die Möglichkeit der Beteiligung LST-fremder Bestandteile am Bodensubstrat, was wiederum bei den Profilen "Eiserne Hand" oder "Hassenhausen" durch eine geringe Erhöhung des SiO₂ und eine Verringerung des Al₂O₃ zum Ausdruck kommt (Abb 4). Als besonders auffällig erweist sich das Substrat des Profils "Lahnberge", wo eingemischte Verwitterungsprodukte des anstehenden Buntsandsteins durch zwischen 70,1 Gew.-% (Ah) und 89,6 Gew.-% (Bv-Cv) variierende SiO₂-Gehalte sichtbar werden.

Mit wenigen Ausnahmen zeigen die Variationskurven der beiden dem LSV am nächsten gelegenen Profilaufschlüsse relativ geringe Gehaltsunterschiede zwischen B- und C-Horizonten, während zwischen den Horizonten der anderen Profile an gleicher Horizontgrenze sprunghafte Gehaltsänderungen häufiger vorkommen und deutlicher ausgeprägt sind. Die starken Gehaltsdifferenzen beim Übergang von den B- zu den C-Horizonten der Profile "Eiserne Hand" und "Neuhäusel" stehen mit einem Wechsel der im Gelände klar voneinander unterscheidbaren LST-Lagen in Verbindung. Die umgelagerte, bodenbildende LST der A- und B-Horizonte beider Aufschlüsse wird aus feiner Vulkanasche gebildet, während die LST der C-Horizonte ausschließlich aus hellen, glasreichen Bimsen im Mittel- und Feingrusbereich besteht. Mit verschiedenartigen LST-Lagen einher gehende wechselnde chemische Verhältnisse werden hier zudem beim Vergleich der einzelnen C-Horizonte sichtbar. Aufschluss "Hassenhausen" besteht, bedingt durch die mit dem größeren Transportweg verknüpfte intensivere Sortierung der LST während ihrer Verfrachtung, aus durchweg feinkörnigem Substrat. Auch hier sind deutliche Gehaltsunterschiede zwischen Bv- und Cv1-Horizont zu erkennen, die jedoch etwas weniger gravierend als bei den vorher erwähnten Aufschlüssen ausfallen. Verschiedene LST-Lagen der C-Horizonte sind deutlich durch unterschiedliche

Farbtöne und Korngrößenverteilungen zu erkennen. Das häufige Sinken der Variationskurve mit Übergang zu dem Bv-Cv-Horizont des Profils "Lahnberge" verdeutlicht die zunehmende Einflussnahme des anstehenden Buntsandsteins und seiner Verwitterungssande.

Im Hinblick auf die verschiedenen Entfernungen der Profile zum LSV werden einige Trends sichtbar: So verfügen die in proximaler LST gebildeten Böden "Wassenach" und "Krufter Ofen" zumeist unabhängig von den Profiltiefen über die höchsten Gehalte an Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, Ba und Sr, überwiegend auch an K₂O. Betrachtet man bei den übrigen Böden lediglich A- und B-Horizonte, so verfügt, mit Ausnahme des MgO, "Eiserne Hand" über die dritthöchsten Werte, während "Neuhäusel" und "Hassenhausen" zumeist mittlere Gehalte aufzeigen und "Lahnberge" die geringsten Werte aufweist. Umgekehrt hierzu sind innerhalb der gleichen Bodenbereiche die höchsten Messwerte von Spurenelementen wie Nb, Rb, Zn oder Zr in den vom LSV weiter entfernten Profilen "Neuhäusel" und "Hassenhausen" zu finden, während sinkende Gehalte dieser geochemischen Komponenten mit abnehmender Entfernung korrelieren.

Die mit zunehmender Distanz zum LSV auftretenden Gehaltsunterschiede lassen sich mit der Verbreitung verschiedenartiger LST erklären: So spiegelt das Auftreten relativ hoher Gehalte an Fe₂O₃, CaO, MgO, TiO₂, K₂O, Ba oder Sr bei vergleichsweise geringen Gehalten an Nb oder Zr in dem LSV nahe gelegenen Böden den Einfluss der an diesen Elementen reichen Lagen der MLST-C3 und vor allem der ULST, beziehungsweise der aus ihnen hervorgegangenen Umlagerungsprodukte wider. Vergleichsweise geringe Anteilsdifferenzen zwischen Hauptlage und den ICn-Horizonten bezeugen einen ähnlichen LST-Bestand der anstehenden Tephra-Lagen und der darüber lagernden Umlagerungsprodukte, die das Ausgangsmaterial der Bodenbildung darstellen. Dass diese aus umgelagerter proximaler LST gebildeten Bodensubstrate ("Wassenach", "Krufter Ofen") in ihren geochemischen Zusammensetzungen der mafisch-phonolithischen MLST-C und ULST gleichen, kann mit den großen Mächtigkeiten der Tephra dieser stratigraphischen Einheiten in dem LSV nahe gelegenen Gebieten begründet werden, die in Bereichen des "Krufter Ofens" oder der nahe gelegenen Ortschaft Niedermendig Mächtigkeiten von 10 m übertreffen können (SCHMINCKE 2000: 172, Abb.11.28). Es kann daher angenommen werden, dass die stark differenzierte phonolithische Tephra der LLST, MLST-A und – B in großer Nähe zum LSV nur an Sonderstandorten mit hohen Erosionseinwirkungen an der Bodenbildung teilnehmen kann. Mit zunehmender Entfernung vom Eruptionszentrum und abnehmenden Mächtigkeiten der Bedeckung durch die später geförderte Tephra wird eine Miteinbeziehung der LLST, MLST-A und MLST-B in die Bodengenese wahrscheinlicher.

Die chemische Beschaffenheit der Profile "Eiserne Hand" und "Neuhäusel" scheint auf der flächendeckenden Verbreitung der MLST-C und einer nachlassenden Beteiligung der ULST zu beruhen, die überwiegend in der Nähe des Eruptionszentrums und in Bereichen des Südfächers zu finden ist. Die "Neuhäusel" übertreffenden Gehalte des Fe_2O_3 , CaO, MgO, TiO₂, K₂O, Ba oder Sr bei "Eiserne Hand" könnten sowohl auf einem gewissen Einfluss der ULST des Südfächers (vgl. Abb.1) als auch auf der Wirkung des Fremdsubstratanteils beruhen. Generell ist bei beiden Profilen durch das Auftreten deutlich verschiedener LST-Lagen mit relativ geringen Mächtigkeiten eine bedeutend höhere Möglichkeit der periglaziären Einmischung von Bestandteilen andersartiger LST in das Bodensubstrat gegeben.

Die oberen Bodenbereiche des Aufschlusses "Hassenhausen" setzen diesen Trend grundsätzlich fort, wobei im Cv1-Horizont deutliche Unterschiede zur bodenbildenden Tephra der Profile des Koblenzer Raumes bestehen. Grundsätzlich scheinen besonders A- und B-Horizont, deren relativ geringe Mächtigkeiten wahrscheinlich aus der Wirkung erosiver Prozesse resultieren sowie möglicherweise auch der Cv1-Horizont durch eine Fremdsubstratkomponente beeinflusst zu sein. Allerdings bestehen zwischen der Tephra des Cv1-Horizontes und einer von POETSCH (1975: 19) der MLST-C3 zugeordneten Tephralage des unweit hiervon gelegenen Schiffenberges bei Gießen einige Ähnlichkeiten (HAHN 2009: 98ff.), weshalb eine gewisse Beeinflussung der geochemischen Eigenschaften dieses Horizontes teilweise auch auf Sortierungsprozessen beruhen könnte. Der Cv2-Horizont dieses Bodens zeigt wiederum die klassischen geochemischen Eigenschaften einer "unverfälschten" LST-Lage.

Profil "Lahnberge" zeigt sich in allen Profilabschnitten deutlich von Fremdsubstrat beeinflusst. Anteilsunterschiede an LST im Bodensubstrat werden dabei besonders beim Vergleich der oberen Bodenbereiche mit dem am stärksten durch Verwitterungssande geprägten Bodenabschnitt, dem Cv-Bv-Horizont, sichtbar. So zeigen A- und B-Horizonte trotz ihrer meist unterdurchschnittlichen Messwerte deutlich höhere Anteile an beispielsweise Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Ba, Nb, Zn oder Zr als der darunter liegende, LST-ärmere Bodenabschnitt.

Böden mit hohen LST-Anteilen wurden also durch unterschiedliche LST-Lagen, in Abhängigkeit von deren Verbreitungsgebieten und Mächtigkeiten, an bestimmten Haupt- und Spurenelementen verschieden stark angereichert. Zudem werden durch die Analyse von deren geochemischen Eigenschaften etwaige Anteile an Fremdsubstraten sichtbar, die sich je nach Anteilsverhältnissen und Substratbeschaffenheit unterschiedlich auf die Bodengenese auswirken können.

Hinweise hierauf kann der Vergleich der Profile "Eiserne Hand", "Neuhäusel" und "Lahnberge" geben: Ähnliche Profilmächtigkeiten und ihr Vorkommen in Höhenlagen mit sehr geringer Hangneigng schließen unterschiedliche Beeinflussungen durch Erosionsvorgänge bei diesen drei Böden weitgehend aus. Obwohl aufgrund seiner Lage am Westrand des Westerwaldes trotz ähnlicher Höhenlage bei Profil "Neuhäusel" etwas höhere Niederschläge als bei dem am östlichen Hunsrückrand gelegenen Profil "Eiserne Hand" zu erwarten sind, scheinen neben den klimatischen Gegebenheiten besonders die Eigenschaften des Bodensubstrates die Bildung einer Braunerde beeinflusst zu haben. So erscheint "Eiserne Hand" durch sichtbar größere Sand- und Tonanteile in seiner Korngrößenverteilung wesentlich heterogener als Profil "Neuhäusel". Die daher anzunehmende Gegenwart von LST-fremdem Substrat im Boden wird im Rahmen der RFA-Analyse durch erhöhte SiO₂- und relativ niedrige Al₂O₃-Gehalte im Bereich der B-Horizonte sichtbar. Als Substratkomponenten neben der LST kommen Verwitterungsprodukte des devonischen Anstehenden - worauf das Vorkommen vereinzelter Schieferplättchen im Grobbodenbereich hindeutet -, aber auch Löss oder Lösslehm in Frage, die in naher Umgebung dieses Bodens auftreten (L.-A. Geologie und Bergbau RLP 2003). Da die geochemische Zusammensetzung dieser Sedimente im Falle zahlreicher Hauptelemente nicht allzu stark von denen einiger LST-Lagen abweichen muss, dürften die Tephraanteile im Boden die eindeutigen geochemischen Merkmale der Fremdsubstrate bis zu einem gewissen Grad überprägt haben, so dass sich hinter den besagten SiO₂- oder Al₂O₃-Gehalten bedeutende Anteile dieser Mischkomponente verstecken könnten. Neben den besagten klimatischen Unterschieden müssten hier besonders die spezifischen Verwitterungseigenschaften des Fremdsubstrates und die sichtbare Anreicherung des Bodens an tonigem Material die Bildung einer Lockerbraunerde, wie sie in "Neuhäusel" aus einer "reineren" LST-Lage hervorgehen konnte, verhindert haben.

Im Fall des Profils "Lahnberge" wird durch Fremdsubstratanteile die Bildung einer Lockerbraunerde nicht gehemmt. Die beim Vergleich mit den anderen Böden auffallend abweichenden Gehalte des Oberbodens können hier bereits durch relativ geringe Anteile der Verwitterungssande bewirkt worden sein, die - wie aus der Analyse des davon dominierten Bv-Cv-Horizontes hervorgeht - relativ reich an SiO₂ und verhältnismäßig arm an beispielsweise Al₂O₃, CaO oder Na₂O sind. Bedeutende Gehalte der A- und B-Horizonte an Ba, Nb, Sr, Zn oder Zr bezeugen die eindeutige Dominanz der LST in den Anteilsverhältnissen des Mischsubstrates, während starke Gehaltsabfälle nach dem C-Horizont die dortige Dominanz der Sande aufzeigen. Neben den eher geringen Anteilen der Sande in den oberen Bodenpartien scheinen hier auch die Eigenschaften dieser Mischkomponente für die Bodenbildung von Bedeutung zu sein: So sollten das geringe Pufferungsvermögen, geringe Tongehalte, die hohe Verwitterungsresistenz und die gute Wasserleitfähigkeit der Verwitterungssande die Genese einer Lockerbraunerde kaum behindern.

Sind diese Böden auch aufgrund verschiedener Substratkomponenten und Mischungsverhältnisse nur bedingt miteinander vergleichbar, so werden dennoch durch die Ergebnisse der RFA Vorkommen und Eigenschaften verschiedener Misch-


Abb. 4. Menge und Verteilung ausgewählter Haupt- und Spurenelemente in den untersuchten Profilen. Hauptelemente (Gew.-%): $a = SiO_2$; $b = Al_2O_3$; $c = Fe_2O_3$; d = MgO; e = CaO; $f = TiO_2$; $g = Na_2O$; $h = K_2O$. Spurenelemente (ppm): i = Ba; j = Nb; k = Rb; l = Sr; m = Zn; n = Zr. Darstellung der Messergebnisse folgender Horizonte: "Wassenach": Ah (Ah), Bfv1 (B1), Bfv2 (B2), II Cn (C1); "Krufter Ofen": Ah (Ah), II Bfv1 (B1), II Bfv2 (B2), III Cn (C1); "Eiserne Hand": Ah (Ah), Bv1 (B1), Bv2 (B2), II Cv2 (C2); "Neuhäusel": Ah (Ah), Bfv (B1), II Cv2 (C2); "Hassenhausen": Ah (Ah), Bv (B1), II Cv1 (C1), II Cv2 (C2); "Lahnberge": Ah (Ah), Ah-Bfv (B1), Bfv (B2) II Bv-Cv (C1). In Klammern = die in der Abbildung verwendete Horizontbezeichnung, entspricht dem vorangestellten Horizontsymbol des jeweiligen Profils.



substratkomponenten sichtbar. Obwohl das Auftreten von Lockerbraunerden auch an bestimmte klimatische Bedingungen gekoppelt ist, wird die Bedeutung des bodenbildenden Substrats für die Pedogenese durch die Kenntnis der geochemischen Eigenschaften von Substrat und Boden besser verständlich. Besonders wenn Lockerbraunerden eng vergesellschaftet mit anderen Böden auftreten, wie dies von RASCHKE (1987: 317ff.) oder MAHR & VÖLKEL (1999: 474) beschrieben wird, scheint die RFA geeignet, um eine mögliche Beeinflussung durch unterschiedliche Mischungsverhältnisse oder Fremdsubstrateinträge in das Substrat der Bodenbildung bei einer kleinräumig verschieden ablaufenden Bodengenese zu erklären. Da es in Mitteleuropa Lockerbraunerden gibt, die sich aus Verwitterungsprodukten unterschiedlicher Gesteine gebildet haben (KLEBER & JAHN 2007: 320ff.), können Analysen der geochemischen Zusammensetzung genutzt werden, mögliche substratspezifische Gemeinsamkeiten oder Voraussetzungen zur Bildung dieser Böden aufzuklären.

5 Zusammenfassung

Bodenkundliche und mineralogische Untersuchungen an LST-haltigen Böden wurden in verschiedenen Ablagerungsbereichen der LST und in unterschiedlicher Entfernung zum Eruptionszentrum vorgenommen. Unabhängig vom Bodentyp sind gebietsspezifische Unterschiede der geochemischen Eigenschaften beim Vergleich dieser Böden nachweisbar.

Die übergreifenden Differenzen chemischer Bodeneigenschaften zwischen den untersuchten Profilen stehen dabei in Relation mit abnehmenden Mächtigkeiten der LST, zunehmender Einwirkung von Fremdmaterial bei fortschreitender Entfernung zum LSV und den verschiedenen Verbreitungsgebieten der LST unterschiedlicher Eruptionsstadien. So sind bei den in der Nähe zum LSV gelegenen Böden, mit Ausnahme der besonders stark von Erosion geprägten Bereiche, vornehmlich von mafisch-phonolithischer LST geprägte Umlagerungsprodukte als Substrat der Bodenbildung wahrscheinlich. Große Mächtigkeiten einzelner Tephra-Einheiten in deren proximalen Verbreitungsgebieten fördern hier ähnliche geochemische Beschaffenheiten von umgelagertem Bodenausgangssubstrat und anstehender LST. Mit zunehmender Entfernung und abnehmenden Mächtigkeiten einzelner LST-Lagen nehmen die Differenzen zwischen Bodenausgangssubstrat und anstehender Tephra zu. Der Wechsel von dem nahe am LSV gelegenen Hauptverbreitungsgebiet der ULST zu Bereichen der von älterer Laacher See-Tephra dominierten Umlagerungsprodukte geht mit abnehmenden Gehalten des Bodensubstrates an Fe₂O₃, CaO, MgO, TiO₂, Ba, Sr und einer Zunahme des Nb, Rb, Zn und Zr einher. Mit den abnehmenden Mächtigkeiten steigen gleichzeitig die Möglichkeiten zur Mischung geochemisch stark verschiedenartiger LST innerhalb der Hauptlage und einem Eintrag von Fremdsedimenten.

Die Analyse der geochemischen Eigenschaften von Böden erlaubt mittels Kenntnissen der Anteilsverhältnisse, physikalischer und chemischer Merkmale Rückschlüsse auf die Gegenwart von Substratkomponenten sowie deren Einfluss auf die Pedogenese.

6 Schriftenverzeichnis

- Ad-Hoc-AG Boden (Hrsg.) (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Aufl.: 438 S.; Hannover.
- AHRENS, W. (1929): Die Verbreitung des mittelrheinischen alluvialen Bimssteins und daraus folgende Rückschlüsse auf den Eruptionsmechanismus. – In: Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie **7**, Abteilung B: 288–296.
- BOGAARD V.D., P. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): The eruptive center of the late Quaternary Laacher See Tephra. – In: Geologische Rundschau, 73: 935–982.
- BOGAARD V.D., P. & SCHMINCKE, H.-U. (1985): Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. – In: Geological Society of America/Bulletin, 96: 1554–1571.
- Deutsches Institut für Normung (2001): DIN EN 12879: Bestimmung des Glühverlustes und der Trockenmasse.
- Deutsches Institut für Normung (2005): DIN ISO 10390: Bestimmung des pH-Wertes.
- FRECHEN, J. (1962): Führer zu vulkanologisch-petrographischen Exkursionen im Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet und Maargebiet der Westeifel. – 151 S.; Stuttgart.
- GEBHARDT, H., HUGENROTH, P. & MEYER, B. (1969): Pedochemische Verwitterung und Mineralumwandlung im Trachyt-Bims, Trachyt-Tuff und in den Tuff-Mischsedimenten der Laacher Eruptionsphase. – In: Göttinger Bodenkundliche Berichte, 11: 1–83.
- HAHN, J. (2009): Einfluss von Laacher See-Tephra auf Bodeneigenschaften in der Osteifel, dem Koblenzer Raum und Mittelhessen. – Diplomarbeit Universität Marburg: 145 S. (unveröffentlicht).
- KLEBER, M., MIKUTTA, C. & JAHN, R. (2004): Andosols in Germanypedogenesis and properties. – In: Catena, 56: 67–83.

- KLEBER, M. & JAHN, R. (2007): Andosols and soils with andic properties in the German soil taxonomy. – In: Journal of Plant Nutrition and Soil Science, **170**: 317–328.
- Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Hrsg.) (2003): Geologische Übersichtskarte von Rheinland-Pfalz 1:300000, bearbeitet von D. Dittrich; Mainz.
- LECHLER, P.J. & DESILETS, M.O. (1987): A review of the use of Loss of Ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis. – In: Chemical Geology, 63: 341–344.
- MAHR, A. & VÖLKEL, J. (1999): Genese von Lockerbraunerden im Bayerischen Wald. – In: Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 162: 471–476.
- POETSCH, T. (1975): Untersuchungen von bodenbildenden Deckschichten unter besonderer Berücksichtigung ihrer vulkanischen Komponente. – In: Giessener Geologische Schriften, **4**: 180 S.
- POETSCH, T. & ALTEMÜLLER, H.-J. (1994): Mineralogische und mikromorphologische Merkmale von Böden aus Laacher See Pyroklastika. – In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, **74**: 387–390.
- RASCHKE, N. (1987): Die Bodendifferenzierung im Bereich der nördlichen Lahnberge bei Marburg unter besonderer Berücksichtigung der oxalat- und dithionitlöslichen Eisenfraktionen. – In: Geologisches Jahrbuch Hessen, **115**: 315–330.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.- P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. 2 Aufl.: 295 S.; Wien.
- SCHMINCKE, H.-U. (2000): Vulkanismus. 264 S.; Darmstadt.
- SCHMINCKE, H.-U., PARK, C. & HARMS, E. (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. In: Quarternary International, 61: 61–72.

- SCHÖNHALS, E: (1959): Ein äolisches Sediment der jüngeren Dryas-Zeit auf dem Laacher See-Tuff. – In: Fortschritte der Geologie des Rheinlandes und Westfalens, 4: 337–340.
- SEMMEL, A. & PETSCHICK, R. (2006): Spätglaziale Sedimente und ihre äolischen Beimengungen in einigen deutschen Mittelgebirgen. – In: Geologisches Jahrbuch Hessen, **133**: 109–120.
- WÖRNER, G. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Mineralogical and Chemical Zonation of the Laacher See Tephra Sequence (East Eifel, W. Germany). – In: Journal of Petrology, 25, Heft 4: 805–835.

Manuskript eingegangen am 11.12.2009, angenommen am 27.9.2010.

JÜRGEN FICHTER¹, KLAUS HOCHBERGER² & WERNER HUMBURG³

Erstnachweis der Lebensspur *Uchirites triangularis* Macsotay 1967 im Kupferschiefer Nordhessens

Kurzfassung

Aus dem nordhessischen Kupferschiefer wird das Spurenfossil *Uchirites triangularis* MACSOTAY 1967 beschrieben und paläbiologisch gedeutet. Darüber hinaus wird die vermutete chemosymbiotische Ernährungsweise des Erzeugers diskutiert.

Abstract

The trace fossil *Uchirites triangularis* MACSOTAY 1967, excavated from the North Hessian Kupferschiefer in 2009, is described and interpreted paleobiologically. Furthermore the presumably chemosymbiotic diet of the trackmaker is discussed.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	79
2	Fundort, Fundumstände	80
3	Beschreibung	80
	3.1 Äußere Form	80
	3.2 Innere Struktur	81
4	Paläobiologische Deutung	81
5	Diskussion	82
6	Schriftenverzeichnis	83

1 Einleitung

Im nordhessischen Kupferschiefer ist eine Fülle tierischer und pflanzlicher Körperfossilien überliefert. Dabei ist deren meist gute und vollständige Erhaltung dem anoxischen Bodenmilieu des Kupferschiefermeeres zu verdanken, welches die Anzahl und Diversität des Benthos limitiert bzw. fast unmöglich macht. Somit ist es auch nicht weiter verwunderlich, dass sich im Kupferschiefer kaum Lebensspuren bodenlebender Organismen nachweisen lassen. Ausnahmen stellen z.B. die (problematische) Lebensspur eines offensichtlich "im Faulschlamm am Boden lebenden Tieres aus typischem Kupferschiefer" oder *Chondrites*-Bauten aus einer Lage der Schwarzen Berge des Mansfelder Reviers (HAUBOLD & SCHAUMBERG 1985: Abb. 137, 138) dar. KELLER (1997: 6) bildet ebenfalls eine Lebensspur im Kupferschiefer ab. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um einen permischen Vertreter der Ichnogattung *Psammichnites* (Abb. 1).



Abb. 1. Cf. *Psammichnites* ichnospec. aus dem Richelsdorfer Kupferschiefer (nach KELLER 1997, ohne Maßstab).

¹ Dr. J. Fichter (e-mail: jfichter@t-online.de), Martinsplatz 4, 34117 Kassel

² K. Hochberger (e-mail: klaus.hochberger@arcor.de), Haselnußweg 19, 36251 Bad Hersfeld

³ W. Humburg (e-mail: georgewh29@hotmail.com), Am Steffen 54, 36251 Bad Hersfeld

2 Fundort, Fundumstände

Der Fund stammt von einer alten Kupferschieferhalde nordöstlich Bauhaus (Nentershausen). Diese Halde ist bereits von unzähligen Sammlern nach Fossilien abgesucht worden. Deshalb ist die Chance, an der Haldenoberfläche Platten mit Fossilien zu finden, relativ gering. Erst beim Nachgraben mit einer Spitzhacke fiel eine annähernd dreieckige, in ihrer größten Ausdehnung fast 30 cm lange Platte auf. Diese Platte ließ sich in eine Positiv- und eine Negativhälfte bzw. eine Liegend- und eine Hangendplatte aufspalten (Abb. 2). Die eine Plattenhälfte zeigt als erhabenes (konvexes) Relief eine ca. 13 cm lange, spitz zulaufende Form von dreieckigem Querschnitt; die Gegenplatte enthält eine scharf ausgeprägte Furche (= konkaves Relief). Der erste Gedanke war, dass es sich um einen noch von Sediment bedeckten, ungewöhnlich langen Haistachel oder einen dreidimensional erhaltenen Koniferenzweig handeln könnte. Aber bei näherer Betrachtung fehlen für solche Deutungen die entsprechenden Merkmale. Weder zeigt die Bruchkante des "Stachels" den typischen Querschnitt eines Haistachels, noch zeichnen sich auf seiner Oberfläche Strukturen ab, die auf einen Koniferenrest hinweisen würden. Eine

3 Beschreibung

3.1 Äußere Form

Die dreidimensional überlieferte stachelförmige Form ist knapp 18 cm lang und von dreieckigem Querschnitt. Sie ist leicht gebogen und verjüngt sich in der Orientierung der Abbildung 3 von links nach rechts. Die Breite am linken, durch die Bruchkante der Platte begrenzten Ende beträgt ca. 1,7 cm, am rechten ca. 0,56 cm.

Der Scheitelpunkt des konvexen Reliefs liegt am linken Ende ca. 0,9 cm über der Schichtfläche, wobei die Firstkante hier nicht sehr deutlich ausgeprägt ist. Sie nimmt aber zum spitzeren Ende hin zunehmend an Schärfe zu. Deutlich sind V-förmige Striemen zu erkennen, die über den First und die beiden Flanken verlaufen. Dabei ist das V zum dünneren Ende hin andere mögliche Deutung wäre, dass es sich um einen Koprolith handelt. So bildet SCHAUMBERG (1977: 438, Abb. 15) einen sich ebenfalls spitzkonisch verjüngenden Koprolithen von 13,5 cm Länge ab. Das entspricht durchaus der Größenordnung unseres Fundes, zeigt aber nicht dessen dreieckigen Querschnitt.



Abb. 2. "Stachelförmige" Form (Länge ca. 30 cm) aus dem nordhessischen Kupferschiefer. Unten: Erhabenes (konvexes) Relief. Oben: Hohlform (konkaves Relief).

geöffnet. Die lateralen Begrenzungen der Flanken zeigen durch diese Striemen ein etwas zerfranstes Erscheinungsbild (Abb. 3).



Abb. 3. Ausguss der Hohlform (Länge ca. 13 cm). Deutlich ist eine V-förmige, über die Flanken und den First verlaufende Striemung zu erkennen.



Abb. 4. Links: Am rechten Ende der Struktur ist ein Teil abgeplatzt und gibt somit den Blick auf das Innere frei (Maßangaben s. Text). Rechts: Die Detailaufnahme zeigt eine Aneinanderreihung einzelner, z.T. mit Limonit und Malachit verfüllter Hohlräume (Bildausschnitt ca. 5 mm breit).

3.2 Innere Struktur

Man kann es für eine glückliche Fügung halten, dass während eines Transportes des Stückes am rechten konisch zulaufenden Ende ein Teil abgeplatzt ist. Dadurch ist der Blick frei geworden auf einen im Inneren der Form zentral verlaufenden "Kanal", der sich mit seiner rötlichbraunen Färbung von dem

4 Paläobiologische Deutung

Für die nähere Bestimmung ist der Umstand, dass es sich ganz offensichtlich um einen unverzweigten Grabgang handelt, von großer Bedeutung. Zusammen mit dem dreieckigen Querschnitt engt dies die Auswahl ungemein ein. Von den in der einschlägigen Literatur beschriebenen unverzweigten Lebensspuren zeigt eigentlich nur Uchirites triangularis MACSOTAY 1967 die größten Übereinstimmungen mit unserem Fund (HÄNTZSCHEL 1975: 118; SEILACHER 2007: 94-95). Uchirites ist ursprünglich aus dem Alttertiär (Paläozän) Südamerikas (Venezuela) beschrieben worden. Es handelt sich dabei um erhabene rippenförmige Lebensspuren von dreieckigem Querschnitt (Abb. 5), wobei die "Firstkante" des Baus ungefähr 3 mm über die Schichtfläche hinausragt. Seine beiden Flanken zeigen eine sehr feine Streifung und gegen die beiden Enden kommt es zu einer graduellen Verjüngung der Struktur. Nach SEILACHER (2007: 94, plate 32) kommt Uchirites auch schon in karbonischen Turbiditen vor. SEILACHER bildet unter den so genannten spicaten, unverzweigten Bauten sowohl Uchirites (= Sustergichnus) aus dem Unterkarbon umgebenden Sediment absetzt (Abb. 4). Ein Blick durch das Mikroskop zeigt, dass es sich hier um eine Aneinanderreihung von Hohlräumen handelt, die teilweise mit Malachit und Limonit verfüllt sind. Dass es sich nicht um einen durchgehenden Hohlraum handelt, kann sicherlich mit Sedimentsackungen erklärt werden. Alles bisher Gesagte deutet darauf hin, dass es sich bei dieser Form um einen Grabgang handelt.

der USA als auch aus dem Paläozän Venezuelas ab (Abb. 6). Dabei führt er solche Bauten auf Bivalven und Scaphopoden zurück. Diese Mollusken bohren sich quasi durch das Sediment, indem ihr "Beil"- oder (bei protobranchen Bivalven) "Kippdübel"- förmiger Fuß zunächst durch den Protraktormuskel in das Sediment vorgestoßen wird, um sich dann hy-



Abb. 5. Blockbild der Lebensspur *Uchirites triangularis* MACSOTAY 1967 (nach HÄNTZSCHEL 1975, ohne Maßstab).



Abb. 6. Gegenüberstellung der *Uchirites*-Lebensspur aus dem Karbon der USA (links) und dem Tertiär Venezuelas (mitte) (Maßstäbe = 1 cm) mit dem Fund aus dem Kupferschiefer Nordhessens (rechts, ca. 1/2 nat. Größe). Die Zeichnungen links und mitte aus SEILACHER 2007. Nach SEILACHER stellt das Abknicken bei dem Fund von Venezuela keine Verzweigung dar.

draulisch bedingt zu einer Art Anker zu verbreitern, mittels dessen sich das Tier unter Beteiligung des Fußretraktormuskels durch das Sediment zieht (Abb. 7). An der Fortbewegung ist jedoch nicht nur der Fuß beteiligt, sondern in mehr oder weniger starkem Umfang auch die Schale. Das Zurückrutschen kann z.B. durch Öffnen der Schalen und entsprechend ausgebildeten Schalenskulpturen verhindert werden. Außerdem kann der Schließmuskel die Schale schließen, sobald sich der Fuß verankert hat. Das reduziert einerseits die Reibung durch die Verringerung des Schalenquerschnitts, andererseits strömt das aus der Mantelhöhle ausgepresste Wasser außen an der Schale entlang und macht damit das umgebende Sediment fließfähig, was wie eine Art Schmierung wirkt. Sehr differenziert ist dieses Grabverhalten von Muscheln bei ETTER (1994: 26-33) beschrieben.

Abb. 7. Schematische Darstellung des Grabvorganges bei protobranchen Muscheln. Links: Vorstoß ins Sediment mit geschlossenem "Spreiz-Fuß" (blauer Pfeil) und Verankerung durch Öffnen der Schalen (rote Pfeile). Rechts: Vorwärtsbewegung (gelber Pfeil) bei Verankerung durch hydraulische Spreizung des Fußes (grüne Pfeile) und Schließen der Schalen mit Auspressen des Wassers aus der Mantelhöhle (blaue Blasen). Eine mögliche Lebensspur ist *Imbrichnus*, deren V-förmige Striemen auf die Spreizung des Fußes zurückzuführen sind (nach SEILACHER 2007: 65).

Protobranch bivalve

5 Diskussion

Wie in der Einleitung bereits erwähnt, hängt die Individuenzahl und die Diversität des Benthos in starkem Maß von dem Sauerstoffgehalt ab. Bei einem Sauerstoffgehalt des Meerwassers bis zu 2,0 ml O₂/l kann man noch von einem gut durchlüfteten (oxischen) Milieu sprechen. Bei niedrigerem Sauerstoffgehalt spricht man von dysoxischem (2,0 bis 0,2 ml $O_2/1$) bzw. anoxischem (0 ml O₂/l) Milieu (ETTER 1994: 46). Letzteres war in weiten Teilen des Kupferschiefermeeres sicherlich vorherrschend, was aber nicht zwangsweise zur Folge haben muss, dass überhaupt kein Bodenleben mehr möglich war. Nach ETTER (1994: 47) hat nämlich in den letzten Jahren das Phänomen der Chemosymbiose zunehmend stärkere Beachtung erhalten: "Verschiedene Invertebraten leben symbiontisch mit H₂S-oxidierenden Bakterien (FISHER 1990). Diese Symbiose ermöglicht es diesen Arten, auch in H₂S-haltigen, für die meisten Metazoen toxischen Substraten zu leben. Möglicherweise ist das Auftreten einer spezialisierten benthischen Gemeinschaft in laminierten Sedimenten an der dysaerobenanaeroben Grenze ("exaerobe" Zone; SAVRDA & BOTTJER 1987) auf diese Chemosymbiose zurückzuführen." Dieser Umstand wird durch das eingangs erwähnte Vorkommen von Chondrites im Kupferschiefer erhärtet. Denn auch für Chondrites wird angenommen, dass es sich um einen "chemosymbiotischen" Organismus (Wurm) handelt, der sich von "chemosymbiotischen" Bakterien ernährt, die in anoxischen Sedimenten gedeihen. Diese chemoautotrophen Bakterien stellen nicht nur seine Nahrung dar, sondern reduzieren auch gleichzeitig die H₂S-Konzentration in dem Bau (EKDALE 1992: 155). Demnach muss der Erzeuger der hier beschriebenen Uchirites-Lebensspur ebenfalls zu den Organismen gehören, die auch unter anoxischen Bedingungen existieren können (zu dem Phänomen der Chemosymbiose vgl. auch BROMLEY 1999: 201).

6 Schriftenverzeichnis

- BROMLEY, R.G. (1999): Spurenfossilien Biologie, Taphonomie und Anwendungen: 347 S.; Berlin (Springer).
- EKDALE, A. A. (1992): Muckraking and mudslinging: the joys of deposit-feeding. – In: MAPLES, C.G. & WEST, R.R. (eds.): Trace fossils. – Short courses in paleontology, 5: 238 S.; Knoxville (University of Tennessee).
- ETTER, W. (1994): Palökologie. Eine methodische Einführung: 294 S.; Berlin (Birkhäuser).
- FISHER, C.R. (1990): Chemoautotrophic and methanotrophic symbioses in marine invertebrates. – Reviews in Aquatic Sciences 2: 399-613.
- HÄNTZSCHEL, W. (1975): Trace fossils and problematica. In: TEICHERT, C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology, **Part W, Suppl. 1**: W1–W269; Boulder/Lawrence (The Geological Society of America and the University of Kansas).

- HAUBOLD, H. & SCHAUMBERG, G. (1985): Die Fossilien des Kupferschiefers. – Die Neue Brehm-Bücherei, 333: 223 S.; Wittenberg (Ziemsen).
- KELLER, T. (1997): Der Richelsdorfer Kupferschiefer. Paläontologische Denkmäler in Hessen, 4: 15 S.; Wiesbaden.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D.J. (1987): The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies. – Nature, 327: 54–56; London.
- SCHAUMBERG, G. (1977): Der Richelsdorfer Kupferschiefer und seine Fossilien, IV. Die pflanzlichen Fossilien des Kupferschiefers, sonstige Lebensspuren, Aufrechnung der Fundhäufigkeit. – Aufschluß, 28: 427–442; Heidelberg
- SEILACHER, A. (2007): Trace fossil analysis: 226 S.; Berlin (Springer).

Manuskript eingegangen am 22.11.2010, angenommen am 1.12.2010.

MARITA FELDER¹, GUDRUN RADTKE² & THOMAS KELLER³

Ein neues Schwarzpelit-Vorkommen im Westerwald (Forschungsbohrung Elbtal-Elbgrund, Hessen)

Kurzfassung

Im Frühsommer 2003 wurde in der oberoligozänen Fossilfundstätte am Buschberg bei Elbtal-Elbgrund im östlichen Westerwald (Kreis Limburg-Weilburg) eine Forschungsbohrung im Auftrag des Landesamtes für Denkmalpflege Hessen niedergebracht. Die Bohrung erreichte eine Endteufe von 36 m. Es wurden nach 8 m Basalt, gut 22 m lakustrine Sedimente und basal rund 6 m Vulkaniklastika erbohrt. Bei der Abfolge handelt es sich um eine Füllung eines vulkano-lakustrinen Beckens möglicherweise eines Maars. Die Seeentwicklung wurde von einem Vulkanausbruch beendet, der den See mit Basaltlava füllte.

Abstract

In the summer 2003 a scientific drilling was carried out by the Landesamt für Denkmalpflege Hessen (Department of Cultural Heritage Hesse) in the Upper Oligocene Fossil site Elbtal-Elbgrund, which is situated in the eastern Westerwald area. The drilling was completely cored and had a depth of 36 m.

8 m basalt, 22 m lakustrine sediments and 6 m pyroclastic rocks were found. It is assumed that this succession represents the depositional environment of a volcanic lake, possibly a maar. The lacustrine deposition was terminated by a volcanic eruption, which filled the lake basin with basaltic lava.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	85
2	Durchführung der Bohrung	87
3	Beschreibung der Lithofazies und resultierende Lithozonengliederung	88
4	Diskussion und Interpretation des Ablagerungsraums	91
5	Schriftenverzeichnis	92
6	Anhang: Lithologische Bohrkernbeschreibung	93

1 Einleitung

Im Jahr 2000 wurde am Buschberg bei Elbtal-Elbgrund ein fossilführendes Schwarzpelit-Vorkommen entdeckt (RITTWEGER 2000). Die Fossilfundstätte wird von einem mächtigen Basalt überdeckt (Abb. 1, 4). Sie wurde im Zuge des fortschreitenden Basaltabbaus erstmals freigelegt.

An den zugänglichen Stellen fanden in den vergangenen Jahren Erkundungsgrabungen statt (KELLER 2005; Abb. 2), die größtenteils Makroflorenreste wie Blätter, Früchte und Samen zutage brachten sowie eine hochdiverse und artenreiche Mikroflora. Des Weiteren wurden Funde von Insekten und Fischen gemacht. Anhand von palynologischen Auswertungen (NICKEL & WILDE in Vorber.) konnte das Vorkommen stratigraphisch in das Ober-Oligozän eingestuft werden. Die radiometrische Datierung des überlagernden Basalts sowie eines Tuffs der Schwarzpelit-Schichtenfolge bestätigte das paläogene Alter (mündl. Mitteil. Dieter Mertz, Univ. Mainz).

Aufgrund der eingeschränkten Aufschlussverhältnisse durch die Basaltüberdeckung konnte nur in den obersten Metern der Fossilfundstätte gegraben werden, so dass über die geologischen Rahmenbedingungen der Fundstelle Elbtal-Elbgrund

¹ Dr. M. Felder (e-mail: ocadia@web.de), PanTerra Geoconsultants, Weversbaan 1-3, NL-2352BZ Leiderdorp

² Dr. G. Radtke (e-mail: gudrun.radtke@hlug.hessen.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden

³ Dr. T. Keller (e-mail: t.keller@denkmalpflege-hessen.de), Landesamt für Denkmalpflege Hessen, Abteilung Archäologische und Paläontologische Denkmalpflege, Schloss Biebrich, 65203 Wiesbaden



Abb. 1. Basalt oberhalb schräg gestellten Schwarzpelits (Pfeil). Steinbruch Buschberg, Westseite, basaler Abschnitt des Basaltprofils; vgl. Meterstab; Oktober 2006.



Abb. 2. Paläontologische Grabung des LfDH innerhalb einer vermutlich parautochthonen Schwarzpelit-Scholle im Liegenden der tiefsten Basaltsohle. Direkt unterhalb von Basalt (oberer Bildrand links) säulig gefritteter Schwarzpelit mit heller Tufflage; Juli 2005.



Abb. 3. Geologische Übersichtskarte des tertiären Westerwaldes mit der Fundstelle Elbtal-Elbgrund und weiteren Fossilfundstellen (letztere aus SCHINDLER & WUTTKE 2009).

bisher wenig bekannt war. Grundlegende Daten werden durch die Diplomkartierungen und Berichte von Matthias JANZ (†) (2005) sowie Alexander STREB (2005; beide Univ. Mainz) bereit gestellt. Zur Klärung der Entstehung des Schwarzpelit-Vorkommens wurde im Jahr 2003 vom Landesamt für Denkmalpflege Hessen eine vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie fachlich betreute Forschungsbohrung niedergebracht (C03/B6 im Bohrkataster des HLUG, Archiv-Nr. 5414/9000).

Der Elbtal-Elbgrund liegt im südöstlichen Westerwald, etwa 60 Kilometer nordwestlich von Wiesbaden. Das Grundgebirge

2 Durchführung der Bohrung

Im Spätsommer des Jahres 2003 wurde die Bohrung Elbtal-Elbgrund im Basalt-Steinbruch der Fa. Joseph Schäfer (heute: Fa. Johann Schmidt KG) abgeteuft. Die Bohrung C03/B6 liegt auf Bl. 5414 Mengerskirchen (R 3433883 H 5599083; 285 m ü. NN) und erreichte eine Endteufe von 36 m. Die Ansatzhöhe der Bohrung lag auf der tiefsten Sohle des Steinbruchs (Abb. 4).

Die Bohrung erfolgte in Kooperation zwischen dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) und dem Landesamt für Denkmalpflege Hessen (LfDH).

Die Bohrung wurde im Seilkernverfahren und als Schutz vor Austrocknung und Oxidation der Schwarzpelite mit Linern besteht aus gefalteten, devonischen Metasedimenten. Diese werden von Tonen einer mesozoischen und alttertiären Verwitterungsdecke überlagert, die heute noch weit verbreitet auf den Hochflächen des Westerwaldes zu finden ist (Abb. 3). Im Ober-Oligozän setzte ein vorwiegend basischer, im Südwesten des Westerwalds auch saurer Vulkanismus ein, dessen Produkte das Hangende der alttertiären Tonlager bilden (WALTER 1992). Das Vorkommen von Elbtal-Elbgrund liegt im Bereich flächig verbreiteter Basaltdecken dieses Vulkanismus.

niedergebracht. Später wurden die Bohrkerne für die detaillierte Gesteinsansprache der Länge nach aufgesägt und fotodokumentiert (G. Radtke). Eine erste makroskopische Ansprache erfolgte im Bohrkernlager des HLUG.

Die ausführliche Kernbeschreibung wurde im Bohrkernlager der Forschungsstation Grube Messel (Senckenberg) durchgeführt (M. Felder). Eine Bohrkernhälfte wurde für weiterführende Untersuchungen zur Verfügung gestellt, die zweite Hälfte als Belegmaterial zurückgestellt.



Abb. 4. Bohrstelle auf der tiefsten Basaltsohle des Steinbruchs Buschberg mit komplexer Meilerstellung der Basaltsäulen; Juni 2003.

3 Beschreibung der Lithofazies und resultierende Lithozonengliederung

Die Bohrung C03/BK6 lässt sich in drei Lithozonen untergliedern. Die kurze Beschreibung der einzelnen Lithozonen und ihrer charakteristischen Lithofazies-Assoziationen basiert auf der makroskopischen Kernansprache. Das detaillierte Schichtenverzeichnis befindet sich im Anhang (vgl. Abb. 5).

36,00-30,15 m: Lithozone 1: Pyroklastika

Beschreibung:

Die basale Lithozone, die von der Bohrung nicht durchteuft wurde, besteht aus einer Wechselfolge von geschichteten Schlacken-Agglomeraten, Lapilli- und Aschentuffen (Abb. 6). Es überwiegen Schichten mit blasenreichen Schlacken, dichten Basaltklasten und teilweise auch Blumenkohlbomben. Die basaltischen Komponenten können bis zu Blockgröße erreichen. Teilweise treten untergeordnet auch blasenarme Kugellapilli auf. Selten dagegen bestehen einzelne Lagen zum überwiegenden Teil aus blasenarmen Kugellapilli und akkretionären Lapilli. Fast alle Schichten enthalten untergeordnet eckige bis angerundete Nebengesteinsklasten.

Interpretation:

Aufgrund des ausschließlichen Auftretens vulkanogener Komponenten und der Textur werden die Schichten als Pyroklastika interpretiert. Allein mittels makroskopischer Ansprache kann jedoch nicht geklärt werden, ob ein Teil dieser Tuffe umgelagert wurde.

30,15–8,05 m: Lithozone 2: Lakustrine Abfolge

Die Sedimente der lakustrinen Abfolge bestehen aus einer Wechselfolge von minerogenen Peliten, Schwarzpeliten, Tuffiten und sogenannten Resedimenten (Abb. 7). Resedimente machen über die gesamte Abfolge der Lithozone 2 hinweg den größten Teil aus. Deren Anteil und Mächtigkeit nehmen allerdings im Verlauf der Abfolge nach oben hin ab, wohingegen der Anteil von Schwarzpelit zunimmt. Auch die Mächtigkeit der Schwarzpelit-Abschnitte nimmt zum Hangenden hin zu.

Sub-Lithozone 2a: 30,15–28,00 m Beschreibung:

Im unteren Bereich der lakustrinen Abfolge treten geschichtete, meist grünlichgraue, tuffitische Sande und Silte mit einzelnen Klasten aus Schwarzpelit auf (siehe Schichtenverzeichnis im Anhang: 29,08–29,22 m). Selten sind auch schwarzbraune Silte vertreten. Die Sande und Silte sind normal gradiert, seltener strukturlos. Einzelne Schichten erreichen Mächtigkeiten zwischen 0,5 mm und 38 cm.

Interpretation:

Schichten von Schwarzpelit fehlen in dieser Sub-Lithozone, doch die Schwarzpelit-Intraklasten zeigen, dass es bereits zu einer vorausgegangenen Stillwassersedimentation in einem Wasserkörper gekommen sein muss. Auch die gradierte Natur der Sande und Silte ist ein sicheres Indiz für eine subaquatische Sedimentation.

Sowohl die Schwarzpelitklasten wie auch die Gradierung von Sedimenten belegen, dass es in dem vorhandenen Wasserkörper häufig zu Umlagerung von bereits abgelagertem Material in Form von Resediment-Ereignissen kam (zu Erläuterung siehe Sub-Lithozone 2b).



Brg. Elbtal-Elbgrund



Schwarzpelit Wechsel von Schwarzpelit und Silt bis Sand Schuttstrom mit Schwarzpelitklasten Schuttstrom, tuffitisch Minerogene Laminite Pyroklastika



Abb. 5. Übersichtsprofil der Forschungsbohrung C03/BK6 Elbtal-Elbgrund.

Abb. 6. Forschungsbohrung Elbtal-Elbgrund C03/BK6: 31,35–31,50 m; Lithozone 1: Lapillituff mit vulkanogenen Komponenten.

Sub-Lithozone 2b: 28,00–8,05 m Beschreibung:

In der nach oben folgenden Sub-Lithozone treten Schwarzpelite und untergeordnet strukturlose, beigefarbene bis mittelgraue, tonige bis feinkiesige Laminite auf. Diese wechsellagern mit Brekzien und gradierten Sanden.

Bei den Schwarzpeliten handelt es sich meist um dunkelbraun-schwarze, bituminöse, seltener kohlige, schwach sandige und schwach tonige Silte. Die Schwarzpelite sind in der Regel massig-ungeschichtet bis flaserig und nur selten laminiert. Sie sind sehr häufig durch Rutschungsstrukturen charakterisiert und enthalten teilweise Intraklasten von Schwarzpelit (s. Anhang, z.B.: 27,39–27,76 m) (vgl. auch Abb. 8).

Bei den Brekzien können matrixgestützte und korngestützte Brekzien unterschieden werden. Die meisten Brekzien zeigen keine Erosion an ihrer Basis.

Die matrixgestützten Brekzien sind meist siltig-sandig. Sie enthalten Intraklasten und/oder Extraklasten von bis zu Grobkiesgröße und erreichen Mächtigkeiten von wenigen cm bis zu maximal 4 m (s. Anhang, z.B.: 13,14–14,01 m). Die matrixgestützten Brekzien sind schlecht sortiert, matrixgestützt und strukturlos oder durch Menge und Größe der Klasten normal bis invers gradiert.

Klastgestützte, tuffitische Brekzien treten nur sehr untergeordnet auf. Sie erreichen Mächtigkeiten von 7–55 cm. In letzteren dominieren Extraklasten (s. Anhang, z.B.: 14,18–14,60 m).



Abb. 7. Forschungsbohrung Elbtal-Elbgrund C03/BK6: 28,30–28,42 m; Lithozone 2a: Feinlaminierte grünlichgraue Silte mit synsedimentären Gleit- und Rutschungsstrukturen.

Extraklasten sind Schlacken, Lapilli und Quarzite des devonischen Nebengesteins der Umrahmung des Vorkommens von Elbtal-Elbgrund. Intraklasten sind meist Schwarzpelitklasten. Die Quarzite sind fast ausnahmslos eckig oder leicht angerundet, die Schlacken sind angerundet.

Mehrfach werden matrixgestützte Brekzien nach oben hin durch gradierte, siltig-tonige Sedimente abgeschlossen. Die meisten gradierten pelitischen Sedimente treten jedoch unabhängig von matrixgestützten Brekzien auf und erreichen eine Mächtigkeit von weniger als einem mm bis hin zu mehr als 10 cm (Abb. 9).

Über die gesamten Lithozone verteilt und insbesondere in den Schwarzpeliten sind Klüfte und Injektionsstrukturen mit Klasten bis Feinkiesgröße zu erkennen.

Interpretation:

Feinkörnige Schwarzpelite können nur unter Stillwasserbedingungen und suboxischen bis anoxischen Bedingungen entstehen. Sie brauchen sehr lange für ihre Ablagerung und stellen eine Hintergrundsedimentation dar. Die Schwarzpelite sind größtenteils nach ihrer Ablagerung wieder umgelagert worden, was anhand von Rutschungsstrukturen und Schwarzpelit-Intraklasten deutlich wird.

Bei den gelblichen und grauen Laminiten handelt es sich möglicherweise, wie beim Schwarzpelit, um Stillwassersedimente. Alternativ könnten es Aschen- bis Staubtuffe oder



Abb. 8. Forschungsbohrung Elbtal-Elbgrund C03/BK6: 27,34–27,47 m; Lithozone 2b: Feinlaminierter dunkelbrauner Schwarzpelit überlagert von einem Schlammstrom-Sediment mit aufgearbeiteten Schwarzpelit-Klasten. Dessen schlieriges Aussehen geht vermutlich auf Umlagerungen – ausgelöst durch Rutschungsereignisse – in wassergesättigtem Zustand zurück.

-tuffite sein. Makroskopisch sind diese voneinander nicht zu unterscheiden.

Der Gehalt der Brekzien-Schwarzpelitklasten zeigt, dass diese Sedimente ebenfalls nach ihrer Ablagerung im See selbst



Abb. 9. Forschungsbohrung Elbtal-Elbgrund C03/BK6: 16,78–16,90 m; Lithozone 2b: Feinlaminierter Schwarzpelit, wechsellagernd mit helleren Silt- und Sandlagen. Die grünliche Lage (Pfeil) weist eine Einschnürung auf, die vermutlich auf kleinste Rutschungsereignisse im mm- bis cm-Bereich im bereits abgelagerten Sediment zurückgeht. Der Schwarzpelit enthält im oberen Teil (unterhalb von 16,80 m) gelbliche Siderit-Laminen.

resedimentiert wurden. Je nachdem, ob die Sedimente matrixgestützt oder korngestützt sind, handelt es sich demnach um Schlammstrom- oder aber um Schuttstromablagerungen.

Die gradierten Sedimente stellen klassische Turbidite dar, auch wenn Bouma-Zyklen nie vollständig ausgeprägt sind. Gradierung entsteht immer dann, wenn Sediment sich aus einer Suspension von verschiedenen Korngrößen absetzt. Dabei sinken die größeren Partikel schneller ab als die feinkörnigen. Dies geschieht beispielsweise, wenn nach Starkregenereignissen Sediment in einen See eingebracht wird. Auch bei subaquatischen Schlammstromereignissen gerät Feinmaterial in Suspension und sedimentiert als letztes, was das gemeinsame Auftreten der Schuttstromablagerungen mit den gradierten Turbiditen erklärt.

Das Auftreten von Schwarzpelitklasten in den Resedimenten zeigt, dass Erosion stattgefunden haben muss. Aber das Fehlen von erosiven Basiskontakten bei den meisten Resedimentablagerungen legt nahe, dass die Erosion festen Abscherhorizonten folgte, die zwischen dem unverfestigten oberen und den bereits verfestigten Bereichen des Schwarzpelits liegen.

8,05–0,0 m: Lithozone **3:** vulkanische Abfolge Beschreibung:

Auf einer Strecke von 8,05 m wurde massiger Basalt durchteuft. Unter einer Teufe von 8,00 m ist der Basalt stückig und blasig, so dass er als Basisbrekzie anzusprechen ist.

Interpretation:

Das Auftreten von massigem Basalt belegt eine effusive vulkanische Tätigkeit. Dies wird auch durch das Vorkommen einer Basisbrekzie untermauert, die typischerweise an der Basis viskoser Lavaströme entwickelt ist.

4 Diskussion und Interpretation des Ablagerungsraums

Das Auftreten von Pyroklastika in Lithozone 1 ist ein Indiz, dass sich die Schwarzpelite von Elbtal-Elbgrund in einem vulkanogenen See gebildet haben.

Es können Rückschlüsse auf die Natur des Vulkans gezogen werden, in dessen Bereich sich später ein Wasserkörper bildete. Die Dominanz der blasenreichen Schlacken und Lapilli deutet auf Schlackenwurftätigkeit ohne signifikante Wasserzufuhr, vermutlich in einem Schlackenkegel, hin. Demgegenüber indizieren Blumenkohlbomben, akkretionäre Lapilli und Kugellapilli mit geringem Blasengehalt phreatomagmatische Eruptionen, d.h. das aufsteigende Magma kam mit Wasser in Kontakt. Die Assoziation von Schlackenwurftätigkeit und phreatomagmatischen Eruptionen kann zwei Ursachen haben.

1: Zum einen könnte der Schlackenkegel einen Damm gebildet haben, wodurch zufließendes Wasser aufgestaut wurde und es teilweise zu Kontakt zwischen Wasser und Magma kam.

2: Alternativ könnte es sich bei den Pyroklastika um die Schlackenkegelbildung in einem Maar-Diatrem handeln, wie

sie auch aus vielen rezenten und anderen fossilen Maaren bekannt sind (PIRRUNG 1998, PIRRUNG et al. 2008, FELDER et al. 2001, FELDER & HARMS 2004).

Bereits kurz nach dem Ende der pyroklastischen Tätigkeit hatte sich im Bereich der heutigen Ortschaft Elbtal-Elbgrund offensichtlich ein See gebildet, in dem es bald zu Stillwassersedimentation unter anoxischen Bedingungen kam. Dies belegen Schwarzpelitklasten in den basalen Seesedimenten (vgl. GAUPP & WILKE 1998). Allerdings wurde die Stillwassersedimentation (auch Hintergrundsedimentation genannt) sehr häufig durch Resedimentations-Ereignisse unterbrochen, die den abgelagerten Schwarzpelit wieder aufarbeiteten.

Die Schutt- und Schlammstrom-Sedimente, die einen signifikanten Gehalt an Pyroklasten haben, lassen sich aus Hangabbrüchen im Uferbereich herleiten, haben mit Sicherheit aber auch viel Material aus dem See selbst aufgearbeitet. Es handelt sich bei beiden Resedimenttypen um gravitative Resedimente. Ursachen für geringmächtige Schlammströme, Rutschungen und Turbidite, die mehr Intraklasten enthalten, dürften eher in der Beckenmorphologie des Sees selbst zu finden sein. Ursache für spätere Injektionen waren entweder gravitative Resedimentations-Ereignisse (EINSELE 1992), die zu einer plötzlichen Zusatzbelastung des Sediments führten, oder aber seismische Ereignisse, die eine Liquifaktion in den unterlagernden Sanden zur Folge hatten (MCCALPIN 1996).

In jedem Falle indizieren die durchgängig im Profil auftretenden gravitativen Resedimente ein deutliches Relief im Uferbereich, das während der gesamten See-Entwicklung Bestand hatte, aber im Laufe der Zeit geringer wurde. Dadurch nahmen die Zeiten ruhiger Stillwassersedimentation und der Anteil von Schwarzpelit zu. Die See-Entwicklung wurde abrupt beendet durch einfließende basaltische Lava einer erneuten Vulkaneruption in der nahen Umgebung.

Insgesamt ist die Entwicklung des Elbtal-Sees der von Maarseen sehr ähnlich (SUHR & GOTH 1996, 1999, PIRRUNG 1998, PIRRUNG et al. 2001, 2008, FELDER et al. 1998, 2001, FELDER & HARMS 2004). Zunächst bildet sich bei solchen Seen durch phreatomagmatische Eruptionen ein Maar-Diatrem, in dem sich in Verlaufe der Eruptionen ein Schlackenkegel aufbauen kann.

Nach dem Ende der Eruptionstätigkeit bleibt ein Krater mit sehr steilen Ufern und einem niedrigen Kraterwall zurück. Die zu Anfang sehr steilen Kraterinnenwände und Uferbereiche werden innerhalb weniger Jahre bis Jahrhunderte durch Resediment-Ereignisse abgetragen und verflachen zunehmend. Diese Entwicklung hat, ebenso wie die Besiedlung der Kraterwände sowie des Kraterwalls mit Pflanzen, ruhigere Sedimentation und die Ablagerung von laminierten Silten und Tonen zur Folge. Mit fortschreitender Verflachung des Beckens dominiert das Stillwassersediment zunehmend und gröberklastische Schüttungen werden seltener. Anders als viele Maare der heutigen Eifel, verlandete der See aber nicht, sondern wurde hier durch einfließende Lava eines jüngeren Vulkanausbruchs aufgefüllt.

Für eine eindeutige Ansprache des Schwarzpelit-Vorkommens von Elbtal-Elbgrund als Paläomaar reichen die Informationen jedoch nicht aus, da auch andere vulkanogene Seen

5 Schriftenverzeichnis

- EINSELE, G. (1992): Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. – 628 p., 269 figs.; Berlin (Springer).
- FELDER, M. & HARMS, F.-J. mit einem Beitrag von WOLF, K. (2004): Lithologie und genetische Interpretation der vulkano-sedimentären Ablagerungen aus der Grube Messel anhand der Forschungsbohrung Messel 2001 und weiterer Bohrungen. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **252**: 151–203, 4 Abb., 12 Taf., 5 Tab., 4 Anh.; Frankfurt a.M.
- FELDER, M., HARMS, F.-J. & LIEBIG, V. mit Beitr. von HOTTENROTT, M., ROLF, C. & WONIK, T. (2001): Lithologische Beschreibung der Forschungsbohrungen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal sowie zweier Lagerstättenbohrungen bei Eppertshausen (Sprend-

eine ähnliche Entwicklung aufweisen können (PIRRUNG 1998, PIRRUNG et al. 2001). Mit einer tieferen Bohrung ließen sich möglicherweise weitere Indikatoren, wie etwa eine Diatrembrekzie, für die tatsächliche Genese des Schwarzpelit-Vorkommens von Elbtal-Elbgrund finden.

Über die räumliche Verbreitung des Schwarzpelit-Vorkommens von Elbtal-Elbgrund können noch keine zuverlässigen Aussagen vorgelegt werden. Die Schwarzpelite sind, soweit im Tagebau aufgeschlossen, deutlich zu einem Senkungszentrum hin geneigt (Beträge zwischen 9 und 32°), die allerdings durch Kippung parautochthoner Schollen sowie Grundbruch-Vorgänge sekundär beeinflusst sein können. Die Mikroverwerfungen (Abrissmarken) auf den Schichtflächen der obersten 1,5 m des Schwarzpelits der Grabungsbereiche im Tagebau weisen eine deutliche NW–SE-Orientierung auf, die mit dem beobachteten generellen Streichen der Schwarzpelite übereinstimmt. Dass auf eine Distanz von ca. 150 m linearer Entfernung keine signifikante Richtungsänderung der Mikroverwerfungen zu beobachten ist, könnte auf die Existenz eines größeren Beckens hindeuten.

Eine Wassererschließungsbohrung, die 1973/74 ungefähr 300 m NE der hier vorgestellten Forschungsbohrung niedergebracht wurde (Tagebuch-Nr. 305-2506/73 des HLUG), vermittelt leider keine nachprüfbaren Daten, da der Schwarzpelit nicht erkannt bzw. im Schichtenverzeichnis nicht ausgezeichnet wurde; das Kernmaterial ist zudem verloren gegangen.

Danksagung: Für die Erlaubnis, die Forschungsbohrung auf dem Firmengelände durchführen zu können, wird der Firma J. Schäfer, Waldbrunn-Hausen, freundlich gedankt. Herrn Dr. H. Rittweger, danken wir für die Vermittlung zur Fa. Schäfer. Herrn R. Heimberger (früher Przyrowski, damals HLUG) danken wir für die technische Betreuung der Forschungsbohrung C03/BK6. Für Hilfestellung bei der Kühlung der Bohrkerne ist dem Forschungsinstitut Senckenberg (Frankfurt am Main) sehr zu danken (Herr U. Becker), ebenso für die Bearbeitungsmöglichkeit des Kernmaterials in der Messeler Forschungsstation Grube Messel (Dr. F.-J. Harms).

linger Horst, Eozän, Messel-Formation, Süd-Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **128**: 29–82, 6 Abb., 8 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.

- FELDER, M., WEIDENFELLER, M. & WUTTKE, M. (1998): Lithologische Beschreibung einer Forschungsbohrung im Zentrum des oberoligozänen, vulkano-lakustrinen Beckens von Enspel/Westerwald (Bundesrepublik Deutschland/Rheinland-Pfalz). – Mainzer geowiss. Mitt., 27: 101–136, 4 Abb., 3 Taf.; Mainz.
- GAUPP, R. & WILKE, A. (1998): Zur Sedimentologie der oberoligozänen Seesedimente von Enspel/Westerwald. – Hallesches Jb. Geowiss.,
 B 20: 97–118, 33 Abb., 2 Tab.; Halle (Saale).
- JANZ, M. (2005): Geologische Kartierung im Raum Dornburg/Westerwald. – Unveröff. Diplomkartierung und Bericht; Univ. Mainz.

- KELLER, T. (2005): Erdgeschichtszeugen unter erkalteter Lava: Bericht über eine Pilotgrabung. – Hessen-Archäologie, 2004: 21–24, 6 Abb.; Stuttgart.
- McCALPIN, J.P. (1996): Paleoseismology. XX, 588 p., div. figs. and tabs.; San Diego (Acad. Press).
- NICKEL, B. & WILDE, V. (in Vorber.): Mikrofloristische, palynofazielle und palynostratigraphische Untersuchungen an der Bohrung Elbtal-Elbgrund im Westerwald. – Geol. Jb. Hessen, **138**; Wiesbaden.
- PIRRUNG, M. (1998): Zur Entstehung isolierter alttertiärer Seesedimente in zentraleuropäischen Vulkanfeldern. – Mainz Naturwiss. Arch., Beih. 20: 1–117, 26 Abb., 10 Taf., 17 Tab.; Mainz.
- PIRRUNG, M., BÜCHEL, G. & JACOBY, W. (2001): The Tertiary volcanic basins of Eckfeld, Enspel and Messel (Germany). – Z. dt. geol. Ges., 152: 27–59, 7 figs.; Hannover.
- PIRRUNG, M., BÜCHEL, G., LORENZ, V. & TREUTLER, H.-C. (2008): Posteruptive development of the Ukinrek East Maar since its eruption in 1977 A.D. in the periglacial area of south-west Alaska. – Sedimentology, **55**: 305–334, 13 figs., 4 tabs.; Oxford.

- RITTWEGER, H. (2000): Ein sensationeller Fund. Neue tertiäre Fossillagerstätte im Westerwald entdeckt. – Der Westerwald, **93** (4): 157; Montabaur.
- SCHINDLER, T. & WUTTKE, M. (2009): Geology and limnology of the Enspel Formation (Chattian, Oligocene; Westerwald, Germany). – Palaeobio., Palaeoenv., 90: 21–27, 3 figs.; Berlin.
- STREB, A. (2005): Diplomkartierbericht "Elbtal-Westerwald". Unveröff. Diplomkartierung und Bericht der Univ. Mainz: 67 S.; Mainz.
- SUHR, P. & GOTH, K. (1996): Erster Nachweis tertiärer Maare in Sachsen. – Zbl. Geol. Paläont., I, 1995: 363–374; Stuttgart.
- SUHR, P. & GOTH, K. (1999): Maare in Sachsen als Zeugen explosiven Vulkanismus im Tertiär. – Veröff. Museum für Naturkunde Chemnitz, 22: 5–20, 25 Abb.; Chemnitz.
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. X, 265 S., 219 Abb., 20 Tab.; Stuttgart (Enke).
- WALTER, R. (1992): Geologie von Mitteleuropa. 5. Aufl., IX, 561 S., 12 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

Manuskript eingegangen am 19.4.2011, angenommen am 20.5.2011.

6 Anhang: Lithologische Bohrkernbeschreibung

Die lithologische Beschreibung der **Bohrung Elbtal-Elbgrund C03/BK6** erfolgte ausschließlich auf makroskopischem Weg bei natürlichem Licht; Farbansprache nach der Munsell Color Charts.

Zum Verständnis der Profilbeschreibung noch einige Anmerkungen vorweg:

Schichten fallen, wenn nicht gesondert erwähnt mit $0-5^{\circ}$ ein. Der Schwarzpelit ist insgesamt relativ hart und stets siltigtonig. Steht bei Schwarzpelit sandig, so enthält dieser immer sandgroße Extraklasten. Eine Gradierung flaseriger Laminen und Schichten ist, wenn sie auftritt, stets auf die obersten 0,1-1 cm beschränkt.

Die Einteilung der Schichtmächtigkeiten wurde wie folgt vorgenommen (TUCKER 1985):

Feinlamine: < 0,4 cm, Lamine: 0,4–0,7 cm, Groblamine 0,7–1 cm, Feinschicht: 1-10 cm.

Die Mächtigkeiten der Laminen wurden jeweils geschätzt. Siderit- und rotbraune Laminen sind, wenn nicht gesondert erwähnt, immer dünner als 1-2 mm.

Klasten, die nur mit Farbe angesprochen werden, können nicht zweifelsfrei zugeordnet werden.

Mit dem Begriff Lapilli werden immer juvenile, basaltische Lapilli beschrieben. Diese sind zum überwiegenden Teil rund und arm an Blasen.

Teufe bis [m]	Schichtenfolge
0-8,00	Basalt, dunkelgrau [N2]
-8,05	Basalt, dunkelgrau [N2], zerbohrt
-8,30	Schwarzpelit, sehr dunkel rötlich lila [SRP 1,7/1], nach unten etwas heller, gefrittet, kleinstückig bis zerbohrt (weich)
-8,32	Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 3/1], gefrittet, weich
-8,53	Schwarzpelit, sehr dunkel rötlich lila [5RP 1,7/1], kleinstückig, gefrittet; bei 8,50 m: stärker sandige Laminen
-8,63	Silt bis Ton, sandig, hell graugelb [2,5Y 5–6/2], der Sand ist zu Ton alteriert, mit flaserigen Schwarzpelitklasten bis 7 cm, entweder braungrau [2,5Y 3–4/1] und laminiert oder sehr dunkel rötlich lila [5RP 1,7/1], in der unteren Hälfte nur dunkle Schwarzpelitklasten; Untergrenze flaserig, vermutlich erosiv
-9,75	Schwarzpelit, sehr dunkel rötlich lila [5RP 1,7/1], soweit erkennbar flaserig, zerbohrt bis stückig; unter 9,00 m: nur selten, in bis zu 6 cm langen Abschnitten kleinstückig; bei 8,72 m und 8,95 m: mehrere bis zu 1 cm lange, gelblichgraue Tonlinsen, [2,5Y 6/1]; bei 9,53 m: hell gelblichgraue, unregelmäßige, flaserige, siltig-feinsandige Feinlamine bis maximal 1 mm Mächtigkeit, deren Dicke schwankt; Einfallen 15°
-9,80	Silt, feinsandig, tonig, gelblich braun [2,5Y 5/3]; Ober- und Untergrenze leicht wellig

- -10,13 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], soweit erkennbar massig bis flaserig; 9,84–9,85 m: kleinstückig; 9,90–9,92 m und 10,10 m: zerbohrt
- -10,18 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], etwas flaserig, weich; 10,13-10,17 m: Rutschungsstruktur
- -10,20 Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 3/1], etwas unregelmäßig laminiert
- -10,24 Schwarzpelit, relativ stark feinsandig, braunschwarz [2,5Y 3/1], oben und unten zerbohrt, an der Basis helle Linsen (Nachfall?)
- -10,50 auf einer Seite vorwiegend Schwarzpelit, braunschwarz [2,5 3/1], auf der anderen Silt, feinsandig, tonig: gelblichbraun [2,5Y 5–6/2] und Schwarzpelitklasten in graugelben Schlieren; Rutschungsstrukturen, z.T. stückig
- -10,56 Schwarzpelit, wirkt kohlig, braunschwarz [2,5Y 3/1], mit Toninjektion, grau, sowie Tonlinsen, kleinstückig bis zerbohrt
- -10,61 Silt bis Ton, fein- bis mittelsandig, gelblichgrau [5GY 5-6/1], schlierig bis schlierig laminiert, schwach feinsandig, an der Basis 1 cm gradiert, hell gelblichgrau [5GY 6-7/1]; Untergrenze leicht wellig, 0,5 cm Versatz an der Untergrenze
- -10,78 Schwarzpelit, flaserig laminiert, mit senkrechter Injektion, 0,5 cm Versatz, der nach unten aufhört; unter 10,65 m: stückig und eher massig; über 10,63 m: braunschwarz [2,5Y 3/1]; unter 10,63 m: dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]; 10,63–10,66 m: dunkelbraungelb [2,5Y 4/2], mit gelblichen Linsen, flaserig laminiert; Untergrenze wellig
- -10,80 Feinsand, siltig-tonig, tuffitisch, hart, sehr dunkelgrau [N2], an der Basis eine, am Top zwei wellige Feinlaminen (1 mm), etwas heller grau, insgesamt schlierig
- -10,89 Schwarzpelit, sehr dunkel braunschwarz [2,5Y 1,7/1], laminiert, kleinstückig
- -10,96 Silt bis Ton, gelblichbraun [2,5Y 2–3/4–5], die obersten 4 cm eher grau, fein geschichtet, teilweise flaserig, mit langen, gelben Linsen, die weniger als 1 mm dick sind; Injektion ca. 20° einfallend; unter 10,92 m: mit Injektion, grau, unregelmäßig wolkig, 80–90° einfallend, kleinstückig
- -11,00 Schwarzpelit, kohlig, braunschwarz [2,5Y 3/1], weich; Toninjektion, grau, unregelmäßig wolkig, oben ca. 80° einfallend, unten mehr oder weniger schichtparallel
- -11,21 Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 3/1], der oberste Millimeter ist etwas gelblicher [2,5Y 6/3], z.T. stückig bis zerbohrt; 11,12–11,15 m: Injektion, ca. 0,5 cm breit, Silt bis Ton, fein- bis mittelsandig, gelblichgrau [2,5Y 6/1], 80° einfallend, fängt mehr oder weniger unvermittelt an, in den Schichten darüber und darunter nur als dünne unregelmäßige Linien erkennbar; Untergrenze kleinstückig
- -11,25 Silt bis Ton, feinsandig, gelblichgrau [5GY 4–5/1], relativ hart, oben 1 cm stückig; **darunter:** kleinstückig, soweit erkennbar mit feinkiesgroßen Schwarzpelitklasten, die untersten 2 mm sind deutlich dunkler
- -11,20 Silt bis Ton, gelblichgrau [2,5Y 5/1]; **11,28–11,29 m:** stückig; insgesamt mit Injektion von grauem, feinsandigem Silt bis Ton, die maximal etwa 2 cm Breite erreicht und bis 11,47 m weitergeht; Untergrenze 4 cm Versatz
- -11,31 Schwarzpelit, schwach feinsandig, gradiert?, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1] und grünlichgrau [5GY 4/1], an Top und Basis leicht wellige, gelblichgraue Feinlaminen
- -11,35 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], die obersten 2 mm etwas heller, eine Lage ist kleinstückig
- -11,36 0,3 cm Silt, feinsandig, gelblichgrau, wellig; darunter: 1 mm Schwarzpelit, sandig, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], laminiert; darunter: Schwarzpelit, relativ stark feinsandig, massig, an der Basis mit Linsen von grünlichgrauem [5GY 4/1] Sand, dadurch gradiert; an der Basis: 1 mm siltige, gelblichgraue, leicht wellige Feinlamine
- -11,52 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], mit einigen helleren Feinlaminen; unter 11,47 m: Injektion bildet eine dünne ca. 75° einfallende Linie; 11,47–11,48 m: gelblichgrau [2,5Y 4/1], fein laminiert, mit Sand-linsen von 1–2 mm Länge; Untergrenze unregelmäßig
- -11,53 Sand, tonig alteriert, mattgelb [2,5Y 6/3], teilweise eher braun, mit relativ dicken Schwarzpelitklasten bis 1,5 cm Länge; Untergrenze leicht wellig
- -11,55 Wechsel von Schwarzpelit-, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1 und wenigen gelblichgrauen [2,5Y 5/1], siltigen Feinlaminen bis Laminen, teilweise leicht flaserig
- -11,78 Schwarzpelit, relativ stark feinsandig; dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], laminiert oder linsig, mit zwei schwarzen Klasten, vermutlich organisches Material; 11,61–11,62 m; 11,62–11,63 m; 11,67–11,68 m: teilweise zerbohrt; unter 11,72 m: Injektion von grauem Fein- bis Mittelsand, siltig-tonig, 45–90° einfallend
- -11,80 Silt, tonig-feinsandig, dunkel gelblichgrau [2,5Y 4/1], drei Laminen, die beiden unteren etwas stärker sandig, unregelmäßig; die Injektion verspringt hier (0,7 cm breit)
- -11,81 Wechsel von Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], schlierig und Sand, siltig-tonig, dunkel gelblichgrau

[2,5Y 4/1], fein laminiert, die mittlere Lamine ist grau, mit schlierigen, feinkiesgroßen Schwarzpelitklasten, eine Feinlamine ist gradiert; die Injektion geht weiter (0,5-0,7 cm breit)

- -11,92 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], massig; Injektion, siltig, grau, 1 cm breit, verspringt wieder
- -11,93 Silt, tonig, feinsandig, dunkel gelblichgrau [2,5Y 4/1]; Obergrenze flaserig; Injektion geht weiter
- -11,96 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], mit dunklen und grauen Schlieren bis Flasern; Untergrenze flaserig, Injektion geht weiter
- -12,00 Sand, siltig-tonig, gradiert zu Silt, tonig, mit Schwarzpelitklasten bis Grobkiesgröße (1,5 cm), dunkel gelblichgrau [2,5Y 4/1]; die Injektion geht weiter und biegt auf ca. 25° um
- -12,10 Sand, siltig-tonig, tuffitisch, schlackig, sehr hart, gradiert zu Schwarzpelit, fein bis mittelsandig, braunschwarz [2,5Y 3/1], mit Schlieren, die rundliche, hellgraue Klasten bis 0,5 cm enthalten
- -12,17 Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 3/1], lagenweise zerbohrt; bei 12,14 m und 12,17 m: graubraune, sandigtonige bis 4 mm dicke Laminen
- -12,26 Grobsand, sehr hart, dunkelgrau [N2], gradiert, zu Silt, feinsandig, überdeckt von gelblichgrauer 0,5 mm mäch tiger Lamine; unter 12,24 m: schlierig-flaserig, laminiert mit einer etwas feinkörnigeren, unregelmäßig grauen Lamine
- -12,29 Sand, bis Mittelsand, siltig-tonig, grau [N5–6], laminiert bis grob laminiert, die oberste Lamine mit grobsandgroßen, rundlichen, schwarzen Klasten
- -12,40 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], teilweise leicht gelblich, laminiert bis fein laminiert; bei 12,38 m: gelblich graue Lamine
- -12,42 Silt, feinsandig und Feinsand, siltig, dunkelgrau [N4], undeutlich flaserig laminiert, die obersten 2 mm sind feinkörniger und dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]; Untergrenze leicht wellig
- -12,43 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]
- -12,50 Feinsand, siltig-tonig, olivgrau [2,5GY 6/1], schlierig-flaserig, gradiert zu Silt, feinsandig, tonig, grau, mit Sandschlieren und Schwarzpelitklasten; über 12,46 m: mit dünnen Schwarzpelitklasten bis 0,5 cm Länge, der oberste Zentimeter ist relativ hell mit Schwarzpelitklasten und einer flaserigen Lage von Schwarzpelit, schwach kalzitisch; darüber: 2 mm dicke, wellige, gelbliche Lamine
- -12,51 Silt, feinsandig, gradiert zu Silt bis Ton, gelblich bis gelblichbraun, kalzitisch
- -12,53 Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 2–3/1], laminiert, mit grauer Feinlamine, kleinstückig
- -12,64 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], mit wenigen Schwarzpelitklasten bis Grobkiesgröße (maximal 3 cm lang), durch die Größe der Schwarzpelitklasten gradiert; über 12,58 m: mit grauen, feinsandigen Silt-schlieren; über 12,55 m: hellgrau [N6], sehr dunkle und wieder größere Schwarzpelitklasten; oberster Zentimeter: ohne Schwarzpelitklasten, mit grobsandgroßen roten Aschen, gradiert zu Silt, feinsandig
- -12,67 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]; Untergrenze unregelmäßig
- -12,70 Sand, siltig-tonig, olivschwarz [10Y 3/1], hart, etwas schlackig, mit feinkiesgroßen Aschen; Untergrenze unregelmäßig
- -12,73 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], teilweise kleinstückig; an der Untergrenze 1 mm rötlichbraun
- -12,75 Sand, siltig-tonig, gradiert zu Silt bis Ton, schwach sandig, schlierig-flaserig, grau [7,5Y 4/1]
- -12,88 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], undeutlich laminiert; **bei 12,86 m:** graue, mittel- bis grobkiesgroße, langgestreckte Linse aus siltigem Sand, mit Klasten bis Feinkiesgröße; **bei 12,81 m:** teilweise zerbohrt
- -12,89 Sand, gradiert zu Silt bis Ton, dunkelgrau [N3]
- -12,90 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], mit einer grauen Feinlamine
- -12,95 Sand, bis Grobsand, gradiert zu Sand, siltig-tonig, im obersten Zentimeter wieder etwas gröber, mit feinkiesgroßen Schwarzpelitklasten, olivgrau [10Y 3–4/1]
- -13,02 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], Taschen von Schwarzpelit greifen in die unterlagernde Schicht; oberhalb 13,00 m: kleinstückig
- -13,04 Ton, siltig, stark sandig, graugelb [2,5Y 6/2], schlierig
- -13,07 Silt bis Ton, olivgelb [7,5Y 6–7/3], hart, auf einer Seite weich; Untergrenze gebogen
- -13,10 Schwarzpelit, dunkel braunschwarze [2,5Y 2/1] und olivgelbe [7,5Y 6–7/3] Feinlaminen, zum Teil mit Schwarzpelitklasten bis Feinkiesgröße, teilweise etwas flaserig, Laminen gebogen; Einfallen ca. 5–10°; Entwässerungsstruktur
- -13,12 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], zerbohrt; Untergrenze nicht erkennbar
- -13,14 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], schlierig, in der Mitte sandig; Untergrenze gebogen, erosiv?, wird

zu einer Seite geringmächtiger

- -14,01 Silt bis Ton; dunkelgraugelb [2,5Y 4/2], schlierig, mit wenigen, (ca. 5–10 %) Intraklasten von Silt und Schwarzpelit, dünn, bis 4 cm Länge, insgesamt unterschiedlich gradiert; bis 13,22 m: mit heller grauen Siltschlieren und wenigen Schwarzpelitklasten; darunter: nur noch Schwarzpelitklasten; 13,32–13,58 m: Schwarzpelitklasten bis 3 cm, sonst kleiner, meist dünn; bei 13,55 m: ein mittelkiesgroßer Schwarzpelitklast, flaserig, die Schwarzpelitklasten fallen 5–10° ein; bei 13,60 m: Schlieren; unter 13,66 m: 2–5 % Schwarzpelitklasten; unter 13,94 m: Silt, sandig, feinkiesig, durch die Korngröße von Aschen und wenigen Lapilli bis 1 cm, meist aber deutlich kleiner, gradiert, die Lapilli sind meist rundlich und blasenarm, wenige roten Schlacken, grobsandgroß, der Lapillianteil beträgt ca. 30–40 %
- -14,06 Schwarzpelit, sandig, grauolivfarben [7,5Y 4/2], mit Schwarzpelitklasten bis Feinkiesgröße, der oberste Zentimeter mit grauen Linsen bis Mittelkiesgröße; Untergrenze wellig
- -14,08 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], etwas schlierig
- -14,09 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], zerbohrt
- -14,11 Sand, siltig-tonig, olivgrau [7,5Y 3–4/2], drei gradierte Laminen, die oberste ist mehr als 1 cm mächtig, die beiden unteren sind Feinlaminen; Untergrenze undeutlich
- -14,13 Schwarzpelit, grobsandig (nahe Basis), dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], im obersten Zentimeter mit zwei flaserigen, grauen Feinsandlaminen, unten leicht orangefarben
- -14,15 unten 0,5 cm Sand bis Grobsand, siltig-tonig; **darüber:** Ton, grobsandig, mit roten und grauen Klasten, zerbohrt, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]; Untergrenze leicht gebogen
- -14,18 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], teilweise schlierig; Untergrenze unregelmäßig
- -14,60 Tuff(it), Silt, tonig, dunkelgrau [N1–2], mit Aschen und unregelmäßigen Lapilli, wo erkennbar blasenarm, mit wenigen rötlichen Aschen, korngestützt, nach unten teilweise matrixgestützt, stückig bis kleinstückig; Untergrenze wellig
- -14,64 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], etwas schlierig
- -14,68 Silt, tonig, feinsandig, grauolivfarben [2,5Y 6–7/2], zerbohrt bis kleinstückig
- -15,00 Schwarzpelit, fein- bis mittelsandig, dunkelolivfarben [2,5Y 3/3], mit Schwarzpelitklasten von Mittel- bis Grobkiesgröße und teilweise mit stärker hellgrauen Schlieren, nach oben mehr Schwarzpelitklasten
- -15,16 Silt, feinsandig, gradiert zu Silt bis Ton, sandig, schlierig, an der Basis 2 mm Sand, mit grauen und schwarzen Lapilli bis Feinkiesgröße, grauolivfarben [7,5Y 4–5/1]; Untergrenze wellig
- -15,19 0,5 cm gradiert von Sand zu Silt bis Ton; darunter: 0,6 mm gradiert von Silt, sandig, zu Silt bis Ton, schwach sandig; darunter: Wechsel von gradierten Feinschichten (von Sand zu Sand, siltig-tonig) sowie undeutlichen, siltig-tonigen Laminen, insgesamt grauolivfarben [7,5Y 4–5/1]; Untergrenze wellig
- -15,22 Tuffit: Grobsand bis Feinkies, grauolivfarben [7,5Y 3–4/1], mit meist grauen, blasige und sehr wenige rotbraune Aschen, die obersten 2 mm nur bis Grobsand; **darunter:** 2 mm Silt, feinsandig, grau; Untergrenze leicht wellig
- -15,40 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], fein laminiert, mit wenigen grauen Feinlaminen
- -15,41 Silt bis Ton, feinsandig, hart, grau [7,5Y 5/1], stückig; Untergrenze flachwellig, gebogen
- -15,42 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], teilweise kleinstückig; Untergrenze flachwellig
- -15,45 2 Schichten, Silt, feinsandig, grau [7,5Y 5/1], teilweise undeutlich laminiert; die untere Schicht ist zu Schwarzpelit gradiert; dazwischen bei 15,44 m: 2 mm hellgrauer Silt
- -15,48 Schwarzpelit, schwach sandig, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], flaserig; **bei 15,47 m:** mit einem feinkiesgroßen Lapillus; Untergrenze erosiv
- -15,50 0,3 cm Sand, gelblich; darunter: 0,3 cm Feinsand, siltig-tonig, gradiert zu Silt bis Ton, hell gelblichgrau [7,5Y 7/2], schwach kalzitisch; darunter: 0,5 cm Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]; darunter 1 bis 5 cm wellige Lamine, hell gelblichgrau [7,5Y 7/2], oben teilweise Sand, blasig wirkend, mit Schwarzpelitklasten, untere Hälfte Silt bis Ton; darunter: 0,5 cm Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], unregelmäßig; Untergrenze flaserig
- -15,59 Sand, bis Grobsand, gelblichgrau [2,5Y 5/1], gradiert zu Sand mit 60–70 % Schwarzpelitklasten bis Mittel-(Grob-)kiesgröße, meist kleiner als 2 cm; 15,56–15,57 m: Schwarzpelit, vermutlich Klast; darunter: Grobsand ohne Schwarzpelitklasten, an der Basis in einer Linse grobsand- bis feinkiesgroße Aschen; Untergrenze leicht wellig
- -15,62 Sand, stark feinkiesig, mit vielen Aschen, aber nicht korngestützt, gradiert zu Sand, siltig, gelblichgrau [2,5Y 6/1];
 darunter: 2 mm Silt, tonig, grau

- -15,70 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], undeutlich fein laminiert, mit einer aus Sideritlinsen bestehenden und einer dünnen, welligen Sideritlamine, deren Mächtigkeit schwankt; 15,66–15,67 m: Silt bis Ton, feinsandig, gelblichgrau, [2,5Y 5/1], Siderit?; unter 15,67 m: mit etwas helleren, grobsandgroßen Linsen
- -15,71 Feinsand, siltig-tonig, gelblichgrau [2,5Y 5/1]
- -15,73 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]; Untergrenze erosiv
- -15,80 Tuffit: Sand, bis Grobsand, stark feinkiesig, siltig-tonig und Silt bis Ton, schlierig, grau [7,5Y 5/1]
- -15,89 Schwarzpelit, fein- bis mittelsandig, braungrau [2,5Y 3-4/1], mit Schwarzpelitklasten bis 3 cm Länge, etwas schlierig; Untergrenze flach wellig, erosiv
- -15,90 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]
- -15,91 Sand, siltig-tonig, braungrau [2,5Y 4/1], mit feinkiesgroßen Schwarzpelitklasten, oben durch gelblichgraue Feinlamine abgegrenzt
- -15,96 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], laminiert bis flaserig; Untergrenze flaserig
- -15,98 Feinsand, siltig-tonig, grau [7,5Y 6/1], massig, unten 1 mm stückig
- -16,00 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], kleinstückig
- -16,50 Schwarzpelit, feinsandig, grau [7,5Y 6/1], in den obersten 20 cm mit ca. 30–50 % Schwarzpelitklasten bis 5 cm; **unter 16,22 m:** schlierig, mit kleinen oder ohne Schwarzpelitklasten; **16,10–16,30 m:** stückig bis grobstückig
- -16,63 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], unten mit einigen flaserigen Siderit?laminen, kleinstückig, ein großes Stück ist flaserig
- -16,66 Silt, tonig-feinsandig und Sand, grau [7,5Y 5/1] und [7,5Y 4/1], fein geschichtet bis laminiert; über 16,64 m: Silt, tonig, stark feinsandig, mit Aschen; über 16,65 m: Sand, bis Grobsand, siltig-tonig, schlackig; darunter: 2 grobe Aschenlaminen und 2 Feinlaminen; darunter: 2 Groblaminen, gradiert von Grobsand, feinkiesig, zu Silt bis Ton; Einfallen 15° durch Bohrungsvorgang
- -16,69 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], mit Sideritlinsen, kleinstückig
- -16,70 Sand, siltig-tonig, gradiert zu Silt bis Ton, stark sandig, gelblichgrau [7,5Y 4/1]; Untergrenze unregelmäßig
- -16,76 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]; bei 16,74 m: Sandfeinlamine, unregelmäßig
- -16,79 3 Feinschichten bis Groblaminen, gradiert von Sand zu Feinsand, siltig-tonig, die oberen zwei bis Grobsand; die oberste Lamine ist erosiv, grau [7,5Y 4/1]
- -16,89 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], laminiert; 16,80–16,81 und 16,82–16,85 m: Sideritlaminen aus Linsen; bei 16,86 m (4 mm); 16,87 m (1–2 mm) und 16,88 (1 mm): graue Laminen bis Feinlaminen, teilweise gradiert von Feinsand, siltig-tonig, zu Silt bis Ton
- -16,91 oben und unten Sand, siltig-tonig, grau [7,5Y 4/1], in der Mitte Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], mit Sandlinsen (kleiner 0,4 mm) und einer Sandfeinlamine, die obere Sandlamine enthält eine Grobsand Feinlamine; die untere ist gradiert; Injektion und Entwässerungsstruktur
- -16,95 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], grob laminiert, mit einer oder mehreren grauen Laminen (2–3 mm), teilweise kleinstückig
- -17,19 Schwarzpelit, fein- bis mittelsandig, braunschwarz [2,5Y 3/1], schlierig, mit Schwarzpelitklasten bis 3 bzw. 5 cm; unter 17,00 m: Silt bis Ton, feinsandig, Sand, siltig-tonig und Silt, schlierig-flaserig, mit wenigen Schwarzpelitklasten bis 2 cm; unter 17,14 m: mit Schwarzpelitlaminen, die das Sediment mehr oder weniger unregelmäßig durchziehen; bei 17,17 m: Schwarzpelitlinse, lang und dünn; 17,17–17,85 m: Sandgroblamine, grau [2,5Y 5/1]; Untergrenze erosiv
- -17,21 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], mit wenigen kleinen Sandlinsen; **bei 17,20 m:** 3 mm Lamine, gradiert von Feinsand, siltig-tonig, zu Silt bis Ton, grau [7,5Y 5/1]
- -17,22 0,5 cm Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 3/1]; darunter: Silt, tonig-feinsandig, grau [7,5Y 5/1]
- -17,28 Schwarzpelit, laminiert, teilweise flaserig; 17,23–17,24 m: viele Sideritlaminen, die eine grobkiesgroße Linse bilden; 17,26 m: 0,8 cm große Sandlinse; 17,27 m: 0,5 cm Feinsand, siltig-tonig, grau
- -17,30 1 cm Silt bis Ton, feinsandig, gelblichgrau [2,5Y 4/1], zerbohrt; darunter: 0,2–0,3 cm Silt bis Ton, grau
- -17,45 Schwarzpelit. schwach feinsandig, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], laminiert, mit wenigen hellen Feinlaminen, meist stückig bis zerbohrt
- -17,47 1 cm Silt bis Ton, sehr schwach feinsandig, zerbohrt?; **darunter** 0,5 cm Silt bis Ton, feinsandig, grau [2,5Y 6/1], hart
- -17,56 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], massig bis flaserig laminiert; **bei 17,51 m:** grobkiesgroße Linse aus Sideritlinsen; **17,53–17,54 m:** zerbohrt

- -17,59 Sand, siltig-tonig, Silt bis Ton, sandig und Silt, schwach feinsandig, gelblichgrau [2,5Y 5/1] und dunkel gelblichgrau [2,5Y 4/1], laminiert bis grob laminiert, an der Basis 2 mm Schwarzpelit
- -17,61 Fein bis Mittelsand, siltig-tonig, braunschwarz [2,5Y 3/1], massig
- -17,79 3 Feinlaminen, grau [7,5Y 4/1] und braunschwarz [2,5Y 3/1], unregelmäßig; darunter: Sand, siltig, gelblichgrau [2,5Y 4–5/1], nahe der Untergrenze schlierig, gradiert über Sand, mit Rutschungsstruktur, zu Silt bis Ton, sehr schwach feinsandig, schlierig-flaserig; 17,65–17,66 m: Schwarzpelit?klast
- -17,88 Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 3/1], mit grauen Feinlaminen etwa in der Mitte, kleinstückig, unten ca.1 cm zerbohrt
- -17,90 Mittel- bis Feinsand, siltig-tonig, gradiert zu Silt bis Ton, feinsandig, gelblichgrau [2,5Y 5/1]
- -17,91 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], an der Basis mit Sideritlinsen; Untergrenze etwas wellig
- -17,93 Silt, fein- bis mittelsandig; 0,5 cm braunschwarz [2,5Y 2-3/1], nach oben gradueller Wechsel zu orangegelb [2,5Y 6/3]
- -18,00 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]; **17,96–17,99 m:** feinsandig, flaserig laminiert, zerbohrt; **darunter:** kleinstückig
- -18,18 Silt (Tuffit?), sandig, feinkiesig, grau [7,5Y 4/1], mit runden grauen, dunkelgrauen und rotbraunen Klasten, stückig, soweit erkennbar gradiert
- -18,33 Schwarzpelit, sandig bis schwach feinkiesig, dunkel braunschwarz [2,5Y 2–3/1], mit Sandlinsen bis 1,5 cm, flaserig laminiert, grobstückig
- -18,51 Sand bis Silt, feinkiesig, grau [2,5Y 4/1], mit hellgrauen, dunkelgrauen (bis 0,6 cm) und wenigen rotbraunen Klasten; bei 18,47 m: Schwarzpelitklasten, dunkelgraugelb [2,5Y 4/2] 3 cm lang, 2 cm dick
- -18,54 Zwei Groblaminen, die obere ist gradiert von Silt, feinsandig, zu Silt bis Ton, unten hell-, oben 0,3 cm dunkelgrau [7,5Y 4–5/1]
- -18,60 Sand (Tuffit), siltig-tonig, stark feinkiesig, grau [2,5Y 4–5/1], schlecht sortiert, undeutlich gradiert, an der Basis mit grobkiesgroßen, grauen Siltlinsen, korngestützt; erosiv
- -18,83 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], mit grauen Sandlinsen, stückig und ca. 50% Kernverlust
- -19,00 Sand, feinkiesig, dunkelgrau [N2], gradiert über Silt, feinsandig, mit Sandlinse, runden 0,5 cm großen, grauen Klasten, (Lapilli, blasig), über Silt, tonig-feinsandig, schlierig, mit wenigen, langen, dünnen Schwarzpelitklasten, zu Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]
- -19,13 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], laminiert; **unter 19,06 m:** Sand- bis Sand, feinkiesig (Schwarzpelitklasten) in wenigen Laminen und Linsen bis 2 mm Dicke
- -19,15 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], flaserig, mit vielen Sideritlinsen
- -20,38 Silt, sandig, feinkiesig, olivgrau [5Y 3–4/1], schlecht sortiert, die Matrix ist gradiert, teilweise stückig, Teile fehlen; über 19,30 m: schlierig-flaserig, mit dunklen und gelblichen Klasten; 19,35–19,43 m: 2 grobkiesgroße Basaltklasten (bis 5 cm); unter 19,30 m: mit grobkiesgroßen Schwarzpelitklasten, die teilweise Siderit enthalten (im Kern); unter 19,50 m: Sand, stark feinkiesig, siltig-tonig und Silt, feinsandig, mit Aschen sowie Schwarzpelitklasten bis Blockgröße; bei 19,70 m: mehr als kernbreite, 2 cm dicke Linse von Sand; Harnisch; unter 20,00 m: Silt, feinsandig und Silt, sandig, schlierig-flaserig, Schwarzpelitklasten außer einem nur noch grobkiesgroß, graugelb [2,5Y 6/2]; 20,23–20,25 m: Schwarzpelitklast, braunschwarz [2,5Y 3/2], laminiert; darunter: Silt, sandig, feinkiesig, gradiert zu Silt, feinsandig, mit wenigen Schwarzpelitklasten bis 2 cm Länge
- -20,43 Schwarzpelit, feinsandig, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], laminiert
- -20,44 Fein- bis Mittelsand, siltig-tonig, gelblichgrau [2,5Y 4/1], mit Schwarzpelitklasten bis Mittelkiesgröße und grobsandgroßen Extraklasten
- -20,70 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], mit wenigen Sandfeinlaminen, laminiert bis flaserig laminiert, teilweise stückig; **20,66–20,67 m:** wenige flaserige Sideritlaminen
- -20,78 Feinsand, siltig-tonig, Resediment bestehend aus drei flaserigen Lagen, die an der Untergrenze jeweils grau (1-2 cm) und nach oben dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1] sind, mit Schwarzpelitklasten bis 3 cm und einer Schwarzpelitlamine; Untergrenze leicht uneben
- -21,01 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], teilweise mit Sideritlinsen und dünnen Sideritlaminen, sowie Silt, feinsandig, grau, stückig, im untersten Zentimeter laminiert, mit Sideritlamine
- -21,03 2 mm Silt, feinsandig, grau [5Y 5/1]; darunter: Silt, schwach feinsandig, in der Mitte mit Schwarzpelitflasern
- -21,05 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], massig
- -21,10 Schwarzpelit, siltig-tonig, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], massig und Sand, siltig-tonig, grau [2,5Y 4-5/1],

laminiert bis grob laminiert, teilweise gradiert

- -21,17 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], oben mit Sideritlinsen, nach unten mit mittelkiesgroßem, ovalen Sand- bis Feinkieslinsen, nahe der Basis eine 0,5 cm dicke, stärker graue Lamine; Einfallen 10°
- -21,18 Fein- bis Mittelsand, siltig-tonig, braunschwarz [2,5Y 3/1], gradiert; Untergrenze leicht wellig;, Einfallen 5-10°
- -21,21 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], massig
- -21,22 Mittelsand, siltig-tonig und Silt bis Ton, braunschwarz [2,5Y 3/1], laminiert
- -21,44 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1] und Silt, gelblichgrau [2,5Y 4/1], feinsandig, mit Schwarzpelitklasten, stückig und ca. 40 % Verlust
- -25,50 Sand, feinkiesig, siltig, grobstückig, durch Schwarzpelitklasten bis Grobkiesgröße invers gradiert; 21,70–22,00 m: ohne Schwarzpelitklasten; unter 21,90 m: Fein- bis Mittelsand, siltig-tonig, schlierig, grau [2,5Y 4-5/1]; 22,00-22,02 m: Schwarzpelitklasten bis 2 cm; 22,02–22,15 m: kaum Schwarzpelitklasten bis 1 cm; 22,15–22,42 m: viele Schwarzpelitklasten oder Lagen bis Bockgröße; 22,20-22,22 m: stärker sandig; 22,42-22,53 m: Schwarzpelitklasten bis 1.5 cm; 22,52–22,60 m: kaum Schwarzpelitklasten; bei 22,54 m: gelbliche Sandlinse; unter 22,60 m: schwach feinkiesig, durch die Schwarzpelitklasten (bis Grobkiesgröße) gradiert, überdeckt von hellgrauer [2,5Y 7/1] Lamine; unter 23,00 m: Schwarzpelitklasten, bis Grobkiesgröße, Anteil und Größe schwanken; zusätzlich Linsen von Sand, siltig-tonig, grau oder schwarzpelitfarben; 24,50-24,64 m: Schwarzpelit(klasten), korngestützt, grobkiesgroß, dazwischen Sandlinsen, grobstückig, teils Kernverlust; 24,61-24,62 m: ovale Linse: Feinsand, siltig, grau; 24,64-24,69 m: ca. 50-60 % Schwarzpelitlaminen oder -klasten bis Mittelkiesgröße und feinsandiger Silt, in Schlieren angereichert; 24,69-24,78 m: Schwarzpelit, undeutlich laminiert, etwas flaserig, unregelmäßige Ober- und Untergrenze, (Klast); darunter: Silt, feinsandig, mit wenigen Schwarzpelitklasten bis Mittelkies-, selten auch Blockgröße; 25,22 m: Sandinjektion, grau, über Kernbreite und ca. 1,5 cm dick; unter 25,32 m: Schwarzpelit(klasten), lang, teilweise über Kernbreite und flaserig, ca. 1–3 mm dick; braunschwarz [2,5Y 2/2-3]
- -25,51 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]
- -25,55 1,5 cm Sand, siltig-feinkiesig, gradiert über Silt bis Ton, leicht wellig, mit langen dünnen Schwarzpelitklasten, und Silt bis Ton, braunschwarz [2,5Y 3/1] zu 2 mm Silt bis Ton, gelblichgrau; Untergrenze unregelmäßig
- -25,56 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1]
- -25,59 Silt bis Ton, feinsandig, grau [2,5Y 5/1], mit jeweils einer 1,5 mm mächtigen, feinkiesigen Grobsandfeinlamine am Top und nahe der Basis
- -25,60 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], fein laminiert, am Top graue Feinlamine, überdeckt von Schwarzpelit-Feinlamine
- -25,61 0,2 cm Silt bis Ton, grau; darunter: Silt bis Ton, dunkelgraubraun
- -25,63 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], flaserig, teilweise laminiert, mit Lagen von grauen Siltlinsen (bis 3 cm)
- -25,81 Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 2-3/1], flaserig, mit sehr wenigen Schwarzpelitklasten bis Feinkiesgröße, gradiert, im obersten Zentimeter mit hellgrauen Silt- bis Tonlinsen; überdeckt von zwei hellgrauen Feinlaminen
- -25,82 Silt, feinsandig, dunkelgrau [7,5Y 5/1], mit stärker sandigen, dünnen Linsen
- -25,86 Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 3/1], laminiert bis grob laminiert, mit wenigen hellen Feinlaminen
- -25,90 Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 3/1], flaserig, mit langen dünnen Schwarzpelitklasten und feinsandigen Siltlinsen bis 1 cm
- -25,91 Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], massig, Klast?
- -26,00 Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 3/1], flaserig bis laminiert, teilweise etwas stärker sandig, im obersten Zentimeter mit 0,8 cm großen, hellgrauen Linsen; bei 25,99 m: graue Feinsandfeinlamine; Abrissmarke, 1 mm Versatz
- -26,55 Tuffit, Sand, fein- bis mittelkiesig, insgesamt gelblichgrau [2,5Y 6/1], mit grauen, blasigen Schlacken, Basaltklasten und wenigen roten grobsandgroßen Aschen, sowie Schlieren von Sand, siltig-tonig (bis Mittelsand), oder/und Schwarzpelitklasten, teilweise über Kernbreite, meist aber kleiner, gradiert zu Silt bis Ton, feinsandig, etwas schlierig, braunschwarz [2,5Y 3/1], überdeckt von einer unregelmäßigen Feinlamine, Silt bis Ton, hellgrau; Untergrenze wellig
- -27,39 Sand, siltig, schwach fein- bis mittelkiesig, mit blasigen Schlacken bis 1 cm, seltener auch 2 cm und Schwarzpelitklasten bis Grobkiesgröße, schlierig; Rutschungsstruktur; über 27,05 m: Schwarzpelitklasten bis Blockgröße, dadurch teilweise flaserig, gradiert zu Silt- bis Sand, mit wenigen Schwarzpelitklasten; 26,73–26,75 m: graue, wolkige Silt- bis Feinsandlinsen, hart, mit sehr wenigen Schwarzpelitklasten, vermutlich Injektion, unten grau

[2,5Y 5/1], oben braunschwarz [2,5Y 3/1], am Top in Schlieren wieder etwas heller

- -27,76 Schwarzpelit, feinsandig, braunschwarz [2,5Y 3/1] laminiert, mit 10-40 % hellgrauen, siltigen Feinsandlaminen (1-4 mm) und teilweise auch Linsen (flaserig laminiert), grau [2,5Y 6/1]; bei 27,41 m; 27,43 m; 27,50 m und 27,58 m: Laminen mit wenigen Kugellapilli bis 4 mm, keilen teilweise aus; Deformationsstrukturen; unter 27,00 m: grobstückig; bei 27,56 m: Rutschungsstruktur; bei 27,64 m: Silt, feinsandig, grau [2,5Y 6/1], mit wenigen mittelkiesgroßen Schwarzpelitklasten; 27,69-27,70 m: Schwarzpelit mit Flasern von feinsandigem Silt
- -27,83 Wechsel von Schwarzpelit, dunkel braunschwarz [2,5Y 2/1], hellbraunen (mehr als 50 %) und wenigen hellgrauen [2,5Y 7/1], flaserigen, feinsandigen Siltlaminen bis -feinlaminen, alle 1 cm Schwarzpelit angereichert, die Laminen keilen teilweise aus, teilweise sind Feinlaminen gradiert von Sand zu Sand, siltig-tonig; Rutschungsstrukturen; Untergrenze relativ grob wellig; 15° Einfallen
- -27,85 Silt bis Ton, feinsandig, hart, bläulich grau [5PB 6/1], mit starken Mächtigkeitsschwankungen, so dass sie Boudinage-artig aussieht
- -27,95 Silt, tonig-feinsandig und Feinsand, siltig, olivschwarz bis hellgrau [10Y 3-7/1], fein laminiert, die unterste Lamine ist grünlichgrau; Rutschungsstruktur mit Sand in der Mitte
- –27,96 Kernverlust
- -28,00 Schwarzpelit, fein laminiert oder flaserig, mit grauen Laminen von feinsandigem Silt, braunschwarz bis gelblichgrau [2,5Y 3-6/1], eine fast schwarze Feinlamine in der Mitte
- -28,02 Silt, fein- bis mittelsandig, mit Schwarzpelitklasten bis 0,5 cm, gradiert zu Silt bis Ton, gelblichgrau [2,5Y 4-5/1]
- -28,03 Silt, feinsandig-tonig, gradiert zu Silt bis Ton, gelblichgrau [2,5Y 4–5/1]
- -28,26 Silt, feinsandig; Sand und 30–60 % Schwarzpelit, gelblichgrau [2,5Y 4–5/1], flaserig bis flaserig laminiert
- -28,30 Drei Groblaminen, Silt, fein- bis mittelsandig, gradiert zu Silt bis Ton, bräunlichgrau [7,5Y 5–6/1]; dazwischen:
 0,5 bis 1 cm Silt, feinsandig, laminiert
- -28,41 Silt bis Sand, grau [10Y 5–6/1], laminiert, teilweise gradiert; Rutschungsstrukturen; 28,30–28,32 m: Silt, feinsandig, gradiert zu Silt, tonig; 28,33–28,34 m: zwei gradierte Laminen, im unteren Drittel relativ viele gradierte Sandlaminen
- -28,45 Silt, sandig-feinkiesig, grau [10Y 5–6/1], mit Schwarzpelit- und Tonklasten bis 1 cm, abgerissenen Rutschungsstrukturen, gradiert zu Silt bis Ton
- -28,48 Drei gradierte Laminen, deren Dicke logarithmisch nach unten zunimmt: Silt, mittel- bis feinsandig, grau [10Y 5-6/1], teilweise mit Sandlinsen, an der Basis drei Feinlaminen
- -28,86 Silt, feinsandig, hellgrünlich grau [2,5GY 8/1], mit 20–30 % Klasten bis Mittelkiesgröße; vor allem blasige Schlacken, unregelmäßig rundlich, bis 1 cm, wenige Schwarzpelitklasten bis 3 cm, graue Quarzitklasten, Schlacken sind alteriert, durch die Klasten gradiert; 28,77–28,82 m: beigefarbene, bis zu 2 cm große, relativ weiche, blasige Schlacken
- -29,00 Silt, feinsandig. laminiert bis grob laminiert, teilweise gradiert, hellgrau [10Y 7/1–2], teilweise mit grobsandgroßem Klasten; 28,96–28,98 m: durch Schwarzpelitklasten bis Feinkiesgröße invers gradiert
- -29,02 Fein- bis Mittelsand, siltig, gradiert zu Silt, mit grobsandgroßen Schwarzpelitklasten, überdeckt von Silt, grünlichgrau [7,5GY 5–6/1]
- -29,08 Silt und Silt, sandig, grünlichgrau [7,5GY 5–6/1], laminiert bis fein laminiert, teilweise gradiert; Rutschungs- und Ösenstrukturen
- -29,10 Aschen bis 2 mm an der Untergrenze; **darüber:** gradiert von Silt, schwach feinsandig, zu Silt bis Ton, grünlichgrau [7,5GY 5–6/1]
- -29,13 Silt, feinsandig, Sand und Silt, grünlichgrau [7,5GY 5–6/1], laminiert bis grob laminiert, teilweise gradiert; Ösenstrukturen bzw. Abrissmarken, Rutschungsstrukturen
- -29,18 Silt, feinsandig, Sand, siltig und Silt, grünlichgrau [7,5GY 5-6/1], laminiert, in Rutschungsstruktur; erosiv
- -29,19 Silt, feinsandig, grünlichgrau [7,5GY 5-6/1], laminiert
- -29,22 Silt, stark feinsandig, gradiert zu Silt, grünlichgrau [7,5GY 5–6/1], an der Untergrenze mit grobsandgroßen, runden Schwarzpelit?klasten
- -29,43 2 Feinschichten, Fein bis Mittelsand, siltig, gradiert zu Silt- bis Ton, grünlichgrau [7,5GY 5–6/1]; unter 29,6 m: stückig bis kleinstückig
- -29,50 Sand bis Mittelsand, siltig, gradiert zu Silt, feinsandig, mit Flasern und Schlieren, grünlichgrau [7,5GY 5/1]; Rutschungsstrukturen; über 29,50 m: mit Intraklasten, teilweise Schwarzpelit, bis Grobkiesgröße
- -29,58 Silt, feinsandig, grau [7,5Y 4-6/1], kleinstückig

- -29,59 Silt, schwarzbraun [2,5Y 2/1], gradiert zu Silt, relativ hell
- -29,60 Silt und Silt, feinsandig, schwarzbraun [2,5Y 2/1], fein laminiert
- -29,61 Silt, feinsandig, gradiert über Silt, stark feinkiesig, mit wenigen Siltschlieren, zu Silt, schwarzbraun [2,5Y 2/1]
- -29,89 Silt, feinsandig, schwarzbraun [2,5Y 2/1], laminiert
- -30,15 Tuff(it), hart, dunkelgrau [N4], mit blasigen, unregelmäßigen Schlacken bis Blockgröße, sowie Basaltklasten bis 10 cm; über 29,77 m: stückig; 30,0-30,10 m: konzentrisch zonierter, blockgrößer Basalt, in einigen Zwickeln Calcit
- -30,28 Lapillituff(it), Feinkies, sandig, schwach mittelkiesig, mäßig sortiert, meist korngestützt, grau [7,5Y 5–6/1], undeutlich geschichtet, mit blasenarmen Kugellapilli, akkretionären Lapilli, Basaltklasten, unregelmäßig rundlichen bis eckigen und stärker blasigen bis Mittelkiesgröße, wenige rotbraune Aschen bis Feinkiesgröße
- -30,45 Tuff(it), Sand, feinkiesig, grau [7,5Y 5-6/1], mit wenigen rundlichen bis länglichen Basaltklasten, grauen Schlacken und Quarzit, die obersten 4 bis 5 cm sind geschichtet, nach unten Matrix feinkörniger, mit undeutlichen Klasten
- -30,50 Lapillituff(it), grau [7,5Y 5–6/1], eher korngestützt, Lapilli und Schlacken bis 2,5 cm, meist kleiner als 1 cm; eine grobkiesgroße blasige Schlacke, die feinkiesgroße Lapilli enthält
- -30,95 Tuff(it), Kies, schlecht sortiert, massig, grau [N3-4], korngestützt, mit eckigen und runden Lapilli, Blumenkohlbomben (kleiner 4 cm) mit unregelmäßigen Lapilli, teilweise blasig und devonischen Klasten, sowie schwarzen, rundlichen, etwas schlierig, in Schlieren teilweise hell bräunlichrot (2-3 cm lang), Lapilli teilweise an Außenwand heller; **bei 30,95 m:** rundliche Schlacke, blasig, 5 cm groß
- -31,10 Tuff(it), schwarz [N1,7], mit basaltischer Schlacke, stückig bis kleinstückig
- -31,21 Tuffit, schwarz [N1,7], mit blasenreichen und blasenarmen Schlacken bis 6 cm, die größte enthält kalzitische Schlieren, ein grobkiesgroßer, tuffitischer Klast, mit Gesteinsfragmenten und Lapilli bis Feinkiesgröße, ein eckiger grauer Klast; **unter 31,18 m:** nur wenige Lapilli und Schlacken bis 1 cm
- -31,65 Tuff(it), so erkennbar Silt bis Ton, schwarz [N1,5] bis olivgrau [2,5GY 6/1], meist mit sehr wenigen, teilweise aber auch vielen, relativ blasenarmen Lapilli, in der Regel fein- bis mittelkiesgroß, wenige blasige Schlacken bis 8 cm, Lapilli am Rand alteriert, eine kalzitische Blasenfüllung; über 31,41 m: kleinstückig; unter 31,50 m: meist korngestützt, mit blasigen Schlacken, Übergang zur unterlagernden Schicht über ca. 10 cm
- -32,10 Lapillituff(it), Feinkies, stark sandig, olivgrau [2,5GY 6/1], mit blasenarmen Kugellapilli und wenigen feinkiesgroßen roten Aschen, ein mittelkiesgroßer Devon?klast; 31,86–32,10 m: Klast?, laminiert, schlierig-flaserig, mit mittelkiesgroßem Basaltklasten
- -32,50 Tuff(it), vorwiegend blasige Schlacken in schwarzer Matrix, [N1,7], meist korngestützt, undeutlich gradiert, Schlacken sind sand- bis feinkies-, selten bis mittelkiesgroß und eckig bis unregelmäßig; 32,22–31,28 m: unter-schiedlich blasig, geschichtet, mit mittelkiesgroßen, blasigen Schlacken
- -33,50 Tuff(it), schwarz [N1,5], mit Lapilli bis Feinkiesgröße (blasig, unregelmäßig), in den obersten 80 cm 3 Basaltklasten bis 40 cm Durchmesser, Klasten und Matrix schwer zu unterscheiden; über 33,35 m: mit kalzitischen Zwickelund Hohlraumfüllungen; bei 32,80 m: Pyritlinsen, ca. 1 cm
- -34,32 Tuff(it), überwiegend relativ große, unregelmäßig blasige Schlacken, hellgrau sowie relativ wenige rundliche Schlacken bis 7 cm, korngestützt, in schwarzer [N 1,5] Matrix, wenige kalzitische Zwickelfüllungen
- -34,50 Schlacke, schwarz [N 1,5], stark blasig, am Rand etwas blasenärmer, unregelmäßig
- -35,00 Lapillituff, schlecht sortiert, olivgrau [5GY 2–3/1], mit wenig Basalt, blasigen oder dichten Schlacken bis 5 cm und wenigen, maximal etwa 2 mm großen rotbraunen Aschen, in Basaltklasten teilweise wenig Kalzit
- -35,11 Kernverlust
- -35,14 Schlacke, basaltisch, stark blasig
- -36,00 Lapillituff, schlecht sortiert, oben vorwiegend graue, alterierte, blasige Schlacken und zwei (3 cm) rundliche, teilweise blasige Schlacken, bräunlich; 35,37–35,46 m: der halbe Kern fehlt; unter 35,46 m: dunkler, eher mittelgrau, meist Kugellapilli kleiner als 1 cm, wenige rote Aschen, meist maximal feinkiesgroß, einer aber auch 2 cm (Schlacke), dicht; Blasenfüllungen selten kalzitisch; unter 35,67 m: heller, eher bräunlich, einige Devonklasten, nahe dem Kernende eine blasige Schlacke, rundlich, mit schwarzen Blasenfüllungen, sowie zweimal auch kalzitischen Blasenfüllungen

JOSEF PAUL¹

Zum Alter der Korbacher Spalte und dem Klima des Zechsteins (Hessen, Werra-Formation)

Kurzfassung

Die Korbacher Karstspalte am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges enthält Knochen von säugetierähnlichen Therapsiden, die bislang nur in Südafrika und Osteuropa gefunden wurden. Das lithostratigraphische Alter der Spalte und ihrer Füllung wird diskutiert. Die Ablagerungen des Zechsteins werden von zyklischen Änderungen des Klimas und Fluktua-

Abstract

Dispersed bones of Therapsid saurians have been found in the filling of the Korbach Fissure at the eastern margin of the Rheinisches Schiefergebirge. These saurians are the ancestors of the mammals. They were known before only from South Africa and Eastern Europe. Therefore, the exact lithostratigraphic position of the sediments is important for the intertionen des Meeresspiegels gesteuert. Wahrscheinlich wurde die Spalte im jüngsten, dem dritten Transgressions/Regressions-Zyklus des Zechsteinkalks angelegt und auch verfüllt. Das Klima des Zechsteins war im Allgemeinen trocken und warm. Die Vegetation des Hinterlandes änderte sich während des Zechsteins nur wenig.

continental correlation of the isolated Zechstein Basin. The Korbach Fissure was formed and filled at the third transgression/regression-cycle of the Zechstein Limestone. The climate of the Zechstein Group was dry and warm. During the Zechstein, there was only a minor change of vegetation in the upland.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	103
2	Die Korbacher Spalte und ihre Füllung	104
3	Zyklizität des Zechsteinkalks	105
4	Klima des Zechsteins	107
5	Schriftenverzeichnis	109

1 Einleitung

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges am Ortsrand von Korbach (Hessen) entdeckte 1964 Dr. Jens Kulick bei geologischen Kartierarbeiten in einer Spalte im Randkarbonat des Zechsteinkalks isolierte Knochenreste. Zunächst nahm KULICK (1968) an, dass es eiszeitliche Knochen seien, wie sie häufiger in Nordhessen in Karstspalten vorkommen. Die nähere Inspektion einiger Knochenreste und insbesondere der Zähne ergab jedoch, dass darunter Zähne von Therapsiden waren, den unmittelbaren Vorfahren der Säugetiere, die im ausgehenden Perm lebten (SUES & BOY 1988, SUES & MUNK 1996). Neben anderen Sauriern ist vor allem die Gattung *Procynosuchus* von Interesse. Bislang sind dies die einzigen Funde in Westund Mitteleuropa. Die Gattung *Procynosuchus* kommt in der Karoo Südafrikas und im Perm-Becken Russlands vor. Neben den paläobiologischen Aspekten ergibt sich so die Möglichkeit, das isolierte Zechstein-Becken mit der gutfundierten Karroo-Stratigraphie zu korrelieren. Aus diesen Gründen ist es sehr interessant, das genaue lithostratigraphische Alter von Spalte und Füllung und damit dasjenige der Vertebraten zu bestimmen. Die Korbacher Spalte ist ein unter Schutz gestellter Geotop von internationaler Bedeutung (Abb. 1).

¹ Prof. Dr. J. Paul (e-mail: jpaul@gwdg.de), Geowiss. Zentrum Universität Göttingen, Abt. Sedimentologie/Umweltgeologie, Goldschmidt-Str. 3, 37077 Göttingen



Abb. 1. Die Korbacher Spalte südlich Korbach und ihr Schutzdach.

2 Die Korbacher Spalte und ihre Füllung

Die Korbacher Spalte wurde mehrfach beschrieben (BÖKEN-SCHMIDT et al. 1999; HEGGEMANN & KELLER 2003). Die bisher letzte Beschreibung stammt von BÖKENSCHMIDT (2006), der die Sedimente der Spaltenfüllung detailliert analysierte. Die im sogenannten Randkarbonat angelegte Spalte ist im oberen Bereich vier Meter breit, mehr als 12 m tief und reicht bis unter die Sohle des Steinbruchs. Sie wird nach unten schmäler, jedoch ist ein Ende nicht zu erkennen. Da die Schichten des Randkarbonats nördlich und südlich der Spalte unterschiedlich einfallen, kann man davon ausgehen, dass eine tektonische Störung eine Schwächezone bildete, die der Ausgangspunkt für eine Karstspalte war. Diese Spalte wurde in mehreren Phasen mit gelblichen Ton- und Siltsteinen gefüllt und im oberen Bereich auch zum Teil wieder ausgeräumt und mit eiszeitlichem Schutt verfüllt. Außer den bereits oben erwähnten Knochen und Zähnen wurden in der Spalte keine weiteren Fossilien gefunden.

Der Zechsteinkalk besteht am östlichen Rand des Schiefergebirges aus zwei Teilen. Der untere Teil besteht aus gut gebankten, vorwiegend dunkelgrauen Mudstone-Karbonaten. Die Bankung wird durch dünne Mergellagen verursacht. Die Karbonate wurden in einem tieferen Bereich, unterhalb der Wellenbasis abgelagert. Sie sind im allgemeinen weniger als 15 m mächtig, können aber innerhalb einer Plattform, die von der damaligen Küste etwa 10 bis 15 km weit in das Zechstein-Meer hineinragte, bis zu 80 m mächtig werden, so z.B. in der Bohrung Braunsen (KULICK et al. 1984). Nach den Untersuchungen von BECKER (2002) bildet der untere Zechsteinkalk einen Verflachungszyklus (shallowing-upward). Er wurde von PAUL (1986) als Ca1a bezeichnet.

Ein darüber folgender erneuter transgressiver Schub führte zur Bildung des in Hessen sogenannten Randkarbonates. Es besteht vorwiegend aus Onkoiden und Ooiden unterschiedlicher Größe. In die Oolithe sind dünne biodetritische Lagen eingeschaltet (HOLZAPFEL 1991, BECKER 2002). Insgesamt sind es - mit Ausnahme der Basis - Flachwassersedimente, die im Korbacher Raum als Barrensedimente in einem hoch-energetischen Environment abgelagert wurden. Das im Korbacher Raum bis zu 45 m mächtige Randkarbonat ist ein zweiter Verflachungszyklus, der in einer Verkarstung kulminiert. Die Oberkante des Randkarbonats ist durch einen zechsteinzeitlichen Karst geprägt. Die normalerweise hellgrauen Grain- und Packstones sind zu einem braunen, körnigen Sediment verwittert, das mit einer unruhigen Oberfläche endet. Diese verkarstete Oberfläche ist im Bereich der aufgeschlossenen Korbacher Spalte nicht mehr vorhanden, sondern fehlt infolge von späterer Erosion.

Die Füllung der Korbacher Spalte besteht nach BÖKEN-SCHMIDT (2006) aus gelben feinkörnigen karbonatischen Schluffsteinen, die etwa zur Hälfte Quarzkörner enthalten. Ihre Größe liegt im Bereich von Grobschluff bis Feinsand. Die Matrix besteht aus Tonmineralen, hauptsächlich Illit. Der Zement wird von früh- bis spätdiagenetischen Karbonaten gebildet, die den Schluffstein verkitten. Außerdem wies BÖKEN-SCHMIDT (2006) neben einigen Schwermineralen noch Spuren von Kaolinit nach. Diese gelben Schluffsteine sind sehr wahrscheinlich durch Wasser oder Wind in die Spalte transportiert worden. Die Sedimentstrukturen, so zum Beispiel Rutschfalten und Internsediment, zeigen eine mehrfache Umlagerung an.

Eine vom damaligen Hess. Landesamt für Bodenforschung in der Nähe der Spalte abgeteufte Forschungsbohrung ergab, dass über dem Randkarbonat ein etwa 50 cm mächtiger gelber Schluffstein folgt, der seinerseits unter roten bis violetten Tonsteinen des Oberen Werra-Tons liegt. Außerdem fanden BÖKENSCHMIDT et al. (1999) in einem Straßenanschnitt bei Dorfitter, knapp 2 km südlich der Korbacher Spalte, über dem Randkarbonat ähnliche gelbliche Schluffsteine. Auch dort gibt es einige schmale Spalten, die mit den gelben Schluffsteinen

3 Zyklizität des Zechsteinkalks

PAUL (1986, 1991) stellte am nordwestlichen Harzrand am unteren Hang der Eichsfeld-Schwelle einen zechstein-zeitlichen Paläo-Karsthorizont vor, der im oberen Abschnitt des dortigen Zechsteinkalks liegt (Abb. 2). Er bezeichnete ihn nach der Typlokalität als Solhops-Diskontinuität und korrelierte ihn mit einem bereits bekannten Karst-Horizont im Zechsteinkalk des Spessarts und der Fuge zwischen den Mudstones des unteren und den Grainstones des oberen Zechsteinkalks. Genauere Untersuchungen am Solhopsberg führten zur Ausscheidung eines dritten Zyklus, der aber dort nur wenige Dezimeter mächtig ist. Der Zechsteinkalk nördlich des Harzes wurde von PÖHLIG (1986) in einem Schnitt von der Eichsfeld-Schwelle bis in das Becken untersucht. Sie stellte fest, dass sowohl im Becken als auch am oberen Schwellenhang jeweils zwei shallowing-upward-Phasen vorliegen, während sich am unteren Hang drei Phasen nachweisen lassen (Abb. 3).

Die Untersuchung der Bohrung Remlingen 5 am Hangfuß der Eichsfeld-Schwelle bestätigte diesen Befund (Abb. 4). Mud- und Wackestones wurden in tieferem Wasser unterhalb der Wellenbasis abgelagert. Dagegen zeugen im Allgemeinen Grain-, Pack- und Boundstones von hohen Energie-Verhältnissen in Flachwasser-Bereichen.

FÜCHTBAUER (1980) untersuchte ein Riff am östlichen Rand des Niederrhein-Beckens (Abb. 5). Es ergaben sich ebenfalls drei Verflachungs-Zyklen, wobei hier der zweite Zyklus nur sehr geringmächtig ist.

In den thüringischen Riffen lassen sich ebenfalls drei Zyklen nachweisen: Die erste Phase besteht aus Präriff-Sedimenten, die sich vorwiegend aus Mudstones zusammensetzen. Darüber folgen die Riffe, die nach oben verflachen und eine prägnante horizontal liegende Plattform bilden, die die Lage des Meeresspiegels widerspiegelt (PAUL 1995, PAUL & HUCKRIEDE 2004, gefüllt sind und in denen Knochensplitter gefunden wurden. Auch in einigen anderen Bohrungen im Raum Korbach wurde ein geringmächtiger Horizont von gelben Schluffsteinen über dem Randkarbonat entdeckt. Es ist also davon auszugehen, dass flächendeckend über dem Randkarbonat ein Schluffstein folgt, der seinerseits von roten Tonsteinen des Oberen Werra-Tons überlagert wird.

Mit diesen Angaben können sowohl das Alter der Spalte als auch der Füllung bestimmt werden. Die Spalte bildete sich durch tektonische Bewegungen nach Ablagerung des Randkarbonats; denn es wurden keine Ooide in der Füllung gefunden. Bereits kurz nach der Bildung wurde die Spalte wieder verfüllt. Als Zeitraum der Füllung kommt vor allem die Bildungszeit des gelben Schluffsteins in Frage. Zum Alter der gelben Schluffsteine bietet die Zyklostratigraphie einen Ansatzpunkt.



Abb. 2. Profil des Zechsteinkalks am Fuß der Eichsfeld-Schwelle.
A = Anhydrit; Strom. = Stromatolithen; P-karst = Paläokarst-Horizont;
M = Mudstone; T = Kupferschiefer; r = Rotliegend. 1–3 = Zyklen im Zechsteinkalk. Solhopsberg bei Seesen am Harzrand. Nach PAUL (1986).

PERYT et al. 2010). Auf dem bis 120 m mächtigen und mehr als einen km² großen Riffklotz des Altenstein-Riffes am westlichen Rand des Thüringer Waldes sind einige mehrere Meter hohe und bis 20 m im Durchmesser betragene Riffknospen aufgesetzt, die die Plattform überragen. Sie repräsentieren den dritten Zyklus. Ähnliche Verhältnisse liegen auch am Riff der Wartberge bei Thal auf der Ostseite des Thüringer Waldes vor (STIEFEL & WEIS 2002).

In Südwestpolen fanden PERYT (1986), MAGARITZ & PERYT (1994) und PERYT et al. (2010) im Zechsteinkalk drei Zyklen, die jeweils asymmetrisch aufgebaut sind (Abb. 6). Über Packund Grainstones der Flachwasser-Fazies folgen abrupt Mudund Wackestones der Tiefwasser-Fazies, so dass eine schnelle Transgression oder eine geringe Sedimentation während der Transgressionen angenommen werden kann. Die drei Zyklen sind auf der Plattform jeweils durch subaerisch exponierte Flächen getrennt. Im Becken machen sie sich nicht bemerkbar (PERYT et al. 2010).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass im polnischen Zechstein und in Thüringen und am Harzrand innerhalb des Zechsteinkalks jeweils drei Transgressions/Regressions-Zyklen vorhanden sind. Aber in Hessen ließen sich bisher nur zwei Zyklen nachweisen (BECKER 2002). Es liegt nun nahe, dass der dritte Zyklus am Rande der Hessischen Bucht nicht mehr als mariner karbonatischer Horizont vorliegt, sondern dass während dieser Zeit die Sediment-Oberfläche subaerisch exponiert war. Es wurde ein Sabkha-Sediment knapp oberhalb des Meeresspiegels abgelagert. Die oben beschriebene gelbe Schluffschicht bietet sich dafür ohne Probleme an.

Was unterscheidet die gelbe Schicht von dem darüber folgenden roten Ton- und Schluffsteinen des Oberen Werra-Tons? BÖKENSCHMIDT (2006) stellte fest, dass die mineralogische



Abb. 3. Profile des Zechsteinkalks im südlichen Niedersachsen in den Bohrungen W = Wulften 1; H = Hahausen 1; G = Goslar Z1; B = Burgdorf Z1; V = Velstowe Z1. Lithologie: G = Grainstone; B = Boundstone; M = Mudstone; P = Packstone; W = Wackestone. 1-3 = Zyklen im Zechsteinkalk. Verändert nach PöhLIG (1986).

Zusammensetzung ähnlich ist: Ton und Feinsandkörner aus Quarz, Illit und Kaolinit kommen in Spuren vor, nur die Karbonat-Gehalte nehmen von unten nach oben etwas ab. Beide Varietäten sind Sabkha-Sedimente, die sich in den bisher bekannten Merkmalen nur in der Farbe unterscheiden. Die roten und violetten Farben werden von Hämatit (Fe₂O₃) verursacht, der, wenn die Gehalte in feinkörnigen Sedimenten mehr als einige Prozent übersteigen, farbgebend ist (FRANKE & PAUL 1980). Die gelbe Farbe wird vermutlich durch Fe-Oxyhydrate und feinverteilten Goethit (FeOOH) verursacht. Infolge mehrfacher Umlagerung kommen rote Klasten in der gelben Matrix vor und umgekehrt. Dies beweist, dass die Farbunterschiede nicht auf spätdiagenetische Prozesse zurückzuführen sind, sondern bereits sedimentär oder frühdiagenetisch angelegt wurden. Das Material beider Schichten stammt von der Verwitterung der klastischen paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges.

Sehr wahrscheinlich wurde die Spalte sowohl im dritten Zyklus des Zechsteinkalks angelegt als auch mit Sediment und den Knochenresten gefüllt. Die hohen Karbonat-Gehalte des Sabkha-Sedimentes pufferten den pH-Wert und schützten die organischen Reste vor Oxidation und Auflösung. Die nach unterschiedlichen Methoden berechnete bzw. geschätzte Dauer des gesamten Zechsteins beträgt nur wenige Millionen Jahre (MENNING et al. 2005, DENISON & PERYT 2007, PAUL 2010). Unter der Voraussetzung, dass die Dauer der hier betrachteten Zyklen 100 ka beträgt – was bislang nicht bewiesen ist – ist die Korbacher Spalte etwa 300 ka jünger als der Kupferschiefer. Sollte es sich – was weniger wahrscheinlich ist – um 400 ka-Zyklen handeln, wäre die Spalte bis zu 1 200 ka jünger als der Kupferschiefer. Für den Kupferschiefer liegt eine Rh-Os-Datierung vor, die ein Alter von 257,3 ± 1,6 Ma ergibt (BRAUNS et al. 2003). Daraus resultiert für die Korbacher Spalte ein Alter von etwa 259 bis 255 Ma.





Abb. 4. Profil des Zechsteinkalks in der Bohrung Remlingen 5 bei Wolfenbüttel. Lithologie: A = Anhydrit; M = Mudstone; W = Wackestone;P = Packstone; B = Boundstone; 1–3 = Zyklen im Zechsteinkalk.

Abb. 5. Profil des Zechsteinkalks in der Bohrung Schale Z1, Nordwestdeutschland. A = Anhydrit; PR = Prä-Riff-Karbonate; R = Riff-Karbonate; S = Sabkha; 1-3 = Zyklen im Zechsteinkalk. Mächtigkeit des Zechsteinkalks: 114 m. Verändert nach FÜCHTBAUER (1980).

Josef Paul



Abb. 6. Profile einiger Bohrungen in SW-Polen. Bohrungen: B6, 9 = Borzęćin 6,9; R11 = Radziądz 11; Z1 = Žmigród 1; S17 = Stępin W 17. Lithologie: A = Anhydrit; M = Mudstone; W = Wackestone; P = Packstone; G = Grainstone; B = Boundstone; r = rekristallisiert. 1-3 = Zyklen im Zechsteinkalk. Die Mächtigkeit des Zechsteinkalks variiert zwischen 28 und 66 m. Nach PERYT et. al. (2010).

4 Zum Klima des Zechsteins

Pflanzen, die auf das Vorhandensein von Süßwasser angewiesen sind, bilden die Basis der Nahrungspyramide. Von den Pflanzen ist wiederum die terrestrische Tierwelt abhängig. Das Klima ist also ein wichtiger Faktor für das Vorkommen von höher organisierten Tieren. BÖKENSCHMIDT (2006) postulierte, dass die Vertebraten infolge zunehmender Trockenheit starben und ihre Reste in die Spalte gespült wurden.

Insgesamt herrschte im Perm Mitteleuropas, dem Rotliegend und Zechstein, ein relativ trockenes Klima, entsprechend der Position im Trockengürtel der Erde. Insbesondere im oberen Rotliegend war das Klima hoch-arid, wüstenhaft (PAUL 2011). Hessen lag im Einzugsbereich eines großen Salzsees, der von Hamburg bis Hannover reichte. Die zahlreichen Bohrungen, die in Norddeutschland bei der Suche nach Kohlenwasserstoffen abgeteuft wurden, zeigen aber auch sich zyklisch wiederholende Phasen stärkerer Niederschläge, die größere Süßwasser-Mengen über temporäre Flüsse in diesen Salzsee brachten, ihn aussüßten und vergrößerten. GAST (1991) nahm an, dass die zyklisch wiederkehrenden Klima-Änderungen durch die Exzentrizität der Erdbahn verursacht wurden. Sie werden nach ihrem Entdecker als Milankovitch-Zyklen bezeichnet. Der Monsun brachte zu bestimmten Phasen der Exzentrizität Feuchtigkeit aus der Paläotethys bis nach Mitteleuropa. GAST (1991) schätzte die Dauer dieser Zyklen auf 400 ka. Auch die Sedimente des Buntsandsteins, der auf den Zechstein folgt, sind stark von zyklischen Klima-Änderungen geprägt (PAUL & PUFF 2011). Die feuchten Phasen während des Unteren und Mittleren Buntsandsteins führten jeweils zu großen Seen im Zentrum des Beckens, die während der trockenen Phasen austrockneten und einer schlammigen Playa Platz machten. Die Dauer der Buntsandstein-Zyklen beträgt nach den Schätzungen von GELUK & RÖHLING (1997) etwa 100 ka.

Das Klima des Zechsteins ist schwieriger zu deuten, da die große Wasserfläche des Zechstein-Meeres das Klima sicherlich beeinflusste. Der Meeresspiegel wiederum wurde sowohl vom Klima als auch vom Welt-Meeresspiegel kontrolliert, die sich wechselseitig beeinflussten. Die Transgression des Zechstein-Meeres in das Rotliegend-Becken müsste zu einer größeren Luftfeuchtigkeit und damit zu einer Milderung des Klimas geführt haben.

Auch das Klima des Zechsteins wurde sehr wahrscheinlich ebenfalls von Milankovitch-Zyklen gesteuert. Während der trockenen Phasen fiel der Meeresspiegel. Dagegen begünstigten Transgressionen in den Randbereichen des Zechstein-Beckens ein feuchteres, für Pflanzen freundlicheres Klima. Aber auch während der salinaren Phasen, die meist mit einem niedrigen Meeresspiegel und aridem Klima korreliert waren, war das Klima im Hinterland noch so feucht, dass ein reiches Pflanzenleben möglich war. So weisen tonige Lagen des Werra-

Anhydrits in der Bohrung Baldenhain-Süd des östlichen Thüringens sowohl eine große Anzahl als auch eine große Diversität von Pollen auf. Die Lage der Bohrung am südlichen Rand des Zechstein-Meeres entspricht derjenigen des Korbacher Zechsteins am westlichen Rand (PLACHE 1996). Die Pollen machen 90 % des gesamten Palynomorphen-Spektrums aus. Ein sehr hoher Anteil dieser Palynomorphen stammt aus terrestrischen Environments. Sie können sowohl vom Wind als auch mit Strömungen an den Ort der Ablagerung transportiert worden sein. Es dominieren xerophytische Elemente - hauptsächlich Pollen der Konifere Ullmannia -, die ein warmes und trockenes Klima anzeigen (freundliche schriftliche Mitteilung von Frau Dr. A. Fijalkowska-Mader, Kielce, Polen). Die Vorkommen in anhydritischen Gesteinen beweisen, dass die Pflanzenassoziationen im Hinterland auch trockenere Perioden während der Ablagerung der salinaren Gesteine überdauerten. ECKE (1986) stellte fest, dass die Pollenflora zwischen salinaren und normal-marinen Ablagerungen keinen großen Unterschied aufweist. Größere Bedeutung hatte dagegen die jeweilige Entfernung zum Hinterland. Die Flora des Hinterlandes veränderte sich im Laufe des Zechsteins nur wenig. Eine im Laufe des Zechsteins zunehmende Austrocknung lässt sich daher nicht belegen. Die Pflanzenfresser, deren Knochen in die Korbacher Spalte transportiert wurden, fanden wohl genügend Nahrung.

5 Schriftenverzeichnis

- BECKER, F. (2002): Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese. – Geol. Abh. Hessen, **109**: 231 S.; Wiesbaden.
- BÖKENSCHMIDT, S. (2006): Die Fossillagerstätte Korbacher Spalte ihre Entstehung und Einordnung in den Zechstein Nordhessens. – Diss. Philipps-Univ. Marburg: 137 S.; Marburg

(http://archiv.ub.uni-marburg.de/diss/z2007/0090/).

- BÖKENSCHMIDT, S., BRAUN, A., HEGGEMANN, H. & ZANKL, H. (1999): Oberpermische Spaltensedimente bei Dorfitter südlich von Korbach und ihre Beziehungen zur Fossillagerstätte Korbacher Spalte. – Geol. Jb. Hessen, **127**: 19–31; Wiesbaden.
- BRAUNS, C.M., PÄTZOLD, T. & HAACK, U. (2003): A Re-Os study bearing on the age of the Kupferschiefer black shale at Sangerhausen (Germany). – 15th Intern. Congr. Stratigr. Carboniferous & Permian Utrecht, Abstr.: p. 66; Utrecht.
- DENISON, R.E. & PERYT, T.M. (2007): Strontium isotopes in the Zechstein anhydrites of Poland: evidence of varied meteoric contributions to marine brines. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss, 53: 86; Hannover.
- ECKE, H.H. (1986): Palynologie des Zechsteins und Unteren Buntsandsteins im Germanischen Becken. – Diss. Univ. Göttingen: 117 S.; Göttingen (unveröff.).
- FRANKE, W. & PAUL, J. (1980): Pelagic redbeds in the Devonian of Germany – deposition and diagenesis. – Sediment. Geol., 25: 231– 256; Amsterdam.

FÜCHTBAUER, H. (1980): Composition and diagenesis of a stromatolitic

bryozoan bioherm in the Zechstein 1 (northwestern Germany). – Contr. Sedimentology, **9**: 233–251; Stuttgart.

- GAST, R. (1991): The perennial Rotliegend saline lake in Northwest Germany. Geol. Jb., A127: 117–139; Hannover.
- GELUK, M.C. & RÖHLING, H.G. (1997): High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic Buntsandstein in the Netherlands and northwestern Germany. – Geol. & Mijnbouw, **76**: 227–246; Utrecht.
- HEGGEMANN, H. & KELLER, T. (2003): Die Korbacher Spalte: Eine einzigartige Fundstelle landlebender Saurier des späten Erdaltertums im Landkreis Waldeck-Frankenberg. – Paläontologische Denkmäler in Hessen, **15**: 16 S.; Wiesbaden.
- HOLZAPFEL, H.-W. (1991): Fazies und Diagenese der Zechstein 1-Karbonate vom südlichen Küstenrand zum Niedersächsischen Becken.
 – Diss. Univ. Marburg: 189 S., Marburg (unveröff.).
- KULICK , J. (1968): Erl. Geol. Karte Hessen 1 : 25 000, Bl. 4719 Korbach: 272 S.; Wiesbaden.
- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A.-K. & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und geochemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol Jb., D68: 3–223; Hannover.
- MAGARITZ, M. & PERYT, T.M. (1994): Mixed evaporitative and meteoric water dolomitization: isotope study of the Zechstein Limestone (Upper Permian), southwestern Poland. – Sed. Geol., 92: 257– 272; Amsterdam.

- MENNING, M., GAST, R., HAGDORN, H., KÄDING, K.-C., SIMON, T., SZURLIES, M. & NITSCH, E. (2005): Zeitskala für Perm und Trias in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002, zyklostratigraphische Kalibrierung der höheren Dyas und Germanischen Trias und das Alter der Stufen Roadium bis Rhaetium 2005. – Newsl. Stratigr., **41**: 174–210; Berlin.
- PAUL, J. (1986): Stratigraphy of the Lower Werra Cycle (z1) in western Germany (preliminary results). In: HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (eds.): The English Zechstein and Related Topics. – Spec. Publ. geol. Soc. London, **22**: 149–156; London.
- PAUL, J. (1991): Zechstein Carbonates: Marine Episodes of an hyperhaline Sea. – Zbl. Geol. Paläontol., Teil I, 1991: 1029–1045; Stuttgart.
- PAUL, J. (1995): Stromatolite Reefs of the Upper Permian Zechstein Basin (Central Europe). – In: REITNER, J. & NEUWEILER, F. (Coord.): Mudmounds: A Polygenetic Spectrum of Fine-grained Carbonate Build-ups. – Facies, **32**: 28–31; Erlangen.
- PAUL, J. (2010): Zur Zyklizität und Dauer des Zechsteins. Z. dt. Ges. Geowiss., **161**: 455–457; Stuttgart.
- PAUL, J. (2011): Das Klima des Rotliegend. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil 1 Innervariscische Becken. – Schriftenr. dt. Ges. Geowiss., 61; Hannover (im Druck).
- PAUL, J. & HUCKRIEDE, H. (2004): Riffe, Gips und Erze: Zechstein zwischen Saalfeld und Neustadt/Orla. – Schriftenr. dt. geol. Ges., 35: 75–91; Hannover.
- PAUL, J. & PUFF, P. (2011): Das Klima des Buntsandsteins. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von

Deutschland X. Buntsandstein. – Schriftenr. dt. Ges. Geowiss., **69**; Hannover (im Druck).

- PERYT, T.M., (1986): Chronostratigraphical and lithostratigraphical correlations of the Zechstein Limestone of Central Europe. – Geol. Soc. London. Spec. Publ., 22: 201–207; London.
- PERYT, T.M., GELUK, M., MATHIESEN, A., PAUL, J. & SMITH, K. (2010): Zechstein. – In: DOORNENBAAL, J.C. & STEVENSON, A.G. (eds.): Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area: 123–147; Houten (EAGE Publ. BV).
- PLACHE, M. (1996): Geologische Kartierung zwischen Steigerthal und Stempeda (TK 25, Bl. 4431 Stolberg am Harz) und Fazies-Analyse des Zechsteins in den Bohrungen Baldenhain-Süd und Baldenhain-Nord (TK 25, Bl. 5039 Kayna). – Dipl.-Arb. u. Kartierung: 97 S.; Göttingen (unveröff.).
- PÖHLIG, C. (1986): Sedimentologie des Zechsteinkalks und des Werra-Anhydrits (Zechstein 1) in Südost-Niedersachsen. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **30**: 99 S.; Göttingen.
- STIEFEL, J. & WEIS, W. (2002): Faziesanalyse der Zechsteinriffe bei Thal und Seebach am Nordwestrand des Thüringer Waldes mit geologischer Kartierung im Maßstab 1 : 5 000. – Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 145 S.; Göttingen (unveröff.).
- SUES, H.-D. & BOY, J.A. (1988): A procynosuchid cynodont from central Europe. – Nature, 331: 523–524; London.
- SUES, H.-D. & MUNK, W. (1996): A remarkable assemblage of terrestrial tetrapods from the Zechstein (Upper Permian: Tartarian) near Korbach (northwestern Hesse). – Paläont. Z., 70: 213–223; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 27.1.2011, angenommen am 17.3.2011.

SILVIO BRANDT¹

Protorosaurus speneri – von der Entdeckung bis zur ersten wissenschaftlichen Bearbeitung

Kurzfassung

Der Kupferschiefer ist eine der ältesten bekannten fossilführenden Schichten. Fossilien daraus sind bereits aus der Mitte des 16. Jahrhunderts beschrieben.

Protorosaurus speneri aus dem Kupferschiefer ist das älteste bekannte fossile Reptil, welches in fast vollständigen Skeletten

Abstract

The German copper shale (Kupferschiefer) is one of the oldest known fossilbearing strata. Fossils of these layers are figured in books of the 16th Century.

The oldest known fossil reptile from the Kupferschiefer is almost *Protorosaurus speneri*, which was found in nearly

Inhaltsverzeichnis

1	Erste Fossilfunde im Kupferschiefer	111
2	2 Funde von Protorosaurus speneri	113
3	3 Schriftenverzeichnis	117

1 Erste Fossilfunde im Kupferschiefer

Fossilien im Kupferschiefer sind seit Beginn des Bergbaus in Mitteldeutschland vor rund 800 Jahren bekannt und wurden erstmals 1550 in Sebastian MÜNSTER's Cosmographie abgebildet und als Naturwunder oder göttliche Schöpfung betrachtet (Abb. 1).

Der Bergbau war zu dieser Zeit die einzige Möglichkeit, das Innere der Erde genau zu erforschen. Zwangsläufig wurden hierbei auch Fossilien gefunden, da der Kupferschiefer unzählige Fisch- und Pflanzenfossilien enthält. Man konnte dadurch bereits unterscheiden, welche Fossilien häufiger und welche seltener waren. So findet sich bereits im 16. Jahrhundert die Abbildung des seltenen Fisches *Platysomus* auf einer Karte der Grafschaft Mansfeld (BRANDT 1997).

Im 17. Jahrhundert kam der Bergbau während des 30jährigen Krieges zum Erliegen, keine Nachrichten über Fossilien finden sich dadurch zu dieser Zeit. Jahrhunderts haben die sich entwickelnden Naturwissenschaften zu dieser Zeit entscheidend beeinflusst.
 Bis zur ersten wissenschaftlichen Bearbeitung vergingen

aber noch weitere 150 Jahre.

Anfang des 18. Jahrhunderts gefunden wurde. Die Funde des

complete skeletons at the beginning of the 18th Century. These early finds have influenced the emerging natural science at that time to develop.

It took yet another 150 years until the first scientific treatment of *Protorosaurus speneri*.

Johann Amand BRUNNER, Pfarrer in Querfurt, fertigt 1675 eine Dissertation in Latein an über die "Bilder auf den Steinen der Grafschaft Mansfeld". Seit fast 100 Jahren ist diese Arbeit wieder die erste Nachricht über Fossilien aus der Mansfelder Region.

Mit der Entstehung von Kunst- und Naturalienkammern in Europa gelangten bereits Anfang des 17. Jahrhunderts Kupferschieferfische aus Sachsen (heute: Thüringen und Sachsen-Anhalt) in private Sammlungen. Das leichte Auffinden von attraktiven Fossilien im Ilmenauer Bergwerk 1690 bis 1730 ließ einen regelrechten Handel mit Fossilien in Geoden aus dem Kupferschiefer von Ilmenau entstehen, so dass in nahezu jeder Naturalienkammer in Europa solche Funde nachweisbar waren und z. T. auch heute noch sind (Abb. 2). Aber auch aus den Bergwerken von Richelsdorf und Eisleben gelangten zahlreiche Fossilien in Naturalienkammern in ganz Europa. Deren

¹ Dr. S. Brandt (e-mail: janassa69@hotmail.com), Waidmannsweg 42, 06126 Halle

formetibus, exprimunt uarias animantiu species, ut in genere pi



Abb. 1. Kupferschieferhering *Pa-laeoniscum freieslebeni* aus MÜNS-TER's Cosmographie (lat. Ausgabe von 1550).

in fissili illo lapide. Lapis mihi missus, tale habet piscis figura, are pressam. Collegerunt autem Mansfeldenses comites maximum

Besitzer "schmückten" sich nicht selten mit Fossilien aus dem Kupferschiefer wie u.a. Porträts von SCHEUCHZER und LINCK, sowie der Frontispiz von BÜTTNER's Arbeit von 1710: "Zeichen und Zeugen der Sündfluth" belegen.

Die Leipziger Messe als zu dieser Zeit größter Handelsplatz Europas und "Tor zum Osten", war auch ein wichtiger Umschlagsplatz für "Kuriositäten" aller Art, die in die Kunst- und Naturalienkammern in ganz Europa gingen.

Die Kupferschieferfossilien stellten offensichtlich begehrte und wertvolle Handelsobjekte für die Naturalienkammern dar. Man bemerkte bald, dass einige dieser Fossilien – die meist vom Kupferschieferhering *Palaeoniscum* verschiedenen waren oder als verschieden erkannt wurden – deutlich seltener vorkamen und dementsprechend wertvoller waren.

All diese Funde waren unter den "üblichen" Stücken die Ausnahme und wurden sicherlich teuer gehandelt. So ist es kein Zufall, dass innerhalb weniger Jahre unzählige Kupferschieferfossilien in Naturalienkabinette im In- und Ausland gelangten.

MYLIUS (1709/1718) beschreibt allein acht verschiedene Fossilien aus dem Kupferschiefer.




2 Funde von *Protorosaurus speneri*

Innerhalb von nur 27 Jahren kamen Anfang des 18. Jahrhunderts – vermutlich aus Thüringen – drei bedeutsame, fast komplette Funde des Kupferschiefersauriers *Protorosaurus speneri* ans Licht.

Der erste Fund davon stammt ungefähr aus dem Jahr 1706 vom 14 Lachter tiefen Feldschacht bei Kupfersuhl und gelangte bald darauf als Geschenk vom dortigen Bergwerksbesitzer Johann Martin Michaelis aus Leipzig (Professor für Mathematik und Chemie ebenda und ein sehr guter Freund des bereits verstorbenen Bruders Johann Jacob Speners – Professor für Mathematik und Physik in Halle) in die Sammlung des Berliner Anatomen und Leibarzt des preußischen Königs Christian Maximilian Spener (SPENER 1710, WÜNSCHER 1932). MICHAELIS (1693) hatte bereits wenige Jahre zuvor den Verkaufskatalog der Naturalienkammer von Johann Jacob Spener unmittelbar nach dessen Tode verfasst, und hatte auch guten Kontakt zu seinem Bruder in Berlin.

Das MICHAELIS'sche Stück aus Kupfersuhl kam gerade richtig zu einer Zeit, als man begann sich der Sintfluttheorie zu widmen und diese auch zu beweisen versuchte, obwohl SPE-NER (1710) selbst in seiner Publikation die Sintfluttheorie nicht unterstützte. Er war sich aber sicher, dass die Fische und das Skelett des "Krokodils" von echten Lebewesen stammten und keine Spiele der Natur oder "unterirdische Keimungen" waren. Aufgefordert von Leibniz veröffentlichte SPENER seinen Fund 1710 und fügte eine erste Abbildung bei (Abb. 3). Sie galt bisher als die älteste Abbildung eines fossilen Reptils aus dem Kupferschiefer und sogar als die älteste Abbildung eines fossilen Reptils/Sauriers überhaupt.

Der Kommentar LEIBNIZ'S (1710) zu diesem Fund liest sich sehr progressiv, fast darwinistisch und zeigt nicht zuletzt die Bedeutung der Reptilfunde für die sich gerade entwickelnden Naturwissenschaften:

"Sie wissen, daß ich eben der Meinung bin, daß der Metallische Abdruck von einem wirklichen Originale [= Lebewesen] entstanden ist... Ich glaube übrigens, daß einige Versteinerungen später, einige früher als die Sündfluth des Noah entstanden sind. Meiner Meinung nach nimmt man nichts der Vernunft und der heiligen Schrift widersprechendes an, wenn man behauptet, daß noch vor der Schöpfung des Menschen, damals, als Gott das Wasser von dem trocknen schied, die ganze Erdkugel mit Wasser bedeckt gewesen sey, daß sie vorher, als Gott das Licht von der Finsternis schied, gebrannt habe, daß sie nachher große Veränderungen erlitten habe, ...daß aus den Wasserthieren und Amphibien nach dem Zurücktreten des Meeres, einige sich endlich durch die Länge der Zeit in Landthiere verändert haben, ...Vielleicht sind auch einige in unsern Gegenden ehemals gewöhnliche Landthiere ausgestor-



Abb. 3. Abbildung von *Protorosaurus speneri* ("versteinertes Krokodil") aus SPENER (1710).

ben, entweder wegen der Veränderung des Clima oder aus andern Ursachen, die man bey der Dunkelheit der ältern Geschichte unmöglich errathen kann." (Übersetzung von MÜMLER 1781).

Wie hoch das Interesse an Fossilien aus dem Kupferschiefer Anfang des 18. Jahrhunderts war, zeigen weitere Abhandlungen und Abbildungen über Kupferschieferfische im selben Band der Berliner Akademie der Wissenschaften von 1710, wie die älteste Abbildung von den Fischen *Platysomus gibbosus, Acrolepis sedgwicki* und vermutlich einer Samenanlage von *Peltaspermum martinsii* aus dem Naturalienkabinett von SPENER.

Ganz offensichtlich war der erste Fund eines Reptils im Kupferschiefer auch SCHEUCHZER kurz nach dem Auffinden bekannt geworden, denn bereits 1708 bildet er das Fossil noch vor SPENER (1710) in seinem Buch über fossile Fische der "Sintflut" ab ("Piscium querelae et vindiciae", Abb. 4). Die – entgegen den anderen abgebildeten Fossilien – eher ungewöhnlich schematische Darstellung von dem Stück legt nahe, dass Scheuchzer das Fossil nicht kannte und ihm wahrscheinlich nur eine Zeichnung vorlag. In ähnlicher Weise gibt VON MEYER (1856) nur eine schematische Zeichnung des SPENER'schen Stückes, da ihm das Fossil für seine Monographie ebenfalls nicht im Original vorlag, sondern nur der Kupferstich von SPENER (1710) und BÜTTNER (1710) (Abb. 5).

Bei regem Handel mit Kuriositäten zu den drei Messen in Leipzig ist es nicht verwunderlich, dass kurze Zeit darauf (1717 oder Anfang 1718) ein zweiter Fund eines Reptils aus dem Kupferschiefer in die Sammlung des Leipziger Apothekers Heinrich Linck gelangte. Ob er das Stück über die Leipziger Messe oder privat erwarb, ist nicht überliefert. Ersteres scheint nicht abwegig aufgrund der fehlenden Angabe des Fundortes, die Linck bei einem "privaten" Verkäufer sicherlich erhalten hätte.

Linck war sich über die Bedeutung des Stückes als Beweis für die Sintfluttheorie bewusst, denn er ließ bald darauf – im April 1718 – einen Kupferstich von der Platte anfertigen und schickte diesen mit der Nachricht über den Fund an den englischen Arzt und Naturforscher John Woodward (LINCK 1718), der das Kupfersuhler Stück aus dem Kabinett von Spener nach dessen Tod erwarb, da in Berlin dafür kein Geld zur Verfügung stand. Über den berühmten englischen Anatomen und Chirurgen John Hunt gelangte das Fossil dann in das College of Surgeons in London, wo es sich noch heute befindet (SEELEY 1887).

Auch der befreundete Leipziger Jurist Gottlieb Friedrich MYLIUS war sichtlich beeindruckt von dem Linck'schen Fund und nutzte den Kupferstich für den zweiten Teil seines Buches: "Des unterirdischen Sachsens Seltsamer Wunder der Natur ...1718" und gab eine kurze Beschreibung von dem Fund. Mylius besaß Anfang des 18. Jahrhunderts die bedeutendste und umfangreichste Naturalienkammer in Mitteldeutschland mit unzähligen Kupferschieferfossilien (BRANDT 2010).

Der Schweizer Naturforscher Scheuchzer (1672–1733) nahm die beiden Funde ebenfalls begeistert auf, war es doch für ihn der eindeutige Beweis für die Richtigkeit der Sintfluttheorie, nach dem er seit vielen Jahren suchte. Beide Funde fanden deshalb auch als Kopie Eingang in die von SCHEUCHZER 1731 verfasste Kupferbibel (Abb. 6).

Den im Jahre 1733 entdeckten dritten Fund konnte Scheuchzer nicht mehr erleben. Dieser wurde kurz danach publiziert von Emanuel von SWEDENBORG im Jahre 1734, der in



Abb. 4. Schematische Abbildung des Exemplares aus dem Kabinet von Spener aus SCHEUCHZER (1708).

Deutschland und Österreich Bergwerke besuchte und beschrieb. Das Fossil gelangte darauf in die Naturalienkammer von Kaiser Franz I. Stephan von Lothringen in Wien, wo es sich heute noch befindet und im Naturhistorischen Museum ausgestellt ist (Abb. 7).

Die rasche Publikation aller drei Reptilfunde aus dem Kupferschiefer unterstreicht einmal mehr das Interesse an den Fossilien und die Bedeutung dieser für die sich etablierenden Naturwissenschaften. So finden sich allein bis ca. 1735 mindestens 7 Abbildungen in der historischen Literatur von Funden des Kupferschiefersauriers und mindestens 12 Erwähnungen in der relativ umfangreichen historischen Literatur, die bisher wahrscheinlich längst nicht komplett erfasst werden konnte.

Nach ca. 1750 sank das Interesse an Fossilien, Naturalienkabinette wurden nur noch gepflegt, kaum noch neu angelegt oder erweitert. Deshalb finden sich erst um die Wende des 18./19. Jahrhunderts Erwähnungen von Kupferschiefersauriern als "Richelsdorfer Kinderhand" bei RIESS (1790), der zwei Extremitätenreste von *Protorosaurus* abbildet, die sich heute in der Universität in Jena befinden. CUVIER (1808) zeigt erstmalig die Verwandschaft der Reptilien aus dem Kupferschiefer zu den heutigen Waranen auf.

SCHLOTHEIM (1820) gibt von *Protorosaurus* ("Monitor") nur eine kurze Erwähnung (S. 33f.).

Mit der Entwicklung der Paläontologie als Wissenschaft etwa ab 1820 wurden die Fossilien wieder interessanter. H.v. MEYER gab 1832 eine kurze Notiz vom Kupferschiefersaurier und benannte ihn *Protorosaurus speneri*. Den Namen leitete er vom griechischen Wort "*proteros* = erster" ab, da die Kupferschiefersaurier zur damaligen Zeit als die ältesten bekannten Saurier galten.



Abb. 5. Spener'sches Exemplar von Protorosaurus aus VON MEYER (1856).



Abb. 6. Abbildung des Linck' schen und Spener'schen Exemplares aus SCHEUCHZER (1731).

GERMAR (1840) beschrieb und bildete den wahrscheinlich ersten Mansfelder Fund vom größten bisher bekannten Exemplar ab, der kurz zuvor 1839 in Wimmelburg bei Eisleben gefunden wurde (vgl. BRANDT 2010: Abb. 37; MEYER 1856: S. 21).

Weitere Beschreibungen von *Protorosaurus* gab H.V. MEYER 1842 in MÜNSTER'S "Beiträge zur Petrefaktenkunde". Das MÜNSTER'sche Exemplar aus Richelsdorf wird hierin erstmals abgebildet, danach kommt es in MEYER's Monographie 1856 erneut zur Darstellung.

GEINITZ (1848) gab die Abbildung eines in Freiberg aufbewahrten Fundes aus Glücksbrunn und korrigierte mehrere Gattungs- und Artnamen von Zechsteinfossilien in die jeweils grammatikalisch richtige – aber nomenklatorisch heute ungültige – Form (z.B. "*Doryopterus*", "*Palaeoniscus glaphyurus*" und *Proterosaurus*. Die Namen finden sich dann auch in der Zechsteinmonographie von GEINITZ (1861) und wurden später z.T. fälschlicherweise im englischen Sprachraum übernommen und finden sich vereinzelt bis heute.

Hermann von MEYER gab im Jahre 1856, die bereits erwähnte erste Monographie und wissenschaftliche Bearbeitung der Kupferschiefersaurier heraus. Unter Einbezug (fast) aller bis dahin bekannten *Protorosaurus*-Funde (ca. 25 Stücke) gibt er eine umfassende Darstellung mit zahlreichen detailgetreuen Lithographien und exakten Maßangaben der genannten Funde.

Der Bergbau brachte nachfolgend bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts nur wenige bruchstückhafte Funde zu Tage. Durch die Sammlungstätigkeit zahlreicher Hobbypaläontologen und Baumaßnahmen stieg die Zahl der Funde in den letzten 40 Jahren deutlich an, auch mindestens 3 fast komplette Exemplare und mindestens 7 Schädelreste konnten geborgen werden.

Die Zahl der Funde insgesamt kann derzeit auf mindestens 120–150 Belegstücke geschätzt werden, bei weiter wachsender Zahl durch Neufunde.

Bis zum Jahr 2009 musste man auf eine Neubearbeitung der Reptilform durch GOTTMANN-QUESADA & SANDER warten, die jedoch nur einen Bruchteil der Neufunde berücksichtigen. Es ist nach VON MEYER'S Monographie 1856 die zweite umfassendere Bearbeitung von *Protorosaurus*, der inzwischen morphologisch sehr gut bekannt und besser dokumentiert ist als einige der häufigeren Fischformen aus dem Kupferschiefer.

Die aktuellen und besonders die historischen Funde haben bis heute ihre Faszination nicht verloren und besitzen noch nach über 300 Jahren Erforschungsgeschichte das Potenzial, die paläontologischen Erkenntnisse voranzutreiben.

Danksagung: Für die Unterstützung bei der Vorbereitung dieses Beitrages, insbesonders bei der Beschaffung der oft nur schwer zu erlangenden historischen Literatur, möchte ich mich bei Herrn Dr. G. Kauffmann, Marburg und Herrn Dr. U. Leu, Zürich bedanken. Herr Stephan Brauner, Wutha-Farnroda verdanke ich Hinweise zur Lebensweise des Kupferschiefersauriers und das Foto vom Wiener Exemplar von *Protorosaurus*.



Abb. 7. SWEDENBORG'sches Exemplar, heute im Naturhistorischen Museum in Wien aufbewahrt (Foto: S. Brauner, Wutha-Farnroda).

3 Schriftenverzeichnis

- BRANDT, S. (1997): Die Fossilien des Mansfelder und Sangerhäuser Kupferschiefers. – Schriftenreihe des Mansfeld-Museums, N.F. Heft 2: 68 S.; Hettstedt.
- BRANDT, S. (2010): Gottlieb Friedrich Mylius (1675–1726) und Eisleber Kupferschieferfossilien in Sammlungen des 18. und 19. Jahrhunderts. – Eisleber Bergschulhefte, **3**: 56 S.; Halle (Selbstverlag).
- BRUNNER, J.A: (1675): Dissertatio Physica, De Figuris Variarum Rerum In Lapidibus Et Speciatim Fossilibus Comitatus Mansfeldici. – 32 S.; Leipzig.
- BÜTTNER, D.S. (1710): Rudera diluvii testes, i.e. Zeichen und Zeugen der Sündfluth. – 314 S.; Leipzig.
- CUVIER, G. de (1808): Monitor fossile. Annales du Muséum, **12**: 76; Paris.
- GEINITZ, H.B. (1848): Die Versteinerungen des deutschen Zechsteingebirges. – 26 S.; Dresden und Leipzig, Arnold.
- GEINITZ, H.B. (1861-62): Dyas oder die deutsche Zechsteinformation und das Rothliegende. – 342 S.; Leipzig.
- GERMAR, E.F. (1840): Die Versteinerungen des Mansfelder Kupferschiefers. – 38 S.; Halle.
- GOTTMAN-QUESADA, A. & SANDER, P.M. (2009): A redescription of the early archosauromorph Protorosaurus speneri Meyer, 1832, and its phylogenetic relationships. – Palaeontolographica, A 287 (4–6): 123–221; Stuttgart.
- LEIBNIZ, G.W. V. (1710): Epistola Godofredi Guilielmi Leibnitii, ad Autorem Dissertationis de figures animalium quae in lapidibus observantur, & Lithozoorum nomine venire possent. – Miscellanea Berolinensia ad incrementum scientiarum ex scriptis Societati Regiae Scientarum exhibitis edita 1: 118–120; Berlin.
- LINCK, H. (1718): Excerpta ex literis Henrici Linckii ad V. Cl. J. Woodwardum, Medicum & Philosphum in Anglia acutissimum. – Acta eruditorium für 1718: 188–189; Leipzig.
- MEYER, H. V. (1832): Palaeologica zur Geschichte der Erde und ihrer Geschöpfe. – 560 S.; Frankfurt.
- MEYER, H. v. (1842): Ueber den Protorosaurus Speneri, insbesondere über die Reste, welche sich in der Sammlung des Herrn Grafen G. zu Münster und des Herrn Bergrathes Fulda vorfinden. – In: MÜNSTER, G. GRAF ZU (Hrsg.): Beiträge zur Petrefacten-Kunde, **5**: 1–21; Bayreuth.

- MEYER, H. V. (1856): Zur Fauna der Vorwelt. Saurier aus dem Kupferschiefer der Zechstein-Formation. – 28 S.; Frankfurt am Main.
- MICHAELIS, J.M. (1693): Museum Spenerianum sive Catalogus Rerum .../Das Spenerische Kabinet Oder Kurtze Beschreibung Aller Sowol künstlich als natürlicher/alter/als neuer/fremder als einheimischer curiösen Sachen/Welche Herr Johann Jacob Spener Seel. Phys. & Math. P.P. auf der Academie zu Halle mit unermüdetem Fleiß colligiret. – 225 S.; Leipzig.
- MÜMLER, J.L.C. (1781): Physicalische und Medicinische Abhandlungen der Königlichen Academie der Wissenschaften zu Berlin. – Band 1: 41–43; Gotha (Deutsche Übersetzung des Bandes von 1710).
- MÜNSTER, S. (1550): Cosmographei. 1234 S.; Basel.
- MYLIUS, G.F. (1709/1718): Saxoniae subterraneae. Teil 1 (1709) und Teil 2 (1718); Leipzig.
- RIESS, J.P. (1790): Uiber einige merkwürdige Abdrücke in Bituminösem Mergelschiefer. – Bergmännisches Journal, 3(2): 281–287; Freiberg.
- SCHEUCHZER, J.J. (1708): Piscium querelae et vindiciae. 40 S.; Zürich.
- SCHEUCHZER, J.J. (1731): Kupfer-Bibel oder Physica sacra. Taf. L II; Augsburg und Ulm.
- SCHLOTHEIM, E.F. V. (1820): Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte. – 437 S.; Gotha.
- SEELEY, H. G. (1887): Researches on the structure, organization, and classification of the fossil reptilia. I. On *Protorosaurus speneri* (von Meyer): Philosophical Transactions of the Royal Society of London, **B 178**: 187–213; London.
- SPENER, C.M. (1710): Disquisitio expressoaliisque lithozois. De crocodilo in lapide scissili expresso aliisque Lithozois. – Miscellanea Berolinensia ad incrementum scientiarum ex scriptis Societati Regiae Scientarum exhibitis edita 1: 99–118; Berlin.
- SWEDENBORG, E. V. (1734): Principia rerum naturalium sive novorum tentaminum phaenomena mundi elementaris philosophice explicandi. – 452 S.; Dresdae (Hekelius).
- WÜNSCHER, S. (1932): Die Geschichte des Kupferschieferbergbaues und seines Hüttenwesens im Fürstentum Eisenach. – 159 S.; Eisenach.

Manuskript eingegangen am 4.1.2011, angenommen am 23.2.2011.

KARL-JOSEF SABEL*

Nachruf Arno Semmel



Im Alter von 81 Jahren verstarb am 10. Oktober 2010 Prof. Dr. Dr. h.c. Arno Semmel in Hofheim am Taunus. Geboren am 5. August 1929 in Selchow, Pommern studierte er in Rostock, Berlin und Frankfurt am Main Geographie und Geologie. Nach der Promotion war er am Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden beschäftigt, bevor er dann 1969 Wissenschaftlicher Rat und Professor am Geographischen Institut der Universität Würzburg wurde und 1970 schließlich auf die Professur für Physische Geographie an der Universität Frankfurt am Main berufen wurde. Generationen von Studenten wurden von seiner Lehre und Wissensvermittlung geprägt. Für seine Leistungen erfuhr Arno Semmel zahlreiche Ehrungen, unter anderem wurden ihm die Ehrendoktorwürde der Universität Heidelberg und die Albrecht-Penk-Medaille der DEUQUA verliehen.

Semmel darf als einer der bedeutendsten Geographen, Ouartärgeologen und Bodenkundler der Nachkriegszeit gelten und machte sich durch die Erforschung der Schuttdecken und periglazialer Deckschichten in den Mittelgebirgen sowie der Lössstratigraphie Mitteleuropas verdient. Zu seinen Forschungsschwerpunkten zählten die Bodengeographie, die Periglazialmorphologie und die angewandte konventionelle Geomorphologie. Während seiner universitären Laufbahn erschienen mehrere Lehrbücher u. a. "Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland", "Grundzüge der Bodengeographie", "Periglazialmorphologie", sowie "Relief, Gestein, Boden". Das sehr umfangreiche Literaturverzeichnis seiner Veröffentlichungen ist unter http://www.geo.uni-frankfurt.de/ ipg/ag/pers/se.html einsehbar.

Obgleich seit 1991 im Vorruhestand, war Arno Semmel bis zuletzt wissenschaftlich tätig, indem er publizierte und sich bei Fachtagungen und z.B. an der Univ. Mainz mit Lehraufträgen engagierte. Seine Geländekenntnis und -erfahrung bereicherten jede Exkursion, an denen er noch bis in letzter Zeit teilnahm. Immer den Klappspaten zur Hand, liebte er die Arbeit "im Gelände". Noch unmittelbar vor seinem Tode half er bei der Exkursionsvorbereitung der Tagung der Subkommission Quartär in Wiesbaden. Seinen Schülern und Kollegen sind sein immenser Erfahrungsschatz und seine engagierten Diskussionen zu einem breiten Themenspektrum aus Geomorphologie und Bodenkunde bestens in Erinnerung. Schier unendlich viele "Aufschlüsse" aus Jahrzehnte langer Geländetätigkeit, oft nur Schürfe an Wegeböschungen, konnte er aus dem Gedächtnis wiederbeleben wie auch ein unglaubliches Repertoire an Literaturzitaten. Zuletzt arbeitete er noch an einer "Geschichte der Quartärforschung in Hessen".

Neben seinen wissenschaftlichen Tätigkeiten hat Arno Semmel sich in vielen Organisationen und Gremien engagiert. Von 1987–1989 war er Vorsitzender des Verbandes der Geographen an Deutschen Hochschulen (VGDH) und des Zentralverbandes der deutschen Geographen, zeitweilig als dessen Vertreter im Präsidium der Alfred-Wegener-Stiftung und von 1988–1991 Senator der DFG. Er war lange im Vorstand der Frankfurter Geographischen Gesellschaft und zuletzt deren Ehrenvorsitzender und aktives Mitglied im

^{*}Prof. Dr. K.-J. Sabel (e-mail: karl-josef.sabel@hlug.hessen.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, 65203 Wiesbaden

Nassauischen Verein für Naturkunde. Zugleich engagierte er sich für die Stadt Hofheim am Taunus, seinem Wohnort. Er stellte sich als Berater zur Verfügung, schrieb mehrere Broschüren und richtete einen Lehrpfad ein.

Zu den wesentlichen Eigenschaften von Arno Semmel zählen seine Bescheidenheit und Zurückhaltung. Dies äußerte sich in der unter Studenten sprichwörtlichen "schlanken" Mittagsrast bei Exkursionen, aber auch in der Freizügigkeit und Weitergabe von Drittmitteln an Studenten und universitäre Einrichtungen.

Von 1961 bis 1966 war Arno Semmel als Bodenkundler, von 1967 bis 1969 als Quartärgeologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung (heute Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) angestellt. Schon mit seiner Dissertation, die die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald behandelte, stieg er in das Thema guartäre Reliefbildung und oberflächennaher Untergrund ein, was ihn bis zum Lebensende nicht mehr loslassen sollte. Frühe Höhepunkte seiner wissenschaftlichen Reputation sind mit der 1964 veröffentlichten ersten Schuttdeckengliederung des oberflächennahen Untergrundes im Mittelgebirge verbunden, die Deck-, Mittel- und Basisschutt definierte. Auch wenn lange Jahre die klassische Bodenkunde außer in Hessen die Bodenformenansprache der Solifluktionsdecken negierte, sind doch heute mit leichter verbaler Abänderung der Begrifflichkeiten zu Haupt-, Mittel- und Basislage genau seine Definitionen verpflichtend geworden.

Mit der Gliederung und vor allem mit der Materialzusammensetzung der solifluidalen Schutte wurden bestimmte von der klassischen Bodengenese abweichende Merkmale und Eigenschaften offenbar, Besonders diskutabel war die "Phänoparabraunerde" oder "Zweischichtparabraunerde", deren Unterboden nicht ausschließlich durch eine vertikale Tonanreicherung, sondern nicht unwesentlich schon durch die primär sedimentäre Substratschichtung gekennzeichnet ist. Inzwischen ist man sich der Erkenntnis der Mehrschichtigkeit vieler Böden bewusst und hat dieses Phänomen auch in die Bodentypensystematik integriert.

Eingestellt wurde Arno Semmel mit der Aufgabe, die Bodenkarte 1 : 25 000 Blatt 5224 Eiterfeld zu kartieren. Ende 1966 lagen Karte und Erläuterung als Druck vor, einen Tag nach der Herausgabe des Blattes Eltville, das der Dezernatsleiter Heinrich Zakosek bearbeitet hatte. Die Kartiertechnik und die Optik der Bodenkarte waren nicht nur in Hessen innovativ, sondern auch in Westdeutschland und sind im Grunde genommen bis heute unverändert geblieben. Einzigartig war die konsequente Beschreibung der Bodeneinheiten mit einer Deckschichtengliederung, was in anderen Ländern erst viele Jahre später übernommen wurde.

1964 erscheint in Zusammenarbeit mit Ernst Schönhals, ehemals gleichfalls im HLfB angestellt, und Rohdenburg ein Aufsatz zur Würmlössgliederung in Hessen. Hier eröffnete sich ein weiterer Forschungsschwerpunkt. Gerade die Bezeichnungen von Horizonten und Sedimentstrukturen im Würmund Risslöss, die auf dem jeweiligen locus typicus beruhen, offenbaren eine Konzentration auf die Region des erweiterten Rhein-Main-Gebietes und wurden vornehmlich von Arno Semmel entdeckt und definiert. Dabei wurde einerseits der klimatische Wandel innerhalb einer Eiszeit offenkundig, aber auch die Zahl der Glaziale und Interglaziale, was weit über die gängige Gliederung des Pleistozäns hinausging.

Arno Semmel wechselte 1967 zur Geologie und kartierte das Quartär des Blattes Hochheim am Main, parallel auch noch die Bodenkarte gleich mit. Hier konnte er seine Lössforschungen in der Kiesgrubenlandschaft des Rhein-Main-Gebietes fortsetzen und mit der Terrassengliederung des Untermains verknüpfen. Vorbildlich ist die Relativdatierung der Flussterrassen durch die überlagernden Lössstraten und fossilen Bodenbildungen gelungen, ein Verfahren, das später an vielen anderen Flusssystemen nachvollzogen wurde. Ob der guten Kenntnisse des Mains übernahm Arno Semmel – schon längst an der Universität Frankfurt – auch die Bearbeitung des Quartärs der Blätter Kelsterbach und Neu-Isenburg.

Die zitierten Kartenblätter zählten seit Jahren zu den begehrtesten Produkten des HLfB, aber auch des heutigen HLUG, nicht zuletzt weil Massen an Studenten der Fachausrichtung Physische Geographie der Universität Frankfurt regelmäßig vornehmlich in diesen Landschaften ihre Geländeveranstaltungen und Kartierübungen absolvierten. Auch seine Schüler, die nach ihrer Ausbildung an anderen Institutionen eine Anstellung gefunden hatten, nutzten die schon präparierten Aufschlüsse und Schürfe über Jahre hinweg.

Anfang der 70er Jahre konnte Arno Semmel zwar Wolfgang Plass auf die Professur für Bodenkunde vom HLfB abwerben, sorgte aber zugleich auch dafür, dass mehrere seiner Schüler die Tradition seiner bodenkundlichen Sicht im HLUG aber auch in anderen Landesämtern weiterhin pflegten.

Die Wissenschaft verliert mit ihm einen bedeutenden Forscher und Lehrer, seine Schüler und Kollegen einen engagierten, immer ansprechbaren, selbstlosen Diskussionspartner und geschätzten Ratgeber.

Es gilt, ihm ein ehrendes Andenken zu bewahren.

Manuskript eingegangen am 16.5.2011, angenommen am 20.5.2011.

Inhalt

Seite 5

JÜRGEN FICHTER & REINER KUNZ Neue Nachweise chirotheroider Fährten in der Detfurth-Formation (Mittlerer Buntsandstein, Untere Trias) bei Wolfhagen

Seite 19

STEFAN LANG, JENS HORNUNG, MATTHIAS KRBETSCHEK, KATRIN RUCKWIED & ANDREAS HOPPE Tektonik und Sedimentation am Rand des Oberrheingrabens in Darmstadt im Mittel- und Oberpleistozän

Seite 55

HELMUT HEMMER & THOMAS KELLER Die Löwin von Rockenberg (Wetterau, Hessen) im Kontext von 200 Jahren Forschung am Höhlenlöwen, *Panthera leo spelaea* (GOLDFUB, 1810)

Seite 65

JENS HAHN & CHRISTIAN OPP Geochemische Eigenschaften von Laacher See-Tephra enthaltenden Bodensubstraten in eruptionsnaher und eruptionsferner Position

Seite 79

JÜRGEN FICHTER, KLAUS HOCHBERGER & WERNER HUMBURG Erstnachweis der Lebensspur Uchirites triangularis Macsotay 1967 im Kupferschiefer Nordhessens

Seite 85

MARITA FELDER, GUDRUN RADTKE & THOMAS KELLER Ein neues Schwarzpelit-Vorkommen im Westerwald (Forschungsbohrung Elbtal-Elbgrund, Hessen)

Seite 103

JOSEF PAUL Zum Alter der Korbacher Spalte und dem Klima des Zechsteins (Hessen, Werra-Formation)

Seite 111

SILVIO BRANDT *Protorosaurus speneri* – von der Entdeckung bis zur ersten wissenschaftlichen Bearbeitung

Seite 119

KARL-JOSEF SABEL Nachruf Arno Semmel



Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

www.hlug.de



ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0

SP050509001