

Inhalt

Seite 5

H.-G. Fritsche, F. Becker & H. Heggemann:

Die Tiefbohrung Rotenburg HKZ 1001 – Geologie des Deckgebirges und hydrogeologische Ergebnisse

Seite 19

R. Gaupp & B. Nickel:

Die Pechelbronn-Schichten im Raum Eich–Stockstadt (Nördlicher Oberrheingraben; Blatt 6216 Gernsheim)

Seite 29

M. Felder, F.-J. Harms & V. Liebig mit Beiträgen von M. Hottenrott, Ch. Rolf & T. Wonik:

Lithologische Beschreibung der Forschungsbohrungen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal sowie zweier Lagerstättenbohrungen bei Eppertshausen (Spremlinger Horst, Eozän, Messel-Formation, Süd-Hessen)

Seite 83

D. Meischner & S. Steinmetz: Die Mineralquellen von Bad Wildungen (Hessen), tektonische Stellung und Herkunft der gelösten Bestandteile

Seite 97

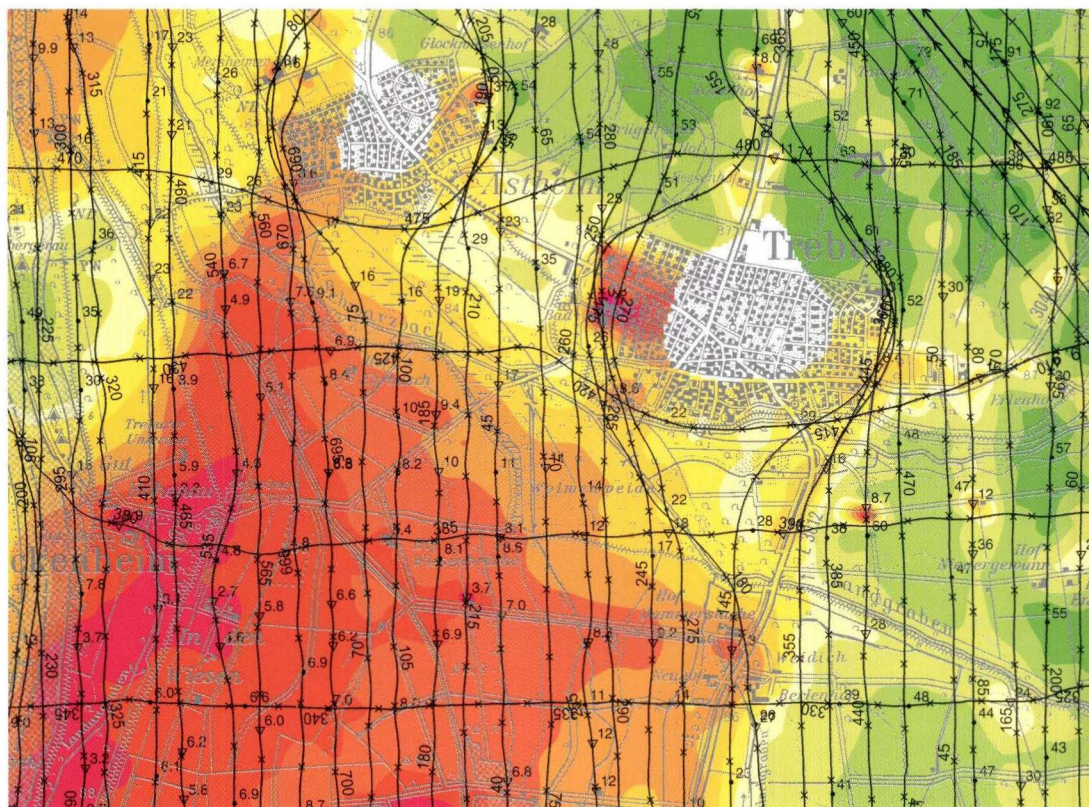
J. Neumann, G. Fleck & P. Wycisk:

Flächendifferenzierte Bewertung und Interpretation der hydrogeologischen Situation am südöstlichen Stadtrand von Kassel



Band 128/2000

Geologisches Jahrbuch Hessen 2000



HLUG

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Band 128/2000

129 Seiten, 49 Abbildungen, 13 Tabellen, 5 Tafel, Wiesbaden 2001

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen 2000



Hessisches Landesamt
für Geologie und Umwelt

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

Titelbild aus Beitrag Siemon, Blum, Pöschl & Voß
Ausschnitt aus der Karte des Halbraumwiderstands in Ωm für die Messfrequenz 1827 Hz

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

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2001
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: Martina Peter, Monika Retzlaff, Dagmar Tangermann
Herstellung: Druckhaus „Thomas Müntzer“ GmbH
Neustädter Straße 1–4
D-99947 Bad Langensalza
gedruckt auf chlor- und säurefreiem Papier
Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden
Telefon: 06 11/701034; e-mail: vertrieb@hlug.de
Telefax: 06 11/9740 813

Inhalt	Seite
Hans-Gerhard Fritsche, Frank Becker & Heiner Heggemann: Die Tiefbohrung Rotenburg HKZ 1001 – Geologie des Deckgebirges und hydrogeologische Ergebnisse	5
Reinhard Gaupp & Birgit Nickel: Die Pechelbronn-Schichten im Raum Eich–Stockstadt (Nördlicher Oberrheingraben; Blatt 6216 Gernsheim)	19
Marita Felder, Franz-Jürgen Harms & Volker Liebig mit Beiträgen von Martin Hottenrott, Christian Rolf & Thomas Wonik: Lithologische Beschreibung der Forschungsbohrungen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal sowie zweier Lagerstättenbohrungen bei Eppertshausen (Sprendlinger Horst, Eozän, Messel-Formation, Süd-Hessen)	29
Dieter Meischner & Stefan Steinmetz: Die Mineralquellen von Bad Wildungen (Hessen), tektonische Stellung und Herkunft der gelösten Bestandteile	83
Jörg Neumann, Gerd Fleck & Peter Wycisk: Flächendifferenzierte Bewertung und Interpretation der hydrogeologischen Situation am südöstlichen Stadtrand von Kassel	97
Arno Semmel: Zum oberflächennahen Untergrund entlang der ICE-Trasse Köln/Rhein-Main im Taunusvorland	107
Bernhard Siemon, Rainer Blum, Werner Pöschl & Wolfgang Voß: Aeroelektromagnetische und gleichstromgeoelektrische Erkundung eines Salzwasservorkommens im Hessischen Ried	115
Witigo Stengel-Rutkowski: Nachruf Otto Schmitt	127

Hans-Gerhard Fritsche¹, Frank Becker² & Heiner Heggemann¹

Die Tiefbohrung Rotenburg HKZ 1001 – Geologie des Deckgebirges und hydrogeologische Ergebnisse

Kurzfassung

Die Bohrung Rotenburg HKZ 1001 wurde im Jahre 1995 östlich der Stadt Rotenburg an der Fulda abgeteuft. Sie gehört mit einer Tiefe von 1702 m zu den tiefsten Bohrungen in Nordhessen. Die Bohrung durchteufte unterhalb geringmächtiger Schuttdecken des Quartär (bis 10 m) und Abfolgen des Unteren Buntsandstein (bis 16 m) Sedimentgesteine des Ober-Perm (Zechstein, bis ca. 261,05 m u.GOK) und des Unter-Perm (Rotliegend, bis 287,45 m). Bis zur Endteufe von 1702 m wurden devonische Tonschiefer und Metavulkanite erbohrt. Die lithostratigraphische Gliederung des Buntsand-

stein- und Zechstein-Anteils in der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 erfolgte zum überwiegenden Teil anhand des Gamma-Logs und des Bohrkleins. Der untere Teil des Zechsteinkalks (Ca1), der Kupferschiefer (T1), Werra-Sandstein (S1), der Cornberger Sandstein (roCO), das Ober-Rotliegend (ro) sowie wenige Meter Devon konnten an vorhandenen Bohrkernen (255,0–297,5 m) detailliert aufgenommen werden.

Vier Wasserproben aus verschiedenen Entnahmetiefen in den devonischen Schichten belegen zusammen mit den Ergebnissen anderer Bohrungen die flächen-

hafte Verbreitung von Wässern des Natrium-Sulfat-Typs im tieferen Untergrund Nord- und Ost Hessens. Wässer des Natrium-Chlorid-Typs scheinen trotz des nahe gelegenen Werra-Salinars nur an engräumige Fließwege gebunden zu sein. In den höheren Bereichen der Bohrung sind die Grundwässer durch die Lithologie des Übergangsbereichs zum Zechstein und durch die Sedimente des Zechstein geprägt und weisen, wie zwei weitere Proben zeigen, demzufolge eine Dominanz von Calcium, Sulfat und Hydrogencarbonat auf.

Abstract

The well Rotenburg HKZ 1001 was drilled east of Rotenburg/Fulda (NW Hesse, Germany) in 1995. With a total depth of 1702 m, the well is one of the deepest in Northern Hesse. The well section consists of a stratigraphic succession of Quarternary deposits (to 10 m) followed by sedimentary rocks of Lower Bunter (to 16 m), Upper-Permian (Zechstein, to 261,05 m) and Lower Permian (Rotliegend, to 287,45 m). Down to the final depth of 1702 m slaty shales and

metavolcanic rocks of Devonian age occur. The lithostratigraphic subdivision of the Mesozoic and Permian sediment succession was mainly established by the interpretation of drill cuttings and of a gamma-ray log. For the lower part of the Zechstein and the Upper Rotliegend drill cores were available and described in detail.

Four water samples from different depths within the Devonian strata demonstrate the wide distribution of sodium- and sulfate-dominated mineral waters in

the deep subsurface of Northern and Eastern Hesse. Sodium-chloride waters only occur on very small flow paths, though the Werra-Halite (Zechstein 1) is not far away.

The chemistry of the shallow groundwater systems between Devonian and Zechstein strata and in the Zechstein formations is mainly characterized by sulphates and carbonates, as two samples show.

¹ Dr. H.-G. Fritsche, Dr. H. Heggemann, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

² Dr. F. Becker, Kronenmattenstr. 7, D-79100 Freiburg

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	6
2. Geologische Übersicht	6
3. Lithostratigraphie und Lithologie	8
3.1 Devon	8
3.2 Rotliegend	8
3.3 Grenzbereich Rotliegend/Zechstein	11
3.4 Zechstein	11
3.5 Unterer Buntsandstein und Quartär	12
4. Hydrogeologie	13
5. Schriftenverzeichnis	16

1. Einleitung

Im Jahre 1995 wurde östlich der Stadt Rotenburg an der Fulda von der Fa. H. Anger's Söhne (Hessisch-Lichtenau) im Auftrag des Herz- und Kreislaufzentrums Rotenburg Pergola Klinik GmbH & Co. mit 1702 m Teufe eine der tiefsten Bohrungen Nordosthessens niedergebracht (Ansatzpunkt: TK 4924 Seifertshausen, R 35 52 350, H 56 52 500, 245 m ü.NN). Ziel war die Erschließung von Thermalwasser zu Bade- und Trinkzwecken. Zu den bohrtechnischen Aspekten dieser Bohrung hat bereits

Schindler (1997) eine Übersicht gegeben, in der auch das Verrohrungsschema abgebildet ist. In dieser Publikation werden nun die Ergebnisse der lithologischen und lithostratigraphischen Aufnahme des Deckgebirges (Rotliegend, Zechstein, Buntsandstein) sowie die Analysedaten von sechs entnommenen Wasserproben vorgestellt. Die devonischen Gesteinsabfolgen werden momentan noch bearbeitet und die Ergebnisse daher zu einem späteren Zeitpunkt veröffentlicht (Anderle & Nesbor, in Vorb.).

2. Geologische Übersicht

Das Gebiet um Rotenburg an der Fulda befindet sich im östlichen Teil der Hessischen Senke und gehört zum geologischen Naturraum der Osthessischen Buntsandsteintafel.

Die Bohrlokation auf Blatt Seifertshausen (TK 4924) nahe der Blattgrenze zu Blatt Rotenburg an der Fulda (TK 5024) ist von paläozoischen Grundgebirgsaufbrüchen umgeben. Im NW befindet sich der Baumbacher Aufbruch mit einer Wechselfolge aus oberdevonischen Grauwacken- und Tonschieferbänken in seinem Kern, die von den Sedimenten des Zechstein umrahmt werden. Im NE und E liegt das Richelsdorfer Gebirge, in dem als ältestes Gestein die Sedimente des Ober-Rotliegend aufgeschlossen sind. Im SW stehen im kleinen Aufbruch von Mühlbach devonische Massenkalken an. Nach Süden erstreckt sich mit großer Verbreitung der Untere und Mittlere Buntsandstein.

Diese paläozoischen Aufbrüche bildeten im späten Paläozoikum Teilbereiche einer von SW nach NE verlaufenden Schwellenzone, der sog. Hunsrück–Oberharz-Schwelle. Die Karte der paläogeographischen Situation zur Zeit des späten Paläozoikums (Abb. 1) zeigt, dass die Hunsrück–Oberharz-Schwelle von mehreren herzynisch streichenden Schwellenzonen gequert wurde (u.a. die Treischfelder Schwelle, Baumbacher Schwelle, die Schemmern-Schwelle und die Buchenauer Schwelle). An den Kreuzungspunkten dieser Schwellen mit der Hunsrück–Ober-

harz-Schwelle befinden sich die heutigen Grundgebirgsaufbrüche der Hessischen Senke.

Während des Devon gehörte das Gebiet der Bohrlokation zum Ablagerungsraum des Rhenoharzsynklinen Meeresbeckens. Mit der variszischen Orogenese und der damit verbundenen Auffaltung der marinen Ablagerungen im Ober-Karbon wurden die Gesteinsabfolgen bis in das Erosionsniveau herausgehoben und in kurzer Zeit teilweise wieder abgetragen. Der Abtragungsschutt lagerte sich in intramontanen Becken ab, die sich während der nachfolgenden Extensionsphase gebildet hatten. Das größte intramontane Becken war der SW–NE verlaufende Saar–Nahe-Trog, dessen hessischer Anteil sich im Rotliegend südlich der Bohrlokation befand. Der Saar–Nahe-Trog ist Teil eines übergeordneten Rift-Systems, das von Gast (1988) für Norddeutschland beschrieben wurde. Die Sedimentabfolge des Rotliegend erreicht im hessischen Anteil des Saar–Nahe-Troges in der Brg. Weisenborn 2 (vgl. Abb. 1) eine Mächtigkeit von 609 m (Schäfer 1969, Motzka 1974), diese Mächtigkeit reduziert sich nach NW gegen die Hunsrück–Oberharz-Schwelle kontinuierlich. In der hier beschriebenen Brg. Rotenburg HKZ 1001, die nur etwa 20 km von der Brg. Weisenborn 2 entfernt liegt, hat das Rotliegend nur noch eine Mächtigkeit von 26,4 m.

Im Zechstein befand sich der Bereich am Südrand des sich

von England bis nach Polen erstreckenden europäischen Zechsteinbeckens. Während der Transgression des Zechsteinmeeres kam es zu einer marinen Überflutung des hessischen Beckens, wobei die Zechsteinablagerungen in den Senken auf die klastischen Serien des Rotliegend, an den Randgebieten und im Bereich von Hochlagen auf präpermische Gesteine übergriffen. Die aus dem Rotliegend bekannte morphologische Gliederung in Schwellen und Senken war mit Beginn des Zechstein jedoch nur noch in abgeschwächter Form vorhanden (vgl. Kowalczyk 1983). In einem semiariden bis ariden Klima bildeten sich evaporitische Sedimentfolgen (Pelite - Karbonate - Sulfate - Steinsalze - Kalisal-

ze), die einen beckenweit verfolgbaren, zyklischen Aufbau erkennen lassen (vgl. Richter-Bernburg 1955a) und durch lokal bzw. regional variierende Kontrollfaktoren (Fluktuationen des Wasserspiegels, Subsidenz, Sedimenteintrag bzw. -akkumulation) einer lokalen bzw. regionalen Differenzierung unterlagen (vgl. Becker 2000). Evaporitische Sedimente sind im hessischen Becken vor allem in den Zechstein-Folgen z1 bis z3 anzutreffen, während im höheren Zechstein (ab z4) klastische Ablagerungen dominieren (vgl. Kulick et al. 1984). Die Bohrung Rotenburg HKZ 1001 liegt im NW des Werra-Beckens, das durch hochsalinare Abfolgen des z1 (Stein- und Kalisalze) charakterisiert ist.

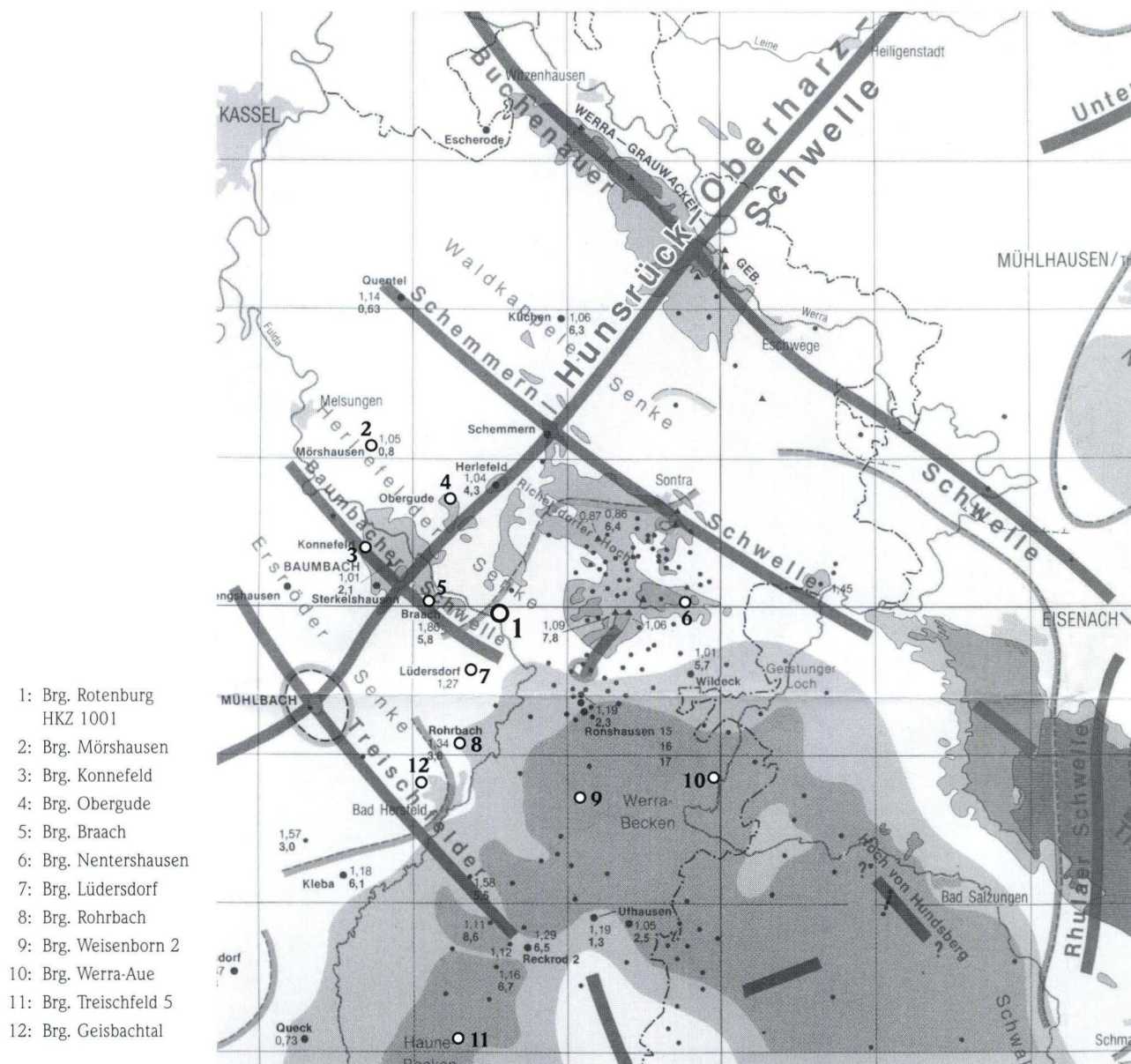


Abb. 1. Paläogeographie zur Zeit des späten Paläozoikums mit den wichtigsten Bohrungen der näheren Umgebung (nach Kulick et al. 1984).

3. Lithostratigraphie und Lithologie

3.1 Devon

Das erbohrte Grundgebirge setzt sich von 287,45 m bis zur Endteufe der Bohrung vorwiegend aus Tonschiefern und Vulkaniten des Mittel-Devon und tiefen Ober-Devon zusammen. Die Tonschiefer sind überwiegend dunkelgrau, nur im Liegenden der Deckgebirgs-Abfolge treten rote Farben in den Vordergrund. Zwischen 1535 und 1650 m sind mittel- bis hellgrüne Tonschiefer durchteuft worden.

Den Tonschiefern sind in einer Teufe zwischen 955 und 1315 m Vulkanite eingeschaltet, bei denen es sich um submarine Lavaströme und Gänge bzw. Lagergänge handelt. Die unteren ca. 100 m der vulkanischen Abfolge setzten sich aus Meta-Trachyandesiten zusammen, im Hangenden folgen ca. 200 m Meta-Alkalibasalte, die sich wiederum in einen amphibolführenden und in einen amphibolfreien Gesteinstyp unterscheiden lassen. Die Vulkanite sind überwiegend stark tektonisch beansprucht, z.T. auch geschiefert.

Eine ausführliche Beschreibung des Grundgebirgsanteils der Tiefbohrung Rotenburg ist in Vorbereitung und wird im folgenden Band des Geologischen Jahrbuchs Hessen erscheinen (Anderle & Nesbor, in Vorb.); das Säulenprofil in Abb. 2 stellt das Hangende dar.

3.2 Rotliegend

Die Schichtenfolge zwischen den roten Tonschiefern des Devon bei 287,45 m und dem Kupferschiefer bei 256,22 m lässt sich sedimentologisch in drei Bereiche gliedern (Abb. 2). An der Basis befindet sich mit einer Mächtigkeit von 7,1 m eine Wechselfolge aus roten bis rotbraunen Konglomeraten und roten z.T. konglomeratischen Grobsandsteinen (Ober-Rotliegend, ro) (Taf. 1, Fig. 1, 2). Darüber liegt eine 19,3 m mächtige Folge von gelbgrauen bis grüngrauen Mittelsandsteinen (Cornberger Sandstein, roCO) (Taf. 1, Fig. 3, 4), und als Abschluss wurden 4,83 m grüngraue bis graue Sandsteine mit schwarzen Tonsteinfasern erbohrt (Werra-Sandstein, S1) (Taf. 1, Fig. 5, 6). Letzter wird im Kapitel 3.3 Grenzbereich Rotliegend/Zechstein beschrieben.

Rotliegend-Konglomerate / Sandsteine (ro)

Die Rotliegend-Konglomerate bilden fünf Bänke mit Mächtigkeiten zwischen 0,27 und 0,89 m. Die Geröllkomponenten bestehen vorwiegend aus Milchquarzen (Gangquarze), Kieselschiefern, Quarziten, Tonschiefern, Phylliten und aufgearbeiteten Tonklasten. Hinweise auf magmatische Komponenten konnten nicht gefunden werden, was darauf hindeutet, dass in diesem Bereich am SE-Hang der Hunsrück-Oberharz-Schwelle kein Rotliegendvul-

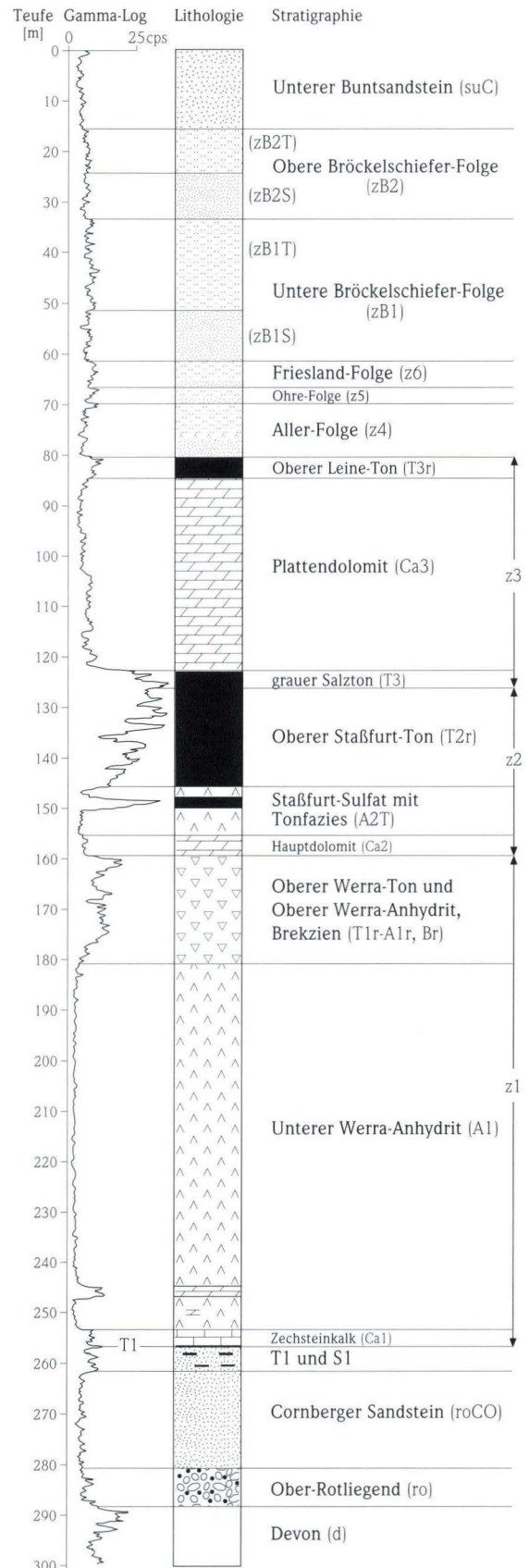
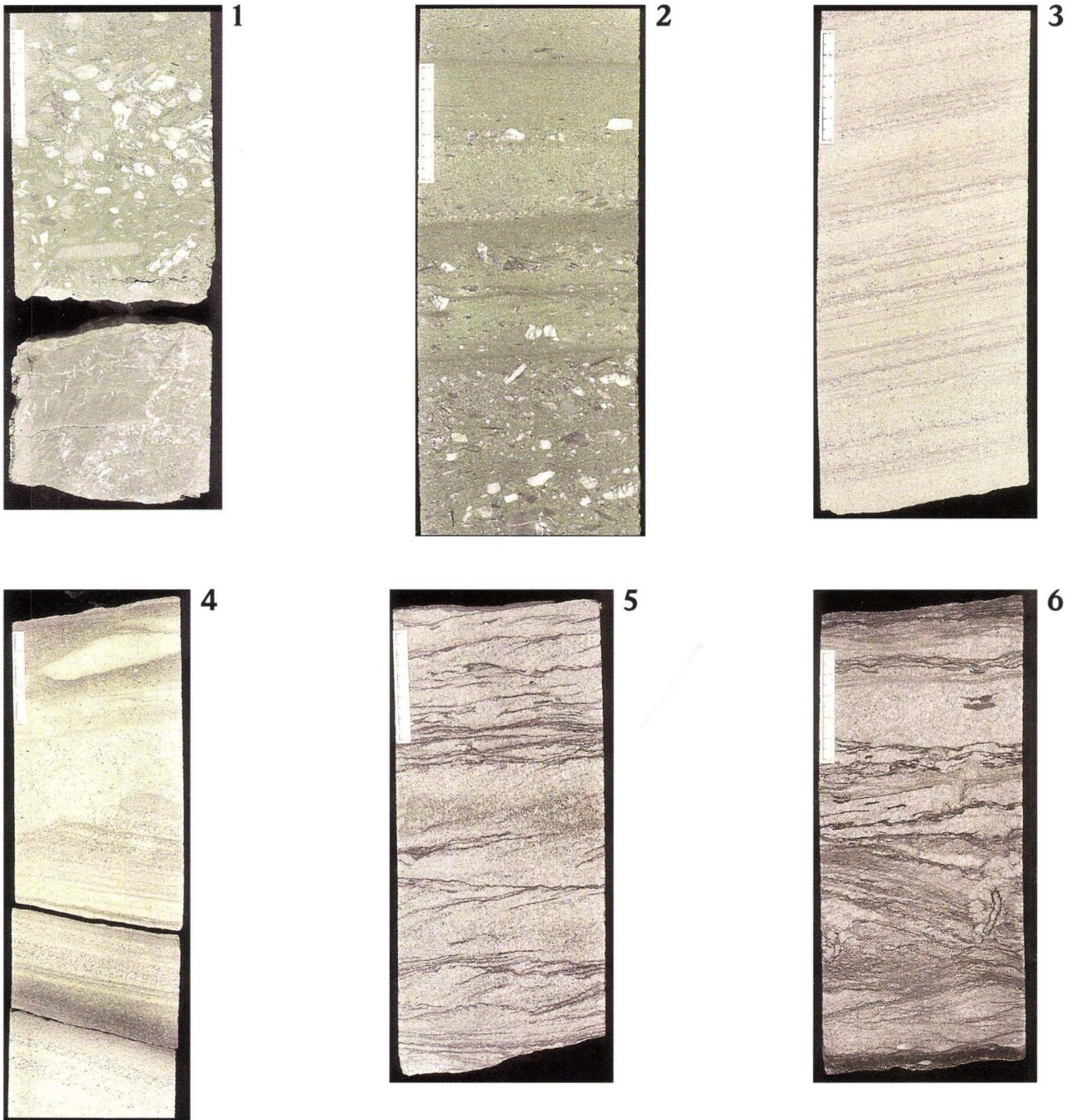


Abb. 2. Die Bohrung Rotenburg HKZ 1001: Lithologisches Säulenprofil mit stratigraphischer Interpretation und Gamma-Log.



Tafel 1

- Fig. 1.** Ober-Rotliegend: Konglomeratbank an der Basis der Rotliegend-Sedimente mit unsortiertem, ungeschichtetem Habitus über Tonstein des Devon (287,30–287,55 m).
- Fig. 2.** Ober-Rotliegend (ro): Übergang von einer Konglomerat-Bank zu grob- mittelkörnigen Sandsteinen mit Feinkieslagern (286,10–286,36 m).
- Fig. 3.** Cornberger Sandstein (roCO): Der Mittelsandstein mit mm-mächtigen Grobsandsteinlagen und -linsen sowie flacher Schrägschichtung (5–10°) (274,35–274,60 m).
- Fig. 4.** Cornberger Sandstein (roCO): Flach schräg geschichteter Mittelsandstein, der am Top von einem etwa 40 cm großen Schrägschichtungskörper abgeschnitten wird (272,57–272,90 m).
- Fig. 5.** Werra-Sandstein (S1): Tonflaserschichtung und Rippelkörper im Anschnitt (257,10–257,30 m).
- Fig. 6.** Werra-Sandstein (S1): Mittelsandsteine, mit bis zu 0,5 cm dicken schwarzen Tonflasern vom Typ des Kupferschiefersedimentes. Mit Schrägschichtungskörpern, Flaserschichtung und z.T. durchwühlter Schichtung (Bioturbation?) (256,23–256,45 m).

kanismus aktiv gewesen war. Auch in benachbarten Bohrungen aus dem zentralen Werra-Becken (Nentershausen, Werra-Aue, Weisenborn 2 und Treischfeld 5; vgl. Abb. 1) wurden keine Nachweise für Rotliegendevulkanismus angetroffen (Kulick et al. 1984). Die Komponentengröße liegt in der Regel bei < 4 cm, kann jedoch vereinzelt auch bis zu 10 cm erreichen. Damit liegen die Gerölle im Korngrößenspektrum von Grobkies und leicht darüber. Die Gangquarze zeigen die beste Zurundung, während die anderen Gerölle nur kantengerundet und z.T. auch eckig auftreten. Alle Konglomerate sind matrixgestützt. Die Konglomeratbank an der Basis der Folge mit direkter Auflagerung auf die Ton-schiefer des Devon hat einen ungeschichteten, unsortierten und unregelmäßigen Habitus (Taf. 1, Fig. 1). Sedimentstrukturen sind in der massigen Bank nicht zu erkennen. Die übrigen Konglomeratbänke lagern jeweils mit erosiver Basis einem basalen Sandsteinhorizont auf. Hier sind die Komponenten häufig horizontal eingeregelt oder es treten Dachziegellagerungsgefüge auf. Daneben sind in einigen Bereichen Schrägschichtungskörper von bis zu 10 cm Höhe zu beobachten. Innerhalb der Konglomeratkörper sind wenige invers gradierte Abschnitte ausgebildet.

Die Sedimentmerkmale deuten auf eine durch aquatisch-fluviatilen Transport induzierte Massenstrom-Sedimentation hin, die vermutlich auf einem Schwemmfächer stattgefunden hat. Schüttungsrichtungen konnten am Bohrprofil nicht ermittelt werden. Die Zunahme der Mächtigkeit des Ober-Rotliegend zum hessischen Anteil des Saar-Nahe-Trogs und die paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung unterstützen die Annahme eines Sedimenttransportes nach SE, wobei sich die Schwemmfächer vom Liefergebiet der Hunsrück-Oberharz-Schwelle im NW in Richtung auf den Ablagerungsraum des Troges aufgebaut hatten.

Zwischen den Konglomeratbänken liegen fünf Sandsteinhorizonte, die z.T. geringmächtige Feinkieslagen enthalten (Taf. 1, Fig. 2). Die Mittel- bis Grobsandsteine haben eine rote bis hellrote Farbe. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke liegt zwischen 0,11 und 1,30 m, die Feinkieslagen haben Mächtigkeiten von 0,02–0,13 m und sind horizontal in die Schichtung eingeregelt. Neben den Feinkieslagen sind oft rote Tonklasten in unregelmäßiger Verteilung zu beobachten, was darauf hinweist, dass Tonlagen vorhanden gewesen sein müssen, die jedoch wieder aufgearbeitet wurden. Besonders im Abschnitt zwischen 284,45 bis 285,55 m sind innerhalb der Sandsteinbank alle 2–4 cm feine tonige Bänder von max. 1 mm Mächtigkeit eingeschaltet. Die Sandsteine sind vorwiegend horizontalgeschichtet, selten sind undeutlich Schrägschichtungskörper zu erkennen. Die leicht rosa gefärbte oberste Sandsteinbank des Ober-Rotliegend hat eine Mächtigkeit von 1,3 m. Sie ist vorwiegend ungeschichtet, lässt aber einige Bereiche mit einer inversen Gradierung von Fein- zu Mittel/Grobsandstein erkennen. Im obersten Abschnitt der Bank wird eine horizontale Schichtung angedeutet, außerdem erfolgt hier ein Farbumschlag zu violetten Rottönen.

Im Gegensatz zu den Konglomeraten wurden die Sandsteine mit deutlich geringerer Transportenergie in einem wahrscheinlich

fluviatilen Milieu sedimentiert. Die Transportenergie reichte jedoch aus, um Tonlagen aufzuarbeiten und stellenweise Feinkies zu bewegen. Der Wechsel zwischen Sandsteinlagen und Konglomeratbänken zeigt, dass es während der Ablagerung der Schichtfolge ständige Wechsel der Transportenergie gegeben hat. Die Suspensionsfracht der Flüsse konnte nicht abgelagert werden, sie ist weiter bis zum distalen Ablagerungsraum transportiert worden.

Richter (1941) hat diesen Korngrößenwechsel von Geröll und Grobsandsteinen in den proximalen Bereichen am SE-Hang der Hunsrück-Oberharz-Schwelle zu vorwiegend Mittel- bis Feinsandsteinen und Schluff- bis Tonsteinen im südlich vorgelagerten distalen Ablagerungsraum des Saar-Nahe-Troges in seinem Idealprofil durch den Cornberger Sandstein und das Rotliegend dargestellt.

Cornberger Sandstein (roCO)

Im Hangenden der Konglomerat/Sandstein-Folge liegen massive Mittelsandsteine mit einer Gesamtmächtigkeit von 19,3 m (261,05–280,35 m). Die Abfolge beginnt mit einem streng horizontal geschichteten Mittelsandstein von 1,55 m Mächtigkeit, in dem erste mm-mächtige Grobsandsteinlagen und -linsen eingeschaltet sind. Sie setzen sich aus gut gerundeten Quarzkörnern zusammen.

In der darauf folgenden Bank von 1,95 m Mächtigkeit häufen sich die Grobsandsteinlinsen, deren Mächtigkeiten auf bis zu 2 cm ansteigen können. Ebenso sind graue Feinsandsteinlagen mit toniger Matrix und Mächtigkeiten im mm-Bereich eingeschaltet. In dem gesamten Abschnitt ist eine durchgehende, mit 5–10 Grad sehr flach einfallende Schrägschichtung zu erkennen (Taf. 1, Fig. 3). Diese kann als Hinweis auf eine äolische Dünenbildung angesehen werden. Die Grobsandlagen können als „grain-flow“-Grobsandlinsen interpretiert werden, die typisch für äolische Ablagerungsbedingungen sind (Glennie 1998, Hunter 1977). Auch die flach einfallende Schrägschichtung spricht für einen äolischen Transport. Sichere Aussagen über eine äolische Genese dieses Kernabschnittes wären jedoch nur in einem lateral ausgedehnten Abschnitt der Sedimente möglich. Äolische Sandsteine wurden von Gast (1994) in den Steinbrüchen bei Cornberg beschrieben, und ihre Genese konnte anhand von Sedimentstrukturen wie Grobsandlagen und -linsen, Sandrutschungen auf der Leeseite von Dünen und Deflationshorizonten belegt werden.

Es folgt ein 4,25 m mächtiger Mittelsandstein mit horizontaler Schichtung und Grobsandlagen im mm- bis cm-Bereich. Die Bank wird erosiv von einem 0,4 m mächtigen Schrägschichtungskörper abgeschnitten (Taf. 1, Fig. 4). Die Schrägschichtung zeigt ein Einfallen zwischen 15 und 20 Grad. Der Cornberger Sandstein wird abgeschlossen von einem 11,65 m mächtigen, hellgrüngrauen Mittelsandstein, der schwach erkennbar Schrägschichtungskörper zeigt und stellenweise von grauen, etwa 1 cm mächtigen Tonsteinlagen unterbrochen ist. Der Wechsel in der Korngröße und die eingeschalteten kleinmaßstäbigen Schrägschichtungskörper deuten bei dieser Einheit auf einen fluviatilen Transport hin.

Die hier erbohrten Sedimente des Cornberger Sandsteins stimmen in ihrer Ausbildung gut mit den Aussagen von Trusheim (1964) zum „Weißliegenden“ (= Cornberger Sandstein) der Rhön-Umrandung überein.

Sedimentologisch handelt es sich um eine z.T. unter aquatisch-fluviatilen Bedingungen abgelagerte Folge, in der äolische Sedimente lokal mit großer Verbreitung und Mächtigkeit (z.B. bei Cornberg, Gast 1994) auftreten, die heute in Steinbrüchen aufgeschlossen sind.

3.3 Grenzbereich Rotliegend / Zechstein

In der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 treten zwischen den eindeutigen in das Ober-Rotliegend zu stellenden grobklastischen Sedimenten und dem geringmächtigen Kupferschiefer des Zechstein zwei sedimentologisch unterscheidbare Sandsteine auf. Der untere Abschnitt wird hier als Cornberger Sandstein (roCO) (Richter-Bernburg 1987) interpretiert (vgl. 3.2, Taf. 1, Fig. 3, 4), während der obere Abschnitt als sandige Fazies des Zechstein-Konglomerates (C1) im Sinne von Kulick et al. (1984) gedeutet und als Werra-Sandstein (S1) bezeichnet wird (Taf. 1, Fig. 5, 6). Es handelt sich dabei um aufgearbeitete und zur Zeit der Transgression des Zechsteinmeeres aquatisch umgelagerte Sedimente des Cornberger Sandsteins. Ähnliche Sandsteinablagerungen in vergleichbarer stratigraphischer Position („Weißliegendes“) werden auch aus anderen Regionen des Zechsteinbeckens beschrieben (Nemec & Porebski 1977, Glennie & Buller 1983). Eine ausführliche Diskussion über die stratigraphische Stellung der klastischen Sedimente zwischen dem Ober-Rotliegend und Kupferschiefer geben Kulick et al. (1984) und Richter-Bernburg (1955b, 1987).

Nach Richter-Bernburg (1987) sind sämtliche klastischen Sedimente im Liegenden des Kupferschiefers, also Cornberger Sandstein und Zechstein-Konglomerat, dem Ober-Rotliegend zuzurechnen. Die Subkommission Perm-Trias der Stratigraphischen Kommission der DUGW hat 1992 ebenfalls beschlossen, den Zechstein an der Basis des Kupferschiefers beginnen zu lassen (Subkommission Perm-Trias 1993). Kulick (1989) gibt jedoch zu bedenken, dass oft eine marine Genese sowie die Verzahnung mit den basalen Ablagerungen der Werra-Folge nachweisbar ist, so dass das Zechstein-Konglomerat und dessen sandige Fazies (Werra-Sandstein) folglich in den Zechstein zu stellen wären.

Werra-Sandstein (S1)

Mit einer Mächtigkeit von 4,83 m liegt zwischen dem Cornberger Sandstein und dem Kupferschiefer in der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 eine Abfolge von grüngrauen bis grauen, mittelkörnigen Sandsteinen, in die bis 0,5 cm dicke schwarze Tonflaser vom Typ des Kupferschiefersedimentes eingeschaltet sind (Taf. 1, Fig. 5, 6).

Die mittelkörnigen Sandsteine zeigen z.T. Schrägschichtungskörper von max. 4 cm Höhe, die von einzelnen Rippelkörpern aufgebaut wurden. Die Rippelkörper sind von dünnen Ton- oder

feinen Schlufffasern umschlossen, sodass das Bild einer Faserschichtung entsteht. Dieser Schichtungstyp wird rezent vor allem im Watt beobachtet (Reineck & Wunderlich 1968). Stellenweise tritt auch eine fein laminierte Wechsellagerung von Sand und Tonsteinen auf (Taf. 1, Fig. 5, 6). Der gleiche Sedimenttyp ist auch in den Bohrungen Lüdersdorf (TK 5024 Rotenburg) und Mörshausen (TK 4823 Melsungen) vertreten (Kulick et al. 1984). Kulick et al. (1984) interpretieren dieses Sediment als litorale bis sublitorale Bildung, das während der Ingression des Zechsteinmeeres durch Aufarbeitung und Umlagerung des Cornberger Sandsteins entstand und zeitgleich mit dem Kupferschiefer abgelagert wurde. Im Bereich der Steinbrüche bei Cornberg beschreibt Gast (1994) massive Sandsteine zwischen dem Kupferschiefer und den äolischen Dünesedimenten des Cornberger Sandsteins und interpretiert diese als submarine Massenstrom-Ablagerungen. Ähnliche Sedimente konnten im Kernmaterial der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 nicht beobachtet werden.

3.4 Zechstein

Werra-Folge (z1)

Der Kupferschiefer (T1) besteht aus einem schwarzen, kalkigen, schwach bituminösen Tonstein und ist in der Bohrung in einer extrem geringmächtigen Ausbildung von nur 2 cm vorhanden.

Der Zechsteinkalk (Ca1) lässt sich im osthessischen Zechsteinbecken wie auch im Übergangsbereich zum norddeutschen Hauptbecken in der Regel in zwei Verflachungszyklen (Shallowing-upward-Zyklen 4. Ordnung) untergliedern, die je nach regionalem Ablagerungsraum unterschiedliche lithofazielle Ausbildungen aufweisen (Paul 1986, Pöhling 1986, Becker 2000). In dem gekernten Abschnitt der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 ist ein Teil des ersten Verflachungs-Zyklus im Ca1 erschlossen. Auf homogene Kalksteine (Mudstones) folgen von 255,0–255,7 m gering mächtige Komponenten-Kalksteine (Onkoid-Wacke- bis Packstones), die als Flachwasserablagerungen interpretiert werden. Die aus dem Gamma-Log abgeleitete Gesamtmächtigkeit des Zechsteinkalks beträgt ca. 3,20 m. In den Bohrungen Braach und Obergude (TK 4924 Seifertshausen) ist der Zechsteinkalk ebenfalls geringmächtig (< 5 m) entwickelt (Kulick et al. 1980).

In der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 lagern auf dem Zechsteinkalk die Evaporite des Unteren Werra-Anhydrits (A1), die sich im Gamma-Log an der markanten Änderung der Strahlungsintensität bei 253,0 m deutlich bemerkbar machen. Der basale Teil des A1 (ca. 10–15 m) besteht in benachbarten, schwellennahen Bohrungen (z.B. Brg. Rohrbach und Brg. Lüdersdorf, TK 5024 Rotenburg) aus mikrobiellen Laminiten, die frühdiagenetisch größtenteils von Evaporiten verdrängt wurden (vgl. Becker 2000). Die Verdrängung durch Sulfate führte dabei zu einer intensiven Verformung der karbonatischen Gesteinsbereiche, insbesondere der Laminationen. Stellenweise sind in den Evaporiten nur noch wenige, cm-mächtige laminierte karbonatische Fragmente auszumachen. Es kann davon ausgegangen werden,

dass diese Ausbildung wahrscheinlich auch im unteren Teil des A1 in der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 vorliegt. Bei 244,5 m ist im Gamma-Log zudem eine 2 m mächtige Einschaltung im A1 mit leicht höherer Strahlungsintensität zu erkennen. Es handelt sich dabei um ein tonig-dolomitisches Intervall im basalen Abschnitt des A1, das in ähnlicher stratigraphischer Position auch aus anderen Bohrungen bekannt ist (z.B. Brg. Lüdersdorf TK 5024 Rotenburg, Brg. Konnefeld TK 4923 Altmorschen) und als lithostratigraphischer Korrelationshorizont dienen kann. Die oberen Abschnitte des Unteren Werra-Anhydrits werden in diesen Bohrungen überwiegend von flaserigen und massigen Anhydriten aufgebaut. Die Gesamtmächtigkeit des A1 in der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 beträgt 73 m.

Das Werra-Steinsalz (Na1) ist in Bohrungen aus den Randbereichen des Werra-Beckens nicht vorhanden. Auf den A1 folgt hier meist eine Brekzie aus roten Tonsteinen des Oberen Werra-Tons (T1r) mit dm- und z.T. bis m-großen Anhydrit-Bruchstücken. Die Entstehung der Brekzie ist durch Ablaugung des vermutlich nur geringmächtigen Na1 und wahrscheinlich auch durch Ablaugung der obersten Teile des A1 verursacht. Der Bereich erstreckt sich nach Log-Interpretation und Auswertung des Bohrkleins von ca. 159,0 bis 180,0 m.

Staßfurt-Folge (z2)

Die Staßfurt-Folge (z2) beginnt bei 159,0 m mit dem Hauptdolomit (Ca2), der gegenüber dem unterlagernden Brekzien-Horizont einen starken Abfall der Gamma-Strahlungsintensität im Log aufweist. Der Ca2 wird im Bereich des Baumbacher Aufbruchs etwa 5–10 m mächtig (Kulick et al. 1980, Kulick 1989). In der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 ist der Ca2, der aus dunkelgrauen Dolomiten und grauen Tonmergelsteinen besteht, ca. 4 m mächtig. Auf dem sich SW anschließenden Kartenblatt TK 5023 Ludwigseck befindet sich die südliche Verbreitungsgrenze des Ca2 (Kulick 1989). Das Staßfurt-Sulfat setzt bei ca. 155 m ein und ist durch seine leicht geringere Strahlungsintensität vom Ca2 zu unterscheiden. Im Bohrklein treten neben Gips- und Anhydrit auch rote und graue Tonsteine auf, so dass davon auszugehen ist, dass das Staßfurt-Sulfat hier in toniger Entwicklung vorliegt (A2T, „Wohlgeschichtete Gipsmergel“). Darüber folgen ab ca. 145,0 m rote Tonsteine des Oberen Staßfurt-Tons (T2r).

Leine-Folge (z3)

Mit dem grauen Salzton (T3) setzt bei ca. 125 m die Leine-Folge (z3) ein. Daran schließt sich ab 122 m der Plattendolomit (Ca3) an, der eine Mächtigkeit von ca. 38 m erreicht. Der Ca3 liegt in der Calcinema-Ooid-Fazies (vgl. Möller 1985) vor. In den Ooid-Pack- bis Grainstones tritt die Grünalge *Calcinema permiana* (King) mit ihrer länglich röhrenartigen Form recht häufig auf, so dass diese Ausbildung des Plattendolomits früher auch als „Röhrchenkalk“ bezeichnet wurde (Kulick & Paul 1987). Evaporite innerhalb der Leine-Folge wurden in der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 nicht angetroffen und sind auch in benachbarten Boh-

rungen nicht vorhanden (vgl. Kulick et al. 1980, Kulick et al. 1984). Violettrotbraune und graugrüne Tonsteine des Oberen Leine-Tons (T3r) wurden im Intervall von 80,0 bis 84,0 m erbohrt.

Aller-Folge bis Obere Bröckelschiefer-Folge (z4 bis zB2)

Die bei ca. 80 m vorhandene abrupte Erniedrigung der Gamma-Strahlungsintensität ist wahrscheinlich auf das Einsetzen des Aller-Sandsteins (S4) zurückzuführen. Von 72,0 bis 77,0 m treten neben roten Ton- und Schluffsteinen auch Gipsbruchstücke im Bohrklein auf, die einen Hinweis auf das Vorhandensein des Aller-Sulfats (A4, Pegmatitanhydrit) liefern. Die Abgrenzung der Ohre- (z5) und der Friesland-Folge (z6) ist mittels Gamma-Log möglich; eine eindeutige Trennung der jeweiligen Tonstein-Horizonte von den Sandstein-Bänken (S5 bzw. S6) ist jedoch nicht durchführbar. Beide Folgen sind jeweils als Sandstein-Tonstein-Zyklus mit graduellem Übergang ausgebildet. Die Sandstein-Tonstein-Folge des z5 ist am Verlauf des Gamma-Logs von 70 m aufwärts bis ca. 67 m zu erkennen. Die anschließende Sandstein-Tonstein-Folge des z6 reicht bis 62 m. Der sich im Hangenden anschließende Bereich des Bröckelschiefers, der in die Untere Bröckelschiefer-Folge (zB1) und Obere Bröckelschiefer-Folge (zB2) gegliedert wird, ist wiederum durch die Wechsellagerung von Sandstein- und Tonstein-Bänken charakterisiert. Die lithologischen Wechsel sind im Vergleich zum z5 und z6 akzentuierter, was eine einfache Grenzziehung mittels Gamma-Log ermöglicht. In der Unteren Bröckelschiefer-Folge ist von 52,0 bis 62,0 m ein Sandstein-Bereich mit geringer Strahlungsintensität erkennbar (zB1S), auf den ein 18 m mächtiger Abschnitt (34,0–52,0 m) mit leicht höherer Strahlungsintensität, d.h. höherem Tonanteil folgt (zB1T). Der Sandstein-Horizont der Oberen Bröckelschiefer-Folge (zB2S) ist von 25,0 bis 34,0 m wiederum an der geringeren Strahlungsintensität im Gamma-Log vom Tonstein der Oberen Bröckelschiefer-Folge (zB2T) zu unterscheiden. Die von Kulick & Paul (1987) vorgenommene Unterteilung jeder Bröckelschiefer-Folge in jeweils drei Sandstein-Tonstein-Kleinzyklen lässt sich am Gamma-Log der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 nicht durchführen.

3.5 Unterer Buntsandstein und Quartär

Die Grenze zum Unteren Buntsandstein, den Sedimenten der Calvörde-Folge suC (alte Bezeichnung: Gelnhausen-Folge, suG, Subkommission Perm-Trias 1993), wurde bei 16,0 m gezogen. Der Bereich ist durch den recht einheitlichen Verlauf des Gamma-Logs bei niedriger Strahlungsintensität charakterisiert, der aus der überwiegend sandigen petrographischen Zusammensetzung der Sedimentgesteine hervorgeht.

Der Untere Buntsandstein wird von einer 10,0 m mächtigen quartären Fließerde abgedeckt, die sich aus Lösslehm mit Hangschutt des Buntsandstein zusammensetzt.

4. Hydrogeologie

Im Gebiet um Rotenburg konnten bislang drei Grundwasserstockwerke unterschieden werden, die eine charakteristische chemische Beschaffenheit aufweisen (Diederich & Finkenwirth 1974): Ein oberstes, schwebendes Süßwasserstockwerk mit sehr geringer Mineralisation, über dem Niveau des Hauptvorfluters gelegen und meist über Quellen die Vorfluter speisend, überlagert ein unteres Süßwasserstockwerk im Buntsandstein unter dem Vorfluterniveau, das härteres und höher mineralisiertes Wasser führt. Das untere Süßwasserstockwerk wird verbreitet durch Bohrbrunnen zur Trinkwassergewinnung genutzt. Von diesen beiden Stockwerken wird durch die grundwasserhemmenden Gesteine des Brückelschiefers und der tonigen Abfolgen zwischen Oberem Leine-Ton und Friesland-Folge das Grundwasser des Leine-Karbonates (Plattendolomit) getrennt. Dieses Grundwasser hat im Gebiet um Bebra Gesamtlösungsinhalte um 10 000 mg/l. In der Nähe zum Salzhang des Werra-Salinars (Bad Hersfeld, Ronshausen) und in Subrosionsgebieten können die Plattendolomitwässer durch Ablaugungsvorgänge des Werra-Steinsalzes auch erheblich höher konzentriert sein (bis zu 100 g/l). Während bis zu einer Linie Bad Hersfeld – Bebra das Plattendolomitwasser ein Na-Cl-Wasser (z.B. Vitalisbrunnen Bad Hersfeld, Bohrungen Meckbach und Ronshausen der Kali und Salz GmbH sowie Bohrlochquelle Breitenbach bei Bebra) bzw. ein Na-Cl-SO₄-Wasser (Bohrung 1964/65 Bad Hersfeld) ist, treten nördlich davon vornehmlich Ca-SO₄-Wässer auf (Bohrung Geisbachtal

nordwestlich von Bad Hersfeld, VB Bebra 1962). Die Grundwasserbeschaffenheit im Plattendolomit bildet insofern die Verteilung der Steinsalzfazies des Werra-Beckens und des Sulfatwalles der Hunsrück–Oberharz-Schwelle ab.

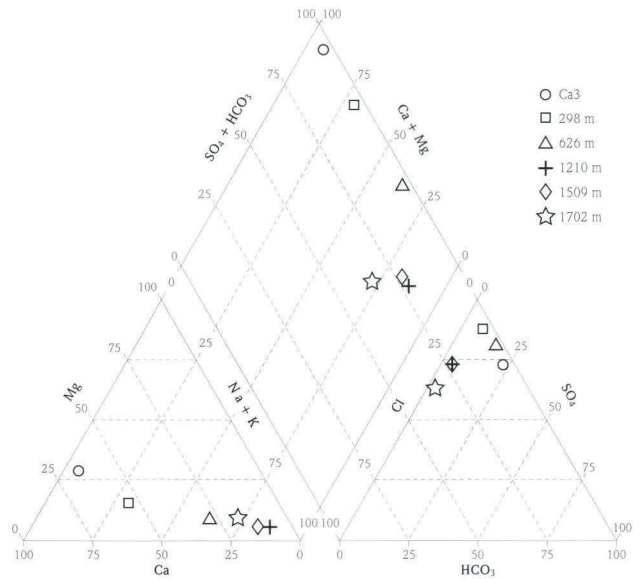


Abb. 3. Piper-Diagramm zur chemischen Beschaffenheit des Wassers aus verschiedenen Entnahmetiefen der Tiefbohrung Rotenburg HKZ 1001.

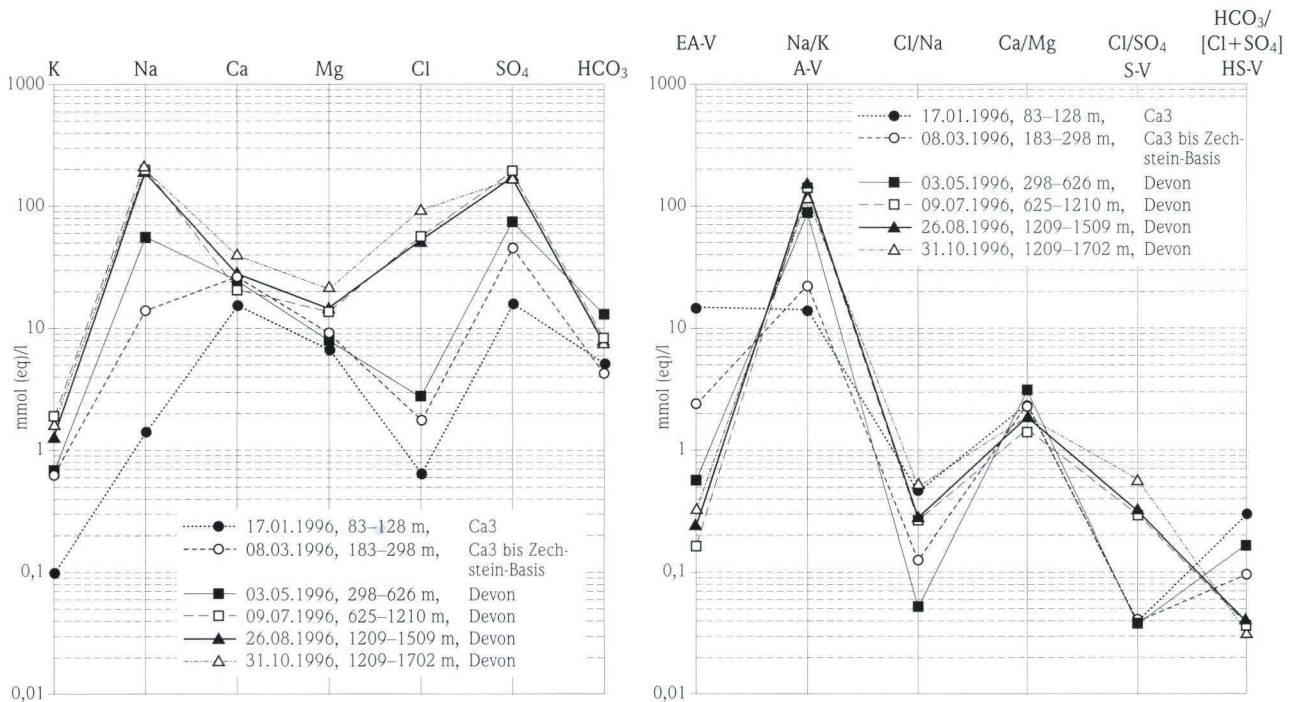


Abb. 4. SCHOELLER-Diagramme der Äquivalentkonzentrationen und Äquivalentverhältnisse in Grundwasserproben aus verschiedenen Entnahmetiefen der Bohrung Rotenburg HKZ 1001.

Tab. 1. Chemische Analysen des Grundwassers aus verschiedenen Entnahmetiefen in der Bohrung Rotenburg HKZ 1001

Entnahmedatum		17.01.1996	08.03.1996	03.05.1996	09.07.1996	26.08.1996	31.10.1996
Entnahmetiefe	m	83–128	183–298	298–626	625–1210	1209–1509	1209–1702
Stratigraphie		Ca3 (Plattendolomit)	Zechsteinbasis	Devon	Devon	Devon	Devon
Temperatur bei Entnahme	°C	11,70	15,80	17,30		22,60	24,00
LF (25°C)	µS/cm	1790	3264	6680		17620	19950
LF (bei Entnahmetemp.)	µS/cm			5620	17300	16730	18950
artesischer Überlauf						ja	
Entnahmerate	l/s			0,12		0,40	0,33
Dichte (20°C)	g/cm ³			1,00		1,01	1,01
pH-Wert (bei Temp.)		6,90	6,90	6,70	7,60	7,23	5,95
Oxidierb. (KMnO ₄ -Verbr.)	mg/l (O ₂)	0,60	1,80	1,00			49,00
gelöst. O ₂ (bei angeg. Temp.)	mg/l		1,70	<0,1	4,30	0,30	1,00
gelöst. CO ₂	mg/l		44,00	240,00		50,00	940,00
Radioaktivität	nCi/l			1,14		0,23	
Gesamthärte	°dH	60,7	100,7	89,9	96,3	118,8	167,4
Karbonathärte	°dH	14,1	11,8	37,1	23,0	21,7	21,3
Kationen							
Li ⁺	mg/l			0,10		1,30	
K ⁺	mg/l	3,90	24,80	26,00	65,00	52,00	60,00
Na ⁺	mg/l	31,90	318,00	1260,00	4700,00	4240,00	4327,00
NH ₄ ⁺	mg/l	0,05	0,24	0,15	0,47	0,26	0,28
Ca ²⁺	mg/l	302,00	539,00	486,00	414,00	560,00	777,00
Mg ²⁺	mg/l	80,00	110,00	95,00	167,00	176,00	255,00
Sr ²⁺	mg/l			8,50		9,50	11,00
Ba ²⁺	mg/l	0,02	0,01	0,01		0,04	0,04
Fe ²⁺ (gesamt)	mg/l	1,70	3,64	8,80	7,70	7,00	240,00
Mn ²⁺ (gesamt)	mg/l	0,05	0,27	0,18		0,37	14,00
Summe Kationen	mg/l	419,62	995,96	1884,74	5354,17	5046,47	5684,32
Anionen							
Cl ⁻	mg/l	22,00	62,00	96,40	1980,00	1837,00	3192,00
SO ₄ ²⁻	mg/l	762,00	2110,00	3480,00	8760,00	8120,00	7675,00
NO ₃ ⁻	mg/l	0,30	1,00		3,70	1,50	0,00
HCO ₃ ⁻	mg/l	307,00	258,00	808,00	500,00	473,00	464,00
NO ₂ ⁻	mg/l	0,02	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00
HPO ₄ ²⁻	mg/l			0,14		0,10	0,50
PO ₄ ³⁻ (gesamt)	mg/l	0,04	0,04				
B	mg/l	0,12	0,95				
BO ₃ ³⁻ (Bor in Borat gerechn.)	mg/l	0,65	5,17				11,00
Br ⁻	mg/l			0,11			
F ⁻	mg/l	1,85	2,28	1,30		1,33	1,40
Summe Anionen		1091,36	2431,06	4384,54	11243,76	10431,60	11331,50

Bemerkungen: sonstige (Spuren-)Elemente wurden nicht oder in nur sehr geringen Mengen nachgewiesen

Bislang fehlte in Osthessen ein Aufschluss von Mineralwasser des tieferen Untergrundes unterhalb des Zechstein. Diese Lücke schließt die Bohrung Rotenburg HKZ 1001. Während des Abteufens der Bohrung und nach ihrem Abschluss wurden insgesamt 6 Pumpversuche in verschiedenen Entnahmehorizonten durchgeführt, deren Wasseranalysen auf Tab. 1 aufgeführt und in den Abb. 3 und 4 ausgewertet sind.

Wasserprobe aus der Entnahmetiefe 83–128 m u.GOK (Plattendolomit)

Es handelt sich um ein fluoridhaltiges Ca-Mg-SO₄-HCO₃-Wasser mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1500 mg/l (Analyse Institut Fresenius der Probe vom 17.01.1996). Das Salinarverhältnis (S-V, Cl:SO₄, vgl. Abb. 4, rechte Seite) beträgt 0,04. Das

Hydrogenkarbonat-Salinar-Verhältnis (HS-V, HCO₃/Cl+SO₄) 0,3. Das Wasser ist für den oberflächennahen Plattendolomit im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle bzw. für ein Randgebiet des Zechsteinbeckens typisch (Hötting 1969) und entspricht in der Zusammensetzung mit Ausnahme des etwas höheren HCO₃-Anteils in etwa dem der Bohrung Geisbachtal bei Bad Hersfeld (vgl. Abb. 1, Bohrung 12).

Wasserprobe aus der Entnahmetiefe 183–298 m u.GOK (Zechstein-Basis, hauptsächlich Zuflüsse aus dem Zechsteinkalk und dem Cornberger Sandstein)

Das Wasser ist als fluoridhaltiges Ca-Na-SO₄-Wasser (höchste Fluoridkonzentration aller Proben mit 2,28 mg/l) zu bezeichnen und hat mit ca. 3500 mg/l eine höhere Gesamtmineralisation als

das Plattendolomitwasser (Analyse Institut Fresenius der Probe vom 08.03.1996). Die Alkalien haben zur Tiefe hin einen höheren Anteil, während das Salinarverhältnis (Cl:SO₄) mit ca. 0,04 nahezu konstant geblieben ist. Das HS-Verhältnis liegt bei 0,09 und belegt somit den geringeren Karbonatanteil. Auffällig ist die starke Abnahme des Erdalkali-Alkali-Verhältnisses (EA-V, [Ca+Mg]/[Na+K]), das auf den erhöhten Anteil von tiefem Grundwasser zurückzuführen ist. Das Redoxpotenzial liegt bei E_h = +30 mV. Das Wasser stellt eine Art Mischtyp zwischen dem Plattendolomitwasser und den tieferen Wässern im Devon dar.

Wasserprobe aus der Entnahmetiefe 298–626 m u.GOK (Devon, Tonschiefer)

In diesem Bereich wurde mit einer Entnahmerate von ca. 0,5 m³/h gefördert, wobei sich der Wasserspiegel von 54,5 m u.GOK bei Beginn auf 252,25 m u.GOK absenkte. Die Heilwasseranalyse des Instituts Fresenius vom 03.05.1996 zeigt ein Wasser mit gegenüber dem hangenden Bereich unverändertem Salinarverhältnis (s.a. Anionen im PIPER-Diagramm, Abb. 3) mit einem Gesamtlösungsinhalt von ca. 6300 mg/l, das nun aber durch den deutlich erhöhten Natriumanteil als fluoridhaltiges Na-Ca-SO₄-Wasser zu bezeichnen ist. Das HS-Verhältnis ist gegenüber der Probe aus dem tiefen Zechstein erhöht (Hydrogenkarbonat nimmt anteilmäßig zu und erreicht die höchste Massenkonzentration aller Proben). Das Wasser hat ein geringes Redoxpotenzial von -130 mV, es ist reduziert. Eine geringe Radioaktivität ist hauptsächlich auf spurenweise vorhandenes Edelgas Radon-222 zurückzuführen.

Wasserprobe aus der Entnahmetiefe 625–1210 m u.GOK (Devon, Tonschiefer und Metavulkanite)

In diesem Teufenbereich stellen nicht nur devonische Tonschiefer, sondern auch Metavulkanite mit teils kalzitverheilten Klüftchen den Grundwasserleiter dar. Dieser Abschnitt erwies sich als sehr gering ergebig. Die bereits in den oberen Abschnitten erkennbare Zunahme der Gesamtmineralisation zu Teufe hin setzt sich fort (16600 mg/l). Das Wasser ist nun als Na-SO₄-Cl-Wasser zu bezeichnen, da es bereits über 22% mmol(eq) an Chlorid enthält (Analyse: Labor der Kali und Salz Consulting GmbH). Kalzium und Hydrogenkarbonat sind in ihrem Anteil erheblich zurückgegangen, in ihrer Massenkonzentration aber gegenüber dem Wasser aus den oberen Bereichen noch leicht angestiegen. Das HS-Verhältnis erhöht sich weiter, und im Gegensatz zu den oberen Bereichen der Bohrung ist insbesondere das Salinarverhältnis durch die erhebliche Zunahme des Chlorid gegenüber Sulfat stark angestiegen. Die Probe weist außerdem den höchsten Anteil an Alkalien (insbesondere Natrium) aller Proben aus verschiedenen Teufen auf (Abb. 3 und 4).

Wasserprobe aus der Entnahmetiefe 1209–1509 m u.GOK (Devon, Tonschiefer und Metavulkanite)

Beim Abteufen wurde ab 1460 m ein artesischer Überlauf der Bohrung registriert. Die Bohrung wurde zunächst mit ca. 5 m³

geswabt, anschließend wurde die Entnahmerate auf 1,5 m³/h über mehrere Tage reduziert. Der Wasserspiegel senkte sich dabei von 23,3 m u.GOK (221,7 m ü.NN) auf 500 bis 550 m u.GOK ab. Der Ruhewasserspiegel entspricht damit dem der 4 km entfernt liegenden 200 m tiefen Bohrung Braach (Höltling 1985). Die Wassertemperatur am Bohrlochkopf betrug 22 °C (Thermalwasser). Der Gesamtlösungsinhalt ist gegenüber dem hangenden Abschnitt leicht auf 15500 mg/l zurückgegangen (Heilwasseranalyse des Instituts Fresenius). Das Wasser ist ebenfalls als fluoridhaltiges Na-SO₄-Cl-Wasser zu typisieren. Abb. 3 und 4 zeigen, dass das Salinarverhältnis (S-V, Cl:SO₄) und der Anteil von Chlorid und Sulfat gegenüber Hydrogenkarbonat gleich geblieben ist (HS-Verhältnis). Eine Zunahme der Calciumanteile und eine Abnahme der Natriumanteile deutet aber auf einen stärkeren Einfluss von CaSO₄ im unteren Bereich der Bohrung hin. Eine geringe Radioaktivität von 0,23 nCi/l, überwiegend auf Radon-222 zurückzuführen, wurde gemessen. Das Redoxpotenzial des reduzierten Wassers beträgt nur -290 mV.

Wasserprobe aus der Entnahmetiefe 1209–1702 m u.GOK (Devon, Tonschiefer und Metavulkanite)

Die auf Grund unzureichender Zuflussmengen und zur Erreichung höherer Temperaturen bis auf 1702 m vertiefte Bohrung wurde im Teufenabschnitt 1209–1702 m einem weiteren Pumpversuch unterzogen. Während des Abteufens entwich ca. 30 Minuten lang ein Gaspolster, das neben 65,7 Vol% Stickstoff 28,2 Vol% CO₂ sowie geringe Mengen Sauerstoff, Helium und Argon enthielt. Der Pumpversuch wurde über mehrere Tage mit 1,2 m³/h durchgeführt, wobei sich der Wasserspiegel auf 540 m u.GOK absenkte. Das Wasser hatte am Bohrlochkopf noch eine Temperatur von 24 °C (Thermalwasser). Es ist ein fluoridhaltiges Na-SO₄-Cl-Wasser mit sehr hohen Eisen- (240 mg/l) und hohen Mangankonzentrationen (14 mg/l). Der Gesamtlösungsinhalt beträgt ca. 17000 mg/l (orientierende Heilwasseranalyse des Instituts Fresenius). Eine Steigerung der Anteile der Ionen Magnesium und Calcium (sehr hohe Gesamthärte mit 167 °dH) gegenüber Natrium drückt sich in einer Erhöhung des EA-Verhältnisses aus (Abb. 3 und 4). Das Salinarverhältnis ist gegenüber den Proben bis 1210 m und 1509 m erhöht; der Chloridanteil liegt nunmehr bei ca. 35 mmol(eq)%. Außer den Konzentrationserhöhungen von Kalzium, Magnesium und Chlorid entsprechen die Konzentrationen sämtlicher anderer Hauptionen denen der Proben aus den beiden darüber gelegenen Testabschnitten. Das Redoxpotenzial liegt relativ hoch, (möglicherweise infolge des Bohrvorganges) bei -20 mV, was darauf hindeutet, dass das Eisen wahrscheinlich als Fe³⁺ vorliegt. Eine Bestimmung der Isotopengehalte erfolgte durch das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA in Hannover, Prof. Geyh). Bei einem Tritiumgehalt <0,2 T.U. kann davon ausgegangen werden, dass kein oder nur ein sehr geringer Anteil von nach 1950 neu gebildetem Grundwasser enthalten ist. Der d¹⁸O-Wert (bezogen auf den internationalen VSMOW-Standard) beträgt -10,27‰. Der hohe negative Wert deutet auf ein pleistozänes Wasser hin (Geyh

& Rambow 1997). Die Bestimmung der ^{14}C - und d^{13}C -Gehalte der im Grundwasser gelösten freien und gebundenen Kohlensäure ergibt einen ^{14}C -Gehalt von $5,2 \pm 0,7$ pMC (percent Modern Carbon). Das ^{14}C -Modellalter (Jahre vor 1950) wurde zu 23 420 (+1260, -1030) Jahren bestimmt. Die Isotopenzusammensetzung des stabilen Kohlenstoffs ergibt einen d^{13}C -Wert von +2,7. Grundwasser im Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht erreicht einen d^{13}C -Wertebereich zwischen -14 und -10. Liegt der Wert wie im vorliegenden Fall über -10, liegt ein Hinweis für eine Einwirkung von magmatischem CO_2 oder eine Zumischung mineralisierten Wassers vor, durch die auch die ^{14}C -Wasseralter erhöht werden (Geyh & Rambow 1997). Das wahre Alter des Wassers ist also wahrscheinlich jünger als das des Modellalters.

Interpretation der hydrogeologischen Analyseergebnisse

Es wurden Wasserproben aus sechs verschiedenen Entnahmehorizonten gewonnen und analysiert. Demnach ist das tiefe Grundwasser im Devon durchweg als $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Wasser zu bezeichnen, welches im mittleren Abschnitt der Bohrung zwischen 625 und 1509 m am stärksten ausgeprägt ist. Nach unten aber nimmt auch der Chloridanteil zu. Im Grenzbereich zum Zechstein herrscht ein Mischtyp zu dem Erdalkali-betonen Grundwasser aus dem Zechstein vor.

In Hötting (1981) wird die Bildung von Na-SO_4 -Wässern auf die Lösung von Natriumsulfaten in einem frühdiagenetischen Stadium aus dem Zechstein zurückgeführt, wobei das Natriumsulfat entweder durch Umwandlung von Calciumsulfat in Glaubersalz und Bindung (Ionenaustausch) von Calcium an Ton oder als aride Bildung im Faziesbereich der Anhydrite entstanden sei. Für die Vorkommen von $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Wasser im Rheinischen Schiefergebirge nimmt Hötting (1972) allerdings eine Entstehung durch die Oxidation sulfidhaltiger Tonschiefer durch O_2 -haltige Wässer an. Die dabei gebildete Schwefelsäure könne die Feldspäte zersetzen und die frei werdenden Na-Ionen mit dem SO_4 zu dem beobachteten Grundwassertyp führen.

Die in der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 beobachtete Abfolge der Grundwassertypen lässt eine Deutung zu, die beide Entste-

hungsmöglichkeiten vereinigt: Die relativ hohen Anteile von Chlorid im tieferen Teil des Devon könnten auf einen Einfluss von Na-Cl-Wasser aus dem Werra-Becken schon während des Zechstein oder später durch deszendente Lösungen zurückgeführt werden. Zumindest ein Anteil der Natriumionen aber muss zusätzlich zugeführt worden sein, da das Cl:Na-Verhältnis < 1 ist. Dies kann auf Zuflüsse natriumsulfatreicher Lösungen zurückzuführen sein, die aus Redox-Prozessen devonischer Tonschiefer entstanden.

Eine andere Möglichkeit kann die Umwandlung von Kalziumsulfat in Glaubersalz und Ca-Ton bei Tonmineralbildungen in einem frühdiagenetischen Stadium sein (Käss, 1967). Dies wäre vor allem durch die Lage der Bohrung am Randbereich des Werra-Beckens denkbar.

Die in Hötting (1981) geäußerte Vermutung, dass die Fließwege von Grundwässern des NaCl-Typs im tieferen Untergrund recht engräumig sind, kann nach den vorliegenden Ergebnissen und dem Vergleich mit der bei Hötting aufgeführten Bohrung Rotenburg-Braach (ca. 4 km westlich der Bohrung Rotenburg), die ein Na-Ca-Cl- SO_4 -Wasser (in wesentlich geringerer Teufe) führt, bestätigt werden: Bei annähernd gleichem Ruhewasserspiegel führt sie – auch im Vergleich zu den oberen Teufenabschnitten bis 200 m der Bohrung Rotenburg – einen anderen Mineralwassertyp. Flächenhaft dominierend scheinen im tieferen Untergrund Ost Hessens ebenfalls die $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Wässer zu sein.

Danksagung: Die Autoren bedanken sich bei folgenden Personen für die Unterstützung: der Geschäftsführung des Herz- und Kreislaufzentrums Rotenburg/Fulda, Herrn Walter Bock, für die Genehmigung zur Veröffentlichung firmeneigener Daten; Herrn Dr. A. Finkenwirth, Frankfurt a.M., der die Bohrung im Auftrag des Herz- und Kreislaufzentrums Rotenburg konzipiert und betreut hat, für die Überlassung der chemischen Wasseranalysen und der Bohrlochmessungen; Herrn Prof. Dr. G. Kowalczyk, Geol. Inst. der Johann-Wolfgang-Goethe Universität Frankfurt a.M., und Herrn Dr. D. Rambow, Wiesbaden, für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

5. Schriftenverzeichnis

- Anderle, H.-J. & Nesbor, H.-D. (in Vorb.): Die Tiefbohrung Rotenburg HKZ 1001 – Geologie des Grundgebirges. – Geol. Jb. Hessen, **129**; Wiesbaden.
- Becker, F. (2000): Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese. – Dissertation Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg: 168 S. [unveröff.] – erscheint auch als Geol. Abh. Hessen, 109; Wiesbaden.
- Diederich, G. & Finkenwirth, A. (1974): VII. Hydrogeologie. – In: Motzka, R. (1974): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5024 Rotenburg an der Fulda. – 2. Aufl.: 59–86; Wiesbaden.
- Gast, R.E. (1988): Rifting im Rotliegenden Niedersachsens. – Die Geowissenschaften, **6**: 115–122; Weinheim.
- Gast, R.E. (1994): Cornberg outcrops revisited (Hessen, Germany): The depositional environment of its saurian tracks and Weissliegend Sandstones. – Meyniana **46**: 59–75; Kiel.
- Geyh, M.A. & Rambow, D. (1997): Isotopenhydrologische Untersuchungen an Grundwässern aus dem Buntsandstein Nordhessens. – Geol. Jb. Hessen, **125**: 43–62; Wiesbaden.
- Glennie, K.W. (1998): Lower Permian – Rotliegend. – In: Glennie, K.W. (Hrsg.): Petroleum geology of the North Sea – basic concepts and recent advances, 4 th. ed.: 137–173; Oxford.
- Glennie, K.W. & Buller, A.T. (1983): The Permian Weissliegendes of NW Europe: the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. – Sediment. Geol., **35**: 43–81; Amsterdam.
- Hötting, B. (1969): Die Ionenverhältnisse in den

- Mineralwässern Hessens. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 333–351; Wiesbaden.
- Hölting, B. (1972): Ein in Wetter/Krs. Marburg (Hessen) erschlossenes Na₂SO₄-haltiges Mineralwasser und die Genese solcher Wässer. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 260–283; Wiesbaden.
- Hölting, B. (1981): Vorkommen und Verbreitung von tiefen Grundwässern des Na₂SO₄-Typs in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **109**: 139–146; Wiesbaden.
- Hölting, B. (1985): Gedanken zur Geohydraulik von Mineralwässern in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 145–150; Wiesbaden.
- Hunter, R.E. (1977): Basic types of stratification in small eolian dunes. – *Sedimentology*, **24**: 361–387; Oxford.
- Käss, W. (1967): Zur Geochemie einiger neu erschlossener Buntsandstein-Mineralwässer am Schwarzwald-Ostrand. – Jb. Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **9**: 81–104; Freiburg/Brsg.
- Kowalczyk, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**, 99 S.; Wiesbaden.
- Kulick, J., Meisl, S. & Theuerjahr, A. (1980): Forschungsvorhaben Metallverteilung in geosynklinalen Sedimenten des Rhenohertzynikums in stratiformen Konzentrationen – NTS 12 – „Rhenohertzynikum“. – Abschlussbericht Hess. L.-Amt Bodenforsch. [unveröff.]; Wiesbaden.
- Kulick, J., Leifeld, D., Meisl, S., Pöschl, W., Stellmacher, R., Strecker, G., Theuerjahr, A. & Wolf, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D68**, 226 S.; Hannover.
- Kulick, J. & Paul, J. (1987): Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand. – Internationales Symposium Zechstein, Exkursionsführer, Teil II, 310 S.; Wiesbaden.
- Kulick, J. (1989): C – Perm. – In: Becker, R.E.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5023 Ludwigseck. – Hessisches L.-Amt Bodenforsch.: 22–31; Wiesbaden.
- Möller, H. (1985): Petrographie und Fazies des Plattendolomits (Leine-Karbonat, Ca3) im hessischen Zechstein-Becken. – Bochumer geol. geotechn. Arb., **20**, 255 S.; Bochum.
- Motzka, R. (1974): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5024 Rotenburg an der Fulda. – 2. Aufl., 186 S.; Wiesbaden.
- Nemec, W. & Porbeski, S.J. (1977): Weissliegende sandstones: a transition from fluvial-aeolian to shallow-marine sedimentation (Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline) - 1. sedimentary structures and textural differentiation. – *Rocznik. Pol. Tow. Geol. (Annales de la Société Géologique de Pologne)*, **47(3)**: 387–418; Krakow.
- Paul, J. (1986): Stratigraphy of the Lower Werra Cycle (Z1) in West Germany (preliminary results). – In: Harwood, G.M. & Smithe, D.B. (Hrsg.): *The English Zechstein and related topics*. – Geol. Soc. London, Spec. Pub., **22**: 149–156; London.
- Pöhling, C. (1986): Sedimentologie des Zechsteinkalks und des Werra-Anhydrits (Zechstein 1) in Südost-Niedersachsen. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **30**, 99 S.; Göttingen.
- Reineck, H.-E. & Wunderlich, F. (1968): Classification and origin of flaser and lenticular bedding. – *Sedimentology*, **11**: 99–104; Oxford.
- Richter, G. (1941): Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raume. – Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**: 283–332; Berlin.
- Richter-Bernburg, G. (1955a): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 843–854; Hannover.
- Richter-Bernburg, G. (1955b): Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 876–899; Hannover.
- Richter-Bernburg, G. (1987): Das so genannte Zechsteinkonglomerat und die Grenze Rotliegend/Zechstein. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 117–129; Wiesbaden.
- Schäfer, K. (1969): Das Rotliegende der Treischfelder Bohrungen in Osthessen. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 152–195; Wiesbaden.
- Schindler, U. (1997): Dreifach erfolgreiche Erkundungsbohrung im Teufenbereich bis 2000 m. – Heilbad und Kurort, **49**: 288 – 289; Bonn.
- Subkommission Perm-Trias (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zur Neubenennung im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. – Nachrichten der Deutschen Geol. Gesell., **49**: 76–78; Hannover.
- Trusheim, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. – Geol. Bavarica, **54**, 92 S.; München.

Manuskript eingegangen am 29. 05. 2001, angenommen am 18. 06. 2001

Reinhard Gaupp¹ & Birgit Nickel²

Die Pechelbronn-Schichten im Raum Eich–Stockstadt (Nördlicher Oberrheingraben; Blatt 6216 Gernsheim)

Kurzfassung

Die von einer marinen Transgression unterbrochenen kontinental-grobklastischen Sedimente der Pechelbronn-Schichten (Obereozän, Unteroligozän bis Mitteloligozän) dokumentieren die Wechselwirkung von eustatischen Meeresspiegelschwankungen und initialer Deh-

nungstektonik des Nördlichen Oberrheingrabens.

Kernmaterial von Erdöl-Explorations- und -Produktionsbohrungen bilden die Grundlage der hier kurz referierten Faziesinterpretationen. Mächtigkeiten und lithologische Ausbildung der Pechel-

bronn-Schichten sind maßgeblich von tektonischen Einflüssen geprägt. Palynologische Untersuchungen belegen den deutlichen klimatischen Abkühlungstrend von den Mittleren zu den Oberen Pechelbronn-Schichten.

Abstract

The continental to marine clastic sediments of the Pechelbronn Beds (Late Eocene, Lower to Middle Oligocene) reflect the interaction of eustatic sea level fluctuations and initial extensional tectonics

of the Northern Upper Rhine Graben. Cores from oil exploration and production wells were used to constrain depositional environments. Rifting was a major control on the evolution of lithofacies and reser-

voir geometries. Palynological data support the interpretation of a climatic cooling trend within the middle and upper interval of the Pechelbronn Beds.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Übersicht	20
2. Untere Pechelbronn-Schichten	22
2.1 Faziesmerkmale	22
2.2 Gliederung und Geometrie der Sedimentkörper	22
2.3 Paläontologie	22
2.4 Faziesinterpretation	22
3. Mittlere Pechelbronn-Schichten	23
3.1 Faziesmerkmale	23
3.2 Mächtigkeit und Verbreitung	23
3.3 Faziesinterpretation	24
4. Obere Pechelbronn-Schichten	24
4.1 Faziesmerkmale	24
4.2 Mächtigkeiten	24
4.3 Paläontologie	24
4.4 Faziesinterpretation	25
5. Basis Septarienton/Foraminiferenmergel	26
6. Zur biostratigraphischen Gliederung der Pechelbronn-Schichten	26
7. Basis und Liegendes der Pechelbronn-Schichten	26
8. Zusammenfassung	26
9. Schriftenverzeichnis	27

¹ Prof. Dr. R. Gaupp, Friedrich-Schiller-Universität, Institut für Geowissenschaften, Allgemeine & Historische Geologie, Burgweg 11, D-07749 Jena

² Dr. B. Nickel, Forschungsinstitut Senckenberg, Sektion Paläobotanik, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt am Main

1. Einleitung und Übersicht

Die klastische Sedimentfolge der Pechelbronn-Schichten (PbS) im Raum Eich-Stockstadt umfasst die wichtigsten Erdöl-speichergesteine des Nördlichen Oberrheingrabens. Diese terrestrische Sedimentserie mit marinen Einschaltungen im mittleren Abschnitt, verbreitet im gesamten Oberrheingraben, spiegelt die intensiven tektonischen Vorgänge während des Obereozäns und Unteroligozäns im Nördlichen Rheingraben wider. Syndimentäre Versätze an Störungen bedingen sehr engräumige Änderungen von Mächtigkeiten und Fazies, besonders im tieferen Teil der Serie.

Vor allem im Obereozän scheinen etwa N-S verlaufende, grabenartige Senken und NNE-SSW streichende Kippschollen die Lage der Depozentren festzulegen (Abb. 1 und 2). Die Absenkung der einzelnen Schollen erfolgte un stetig und mit örtlich sehr unterschiedlichen Beträgen. Nach dem derzeitigen Stand

der Bohraufschlüsse und in Anlehnung an seismische Profile zeichnen sich NNE-SSW verlaufende Schwellen und Senken ab:

Die „Kühkopf-Eich-Schwelle“ (Abb. 2) umfasst den westlichen Teil des Feldes Kühkopf, die Hochlage von Biebesheim, quert das Hauptfeld Eich und ist seismisch noch weiter nach SSW verfolgb ar. Diese Schwellenzone, mit stark mächtigkeitsreduzierter Sedimentfolge der PbS, baut sich aus einem komplex gegliederten Mosaik von Kippschollen auf.

Bis zu dreifach höhere Mächtigkeiten weisen die PbS in der ebenfalls etwa NNE-WWS streichenden „Biebesheim-Wattenheim-Senke“ auf. Sie verläuft am Westrand des Feldes Stockstadt, westlich an Biebesheim 1 vorbei in Richtung Wattenheim.

Die Mächtigkeitsverteilung der PbS im Feld Stockstadt lässt erwarten, dass sich die Ostrandstörung dieses Feldes auf einer weiteren NNE-SSW streichenden Schwellenachse entwickelte.

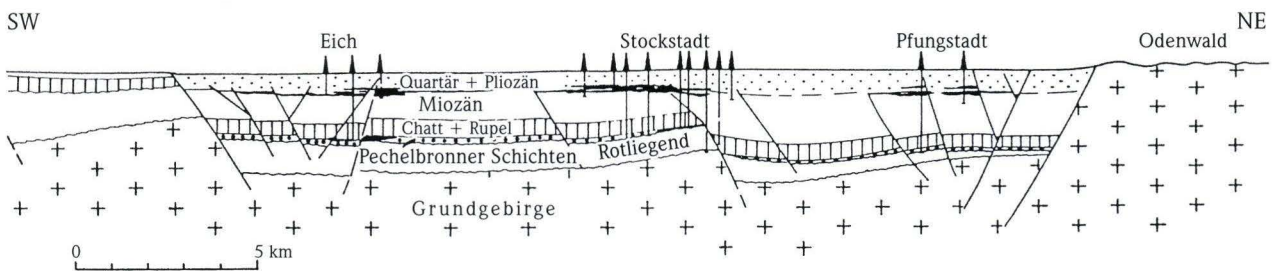


Abb. 1. Geologisches Profil durch den nördlichen Oberrheingraben (nach Plein 1992, Entwurf Schöneich in Boigk 1981).

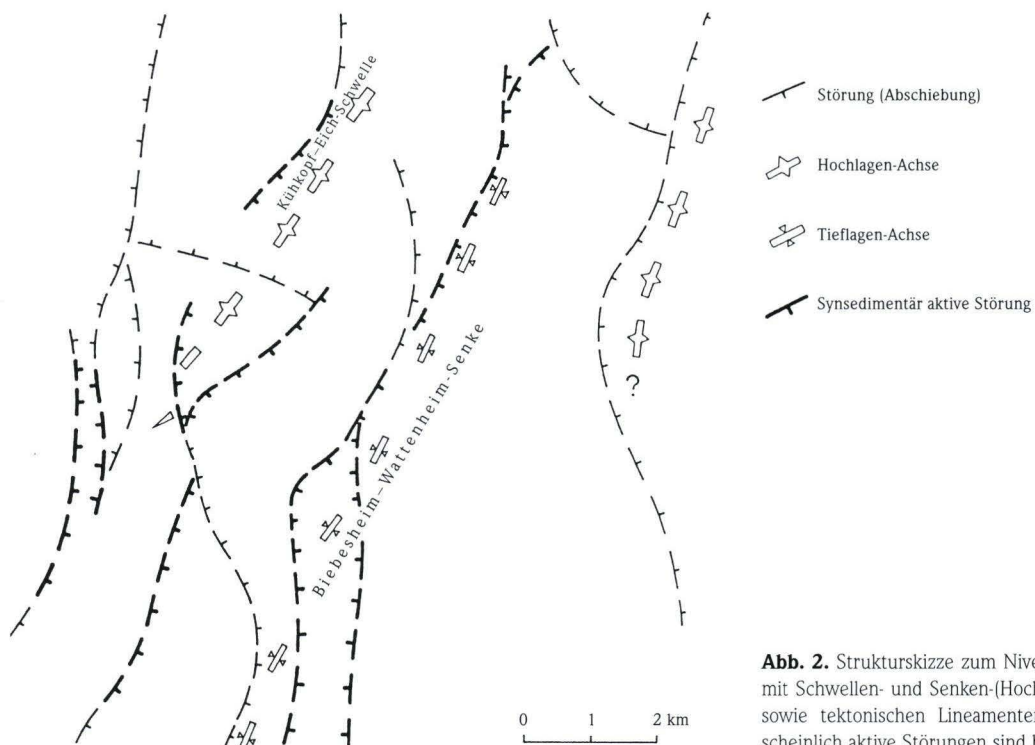


Abb. 2. Strukturskizze zum Niveau der Pechelbronn-Schichten mit Schwellen- und Senken-(Hochlagen- und Tieflagen-) Achsen sowie tektonischen Lineamenten. Synsedimentär sehr wahrscheinlich aktive Störungen sind besonders hervorgehoben.

Felder Eich / Königsgarten	Felder Stockstadt	Alter	Ablagerungsmilieu	Mächtigkeit
Foraminiferen-Mergel		Mittleres Oligozän	brackisch - randmarin bis vollmarin	
Obere Pechelbronn-Schichten	Oberes Lager	Unteres Oligozän	W Fächer Delta Taxodien-Sumpfwald Bodenbildung Süßwasser-See bis brackisch-marin E	0–80 m
Mittlere Pechelbronn-Schichten	Tonmittel		marine bis brackische Lagune	0–60 m
Untere Pechelbronn-Schichten	Unteres Lager	Obereozän	südwärts entwässerndes verzweigtes Flusssystem See- und Moorlandschaft subtropischer Urwald	0–> 150 m

Abb. 3. Übersicht zur stratigraphischen Gliederung und zum Ablagerungsmilieu der Pechelbronn-Schichten auf Blatt Gernsheim.

Sowohl die beiden Schwellen als auch die Senke werden wahrscheinlich von postunteroligozänen, etwa Nord–Süd verlaufenden sinistralen Blattverschiebungen gequert (Abb. 2, Reaktivierung alt angelegter Dehnungsstrukturen als Blattverschiebungen?). Schwellen- und Senkenachsen tauchen nach SSW hin ab.

Auf den Kippschollen der Felder Eich und Stockstadt zeigt die Mächtigkeitsverteilung vor allem im unteren Teil der Serie eine Kippung der Bruchschollen nach Westen an (vgl. Abb. 4).

Die Mächtigkeitsunterschiede zwischen Schwellen- und Senkenbereichen sind im Wesentlichen auf die erheblich größeren Anteile der pelitischen Intervalle in den Senkenbereichen zurückzuführen. Konglomeratöse und sandige Fazies im höheren Teil der Serie (Abb. 4) greifen gleichförmig über Schwellen und Senken hinweg; ihre Verteilung ist ausschließlich abhängig von der Nähe zum Liefergebiet am westlichen Grabenrand.

Die PbS auf Blatt Gernsheim lassen sich lithostratigraphisch

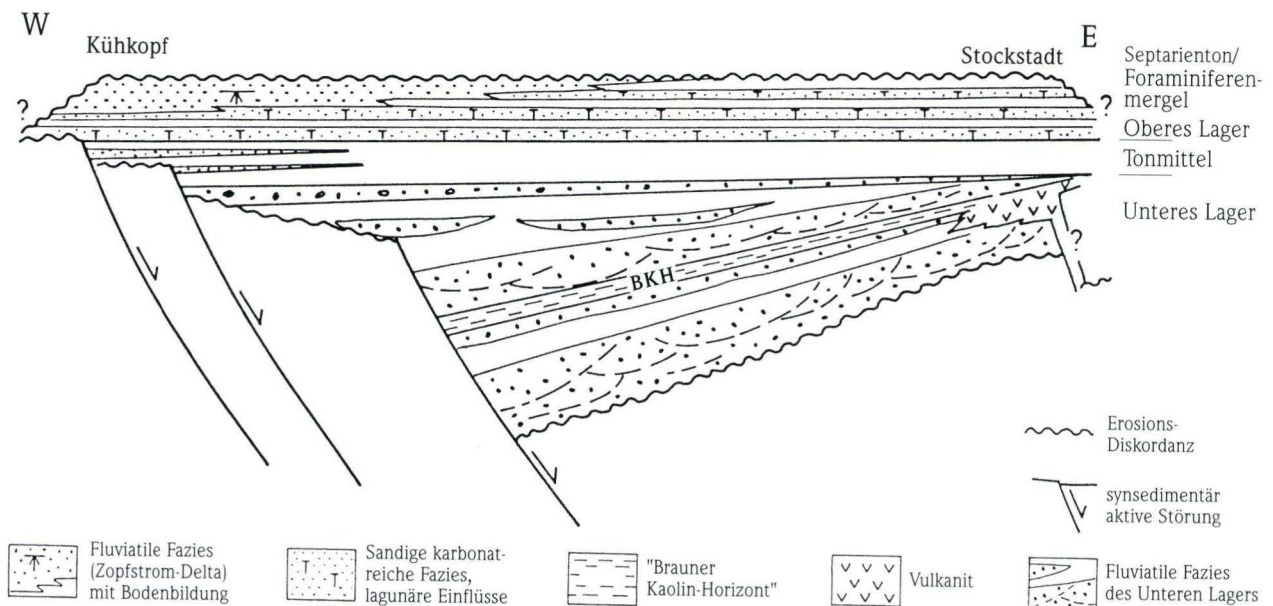


Abb. 4. Schematisiertes, nicht maßstäbliches Profil zur Darstellung von Fazies und Mächtigkeitsverhältnissen in den Pechelbronn-Schichten von Kühkopf bis Stockstadt.

wie auch in anderen Teilen des Oberrheingrabens in drei Abschnitte gliedern: Untere, Mittlere und Obere Pechelbronn-Schichten (entsprechend älteren Bezeichnungen in der Erdöl-

exploration: Unteres Lager, Tonmittel, Oberes Lager, vgl. Abb. 3; Doebl 1958; Straub 1962; Plein 1992; Nickel 1993, 1996; Mauthe 1996).

2. Untere Pechelbronn-Schichten

2.1 Faziesmerkmale

Mittel- bis Grobsandsteine, geröllführende Sandsteine und Konglomerate, mäßig bis sehr schlecht sortiert; Einzellagen dm- bis m-mächtig, Schrägschichtung angedeutet, basale Erosionsflächen; häufig ohne Korngrößen-trend, mit unregelmäßig auftretenden größeren Lagen, in Abfolgen von 3 bis ca. 10 m Gesamtmächtigkeit, getrennt von feineren klastischen Lagen.

Die Sand-Konglomeratfolgen werden zwischengelagert von Silt- und Tonsteinpaketen mit Anzeichen von Bioturbation, gelegentlich Kleinrippelschichtung, Flaserschichtung, Konvolution oder Lamination.

Graufazies, Pelite mitunter C-org-reich, kohlig; dünne Lagen meist allochthoner Kohle; graue, selten rotbraune Wurzelböden; pflanzlicher Detritus in den meisten Groblagen.

Im Raum Stockstadt treten vereinzelt dünne quarzsandige Domitlagen, umgeben von violettfarbenen Tonsteinen auf.

Eine vulkaniklastische Lage („Brauner Kaolin Horizont“, BKH, Abb. 4) stellt als Kaolin-Kohlentonstein einen wichtigen Marker zur stratigraphischen Gliederung und überregionalen Korrelation dar. Die Mächtigkeit beträgt dm bis mehrere m, lokal ist diese vulkaniklastische Lage erosiv entfernt. Das vulkanogene Material dieses Markerhorizontes, aber auch die Vulkaniklasten der Sande und Konglomerate sind wahrscheinlich von den eozänen Alkalibasalten des Raumes Stockstadt (Abb. 4) abzuleiten.

2.2 Gliederung und Geometrie der Sedimentkörper

Ein Beweis für die laterale Kontinuität einzelner m-mächtiger Sandhorizonte ist weder sedimentologisch noch petrographisch mit Sicherheit zu erbringen. Der Internbau und die Mächtigkeit der Einzellagen variiert erheblich. Ein 5 m mächtiges Konglomerat-Grobsandsteinpaket kann mit nur 1–2 m mächtigen Feinsandsteinen einer Nachbarbohrung korrelieren. Aus Druckdaten der Öl-Produktion kann jedoch mit mehr Verlässlichkeit auf die laterale Kommunikation individueller Horizonte bzw. Horizontgruppen geschlossen werden.

2.3 Paläontologie

Palynologisch verwertbare Proben konnten fast ausschließlich aus Horizonten der höheren Unteren PbS gewonnen werden (Nickel 1993, 1996). Die Mikroflora dieses Abschnittes stam-

men aus hier häufiger in die sonst grobklastische Fazies eingeschalteten, dunklen anoxischen Altwassertonen. Sie enthalten hohe Frequenzen coccaler Grünalgen (*Pediastrum* und *Botryococcus*), Glochidien des tropischen Wasserfarns *Azolla* und den Pollenniederschlag der Verlandungsgesellschaften sowie des umgebenden thermophilen Waldes. Damit repräsentieren sie eine typische limnische Stillwasserfazies. Die hohen Anteile thermophiler Florenelemente belegen ein subtropisches bis tropisches Klima. In den höchsten Horizonten der Unteren PbS wird die folgende marine Transgression der Mittleren PbS bereits durch Verbrackungssignale angekündigt (erste vereinzelt Dinozysten, rückläufige *Pediastrum*-Werte).

2.4 Faziesinterpretation

Die Sedimente des Unteren Lagers wurden in einem verzweigten Flusssystem mit episodisch hoher Strömungsenergie abgelagert. Eine genauere Charakterisierung des fluviatilen Milieus ist aus den gegebenen Aufschlussverhältnissen nicht mit Sicherheit möglich. Typische Gleithangsequenzen mäandrierender Flüsse sind nicht sicher belegbar. Weder Sinuosität noch Verzweigungsgrad der Flusssysteme sind zu ermitteln. Dunkle, kerogenreiche Pelite können Altwasserseen zugeordnet werden.

Sowohl im Raum Stockstadt als auch um Eich-Königsgarten scheinen sich unter dem „BKH“ jeweils zwei fluviatile „Zyklen“ weitreichender lateraler Kontinuität entwickelt zu haben. Dies legt den Schluss auf eine großräumige und überregionale Kontrolle bei der Ausbildung dieser Flusssysteme nahe (?Klima).

Gröberklastische Lagen entstammen entweder Barrenbildungen bzw. Sandbänken in fluviatilen Rinnen (mäßig sortierte Bodenfrachtablagerungen) oder Ablagerungen hochkonzentrierter Korndispersionen (z.T. extrem schlechter Sortierung). Feinklastische Auensedimente oder Paläoböden sind nur sehr untergeordnet entwickelt oder erhalten.

Der Verlauf der Kippschollen und die generell stärkere Absenkung im Süden bestimmten die sehr wahrscheinlich nach Süden (Eich) bzw. SW (Stockstadt) gerichtete Drainage.

Aus der Mächtigkeit der Pelitintervalle in der Beckenfazies zu schließen, stehen den relativ kurzzeitigen hoch energetischen fluviatilen Akkumulations-Episoden lange Zeiträume mit lakustriner Stillwasser-Sedimentation, Paläobodenbildungen und Sumpfmoorwald-Entwicklung gegenüber. Synsedimentärer Vulkanismus entlang tektonisch bedingter Schwächezonen spielte besonders im Raum Stockstadt eine Rolle.

3. Mittlere Pechelbronn-Schichten

3.1 Faziesmerkmale

Graue/grüngraue, ockerfarbene und rotbraune Mergel und Tonsteine, mehr oder weniger stark bioturbat verwühlt.

Eingeschaltet sind mm- bis mehrere dm-mächtige Lagen von Kalkfeinsandsteinen bzw. kalkigen Quarzsandsteinen.

Lagenweise Anreicherung artenarmer, individuenreicher, z.T. mariner Mollusken, lokal Bryozoen, brackische bis marine Ostracoden, miliolide Foraminiferen.

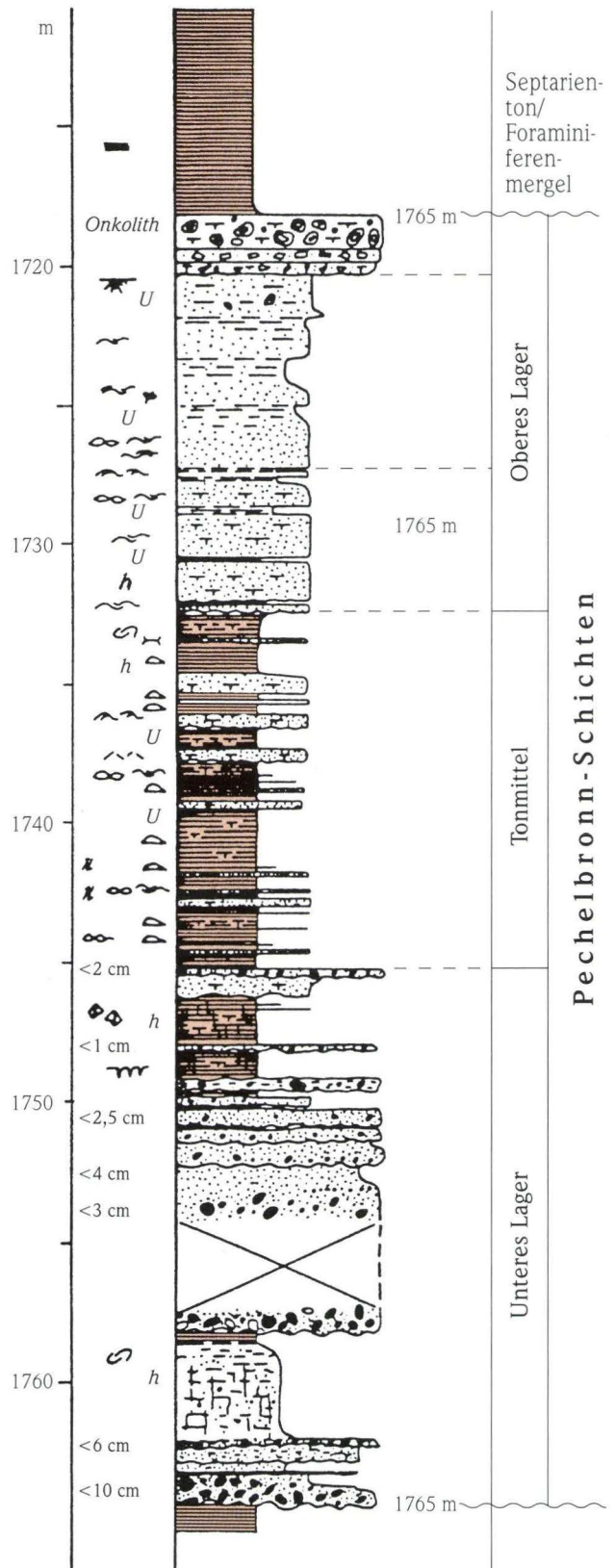
Glaukonitführung in den Sandsteinen gering aber durchhaltend, hohe Anteile an kalkigen Schalenbruchstücken, Schwermineral-Anreicherungen, Pellettoide. Die sehr gut sortierten Feinsandsteine sind bioturbat homogenisiert oder feinrippelgeschichtet, wellen- oder flaserschichtet, selten laminiert. Petrographisch sind diese Sandsteine eindeutig von den fluviatilen Sandsteinen der Unteren und Oberen PbS unterscheidbar.

3.2 Mächtigkeit und Verbreitung

In den Senken- bzw. Beckenbereichen können die mittleren PbS >50 m mächtig werden (z.B. Eich 27). In der Biebesheim-Wattenheim-Senke nimmt die Mächtigkeit nach SW hin zu. Nördlich der synsedimentär aktiven Störung zwischen Eich 24 und Eich 27 geht die Mächtigkeit der Mittleren PbS sprunghaft zurück. Im Raum Eich–Königsgarten liegen generell nur noch Mächtigkeiten <5 m, z.T. nur noch wenige dm vor. Fauna, Flora und Petrographie dieses geringmächtigen Intervalls von Eich–Königsgarten belegen die fazielle Verwandtschaft mit den Mittleren PbS s.str. der Beckenbereiche.

- ≡ Lamination, Feinschichtung
- ⌘ Wurzelboden
- ⋈ diskontinuierliche wellige Schichtung, Flaserschichtung
- ∞ Linsenschichtung
- ~ Feinrippelschichtung
- Ⓢ Konvolution, Schichtzerreißung
- ⌘ früh-postsedimentäre Tektonik
- ⋈ intraformationale Tonklasten
- ⊕ karbonatische Konkretionen
- ⌘ Trockenrisse
- h Sediment stark homogenisiert (?bioturbat)
- U Bioturbation, Grabgänge
- ☙ pflanzlicher Detritus, Drift Holz
- ⊖ Bivalvenreste
- ⊖ Bryozoenreste
- <6 cm Maximal Korngrößen von Konglomeraten

Abb. 5. Lithologisches Profil der Pechelbronn-Schichten von Bohrung Stockstadt 45.



Derzeit kann noch nicht entschieden werden, ob dieses marine Intervall von Eich–Königsgarten mit dem Tonmittel oder aber dem Oberen Lager von Stockstadt altersgleich ist. Nach den bisherigen Untersuchungen liegt erstere Deutung näher.

Nördlich von Feld Eich konnte die Fazies des marinen Intervalls der Mittleren PbS nur in Königsgarten 3 belegt werden. In diesem Raum scheint das marine Intervall primär auszuweichen.

Im Feld Kühkopf transgredieren die Mittleren PbS mit gegenüber Stockstadt verringerter Mächtigkeit auf präobereozänen Untergrund (Abb. 4).

Die kalkigen Feinsandsteine dieses Intervalls sind fast durchweg extrem stark calcitisch zementiert und weisen keine Speicherqualität auf.

3.3 Faziesinterpretation

Sedimentologie und Paläontologie sprechen für die Annahme einer Stillwassersedimentation unter brackischen bis marinen Seichtwasserverhältnissen einer geschützten Lagune. Beckenwärts dominierende Mergelsedimentation ging über lokale Fein-

sandakkumulation in eine litorale Sandmergel- und kalkige Feinsandsedimentation über (z.B. Eich 21).

Es ist zu beachten, dass erste marine Einflüsse bereits einige Meter unterhalb der überwiegend feinklastischen Mittleren PbS einsetzen können und in den Feldern Stockstadt und Kühkopf marin-brackische Einschaltungen durch das Obere Lager bis an die Basis des Septarientons/Foraminiferenmergels durchhalten (Abb. 5). Im basalen Teil der Mittleren PbS ist noch ein ausgeprägter terrestrischer Einfluss erkennbar. Hier zeigt sich in den Mikroflora eine enge Verzahnung terrestrischer und marin beeinflusster Ablagerungsräume (Paläoböden auf pelitischem Substrat, Auensedimente, Süßwasserseen und brackische Lagunen). Die Süßwasserhorizonte dieses Abschnitts können palynologisch nicht immer eindeutig von den faziell analog ausgebildeten Altwassertonen der Unteren PbS unterschieden werden, da sie eine vergleichbare Mikroflora führen und keine signifikanten Unterschiede in Bezug auf die Anteile der thermophilen Palynomorphen oder der Leitformen aufweisen (Nickel 1993, 1996). Mikropaläontologisch können nur die Mittleren PbS datiert werden.

4. Obere Pechelbronn-Schichten

4.1 Faziesmerkmale

a) Stockstadt und Kühkopf

- Kalkige Feinsandsteine mit wechselnd hohen Quarzanteilen, petrographische und paläontologische Merkmale wie unter 3.1 beschrieben.
- Wechsellagerung mit bunten Tonsteinen, gelegentlich Mergeln mit marinen/brackischen Faunenresten (Abb. 5).
- Im Raum Kühkopf treten zum Top der PbS hin vermehrt Quarzfeinsandsteine eher fluviatiler Bildung auf.

b) Eich

- Feinsandsteine bis Geröll führende Grobsandsteine, Litharenite und Konglomerate in häufig raschem Wechsel weniger dm-mächtiger Lagen. Sortierung und Tonmatrixgehalt sehr variabel.
- Häufig abrupte Grenzen zwischen Grob- und Feinsediment an Top und Basis von Sand-/Konglomeratbänken.
- Schrägschichtung, inverse und multiple Gradierung in Groblagen, die oft von dünnen Ton-Siltlagen getrennt sind.
- Häufig Ausbildung von Rotfazies-Paläoböden mit calicheartigen Karbonatkonkretionen; auch Graufazies-Wurzelböden und stark bioturbate tonige Feinsandpakete.
- Konvolution und Kollapsstrukturen, vor allem in Feinsediment.
- Untergeordnet feinrippel- und flasergeschichtete Feinsandsteine mit dünnen Tonlagen (clay drapes).

c) Königsgarten

Mehr als in Eich sind hier bioturbate Feinsedimente und Hin-

weise auf dominierend subaquatische Bildungen zu verzeichnen. Graufazies überwiegt stärker, und zusätzlich kommen hier höhere Anteile von pflanzlichem Detritus sowie Kohleflöze vor.

4.2 Mächtigkeiten

Für Mittlere und Obere PbS können die folgenden Gesamtmächtigkeitswerte (Mittelwerte und Streubereiche) angegeben werden:

Kühkopf	26 m (22–30 m)
Stockstadt	37 m (20–46 m)
Eich Hochlagen	37 m (26–48 m)
Eich Tieflagen	64 m (50–77 m)
Eich 17	135 m
Königsgarten	2 m (0–4 m)

4.3 Paläontologie

Ausschließlich Hinweise auf Süßwasserverhältnisse (Characeen-Oogonien, diverse Sporomophae) im Raum Eich–Königsgarten stehen in Kontrast zu mariner/brackischer Fauna und Flora in den Feinsedimenten von Stockstadt und Kühkopf. Charophyten-Massenvorkommen werden von Schwarz & Griessemer (1992) auch aus den Oberen PbS des Elsaß beschrieben. Palynologische Untersuchungen belegen einen drastischen Rückgang der thermophilen Florenelemente von den Mittleren zu den Oberen PbS (Nickel 1993, 1996). Oszillierende Grundwasserstände im Vor-

feld der Rupel-Transgression werden durch schnelle Fazieswechsel zwischen subaerischen Bodenbildungen und Phasen von Taxodiaceen-Sümpfen, Bruchwäldern und Farn-Pionier-Gesellschaften angezeigt. Im Raum Eich zeigen auch die Oberen PbS ähnlich wie die Unteren PbS im höchsten Bereich erste Anzeichen von Verbrackung (Nickel 1993, 1996).

4.4 Faziesinterpretation

Durchweg fluviatile sowie lakustrine Sedimentation ist für das Obere Lager von Eich und Königsgarten anzunehmen. Dabei ist die Fazies im Raum Eich etwas gröberklastisch als im Raum Königsgarten. Maximalkorngrößen nehmen von Westen (Grabenrand) nach Osten bzw. nach SE ab.

Die Konglomeratlage mit den größten Gerölldurchmessern liegt meist direkt über dem marinen Intervall der Mittleren PbS.

Die Gesamtheit der bisherigen Beobachtungen legt die Interpretation eines sehr rasch vom westlichen Grabenrand nach Osten und SE vordringenden bzw. Fächerdeltas bzw. „Zopfstrom-Deltas“ (braid delta) mit geringem Gradienten nahe (Abb. 6). Im Raum Eich ermöglichte ein stärkerer Paläogradient bessere Drainage des Sediments, tieferen Grundwasserstand, damit häufigerer Ausbildung von Rotfazies-Paläoböden als im Raum Königsgarten, wo möglicherweise ein kleineres Flusssystem aus nördlicher Richtung kommend durch das vorbauende Fächerdelta aufgestaut wurde (Abb. 6).

Im oberen Drittel des Oberen Lagers wird die Sedimentation schnell feiner klastisch, das Fächerdelta zieht sich zum westlichen Grabenrand zurück, und vorherrschend lakustrine Pelit-sedimentation mit wenig fluviatilen Fein- und Mittelsandeinschaltungen (Uferdamm-Durchbruch-Sedimente oder Kleindel-tas) setzt sich bis zur Basis der Foraminiferenmergel durch.

Im Raum Kühkopf–Stockstadt setzt sich dagegen die brackisch-marine lagunäre Sedimentation des Tonmittels auch im Oberen Lager fort, nun allerdings mit wiederholten Einschaltungen kalkiger Feinsandsteine (Abb. 5), deren siliziklastischer Anteil aus distalen Sandschüttungen des im Westen liegenden Fächerdeltas aufbereitet worden sein konnte. In der Bohrung Stockstadt 45 sind an der Grenze der Oberen PbS gegen die hangenden Foraminiferenmergel onkolithische, dolomitisch-kalkige Karbonatbänke von >1 m Mächtigkeit angetroffen worden (Abb. 5), die dem Rupelalter nach bereits zum Septarienton/Foraminiferenmergel zu stellen wären. Eine Verzahnung distaler Fächerdelta-Ausläufer mit lagunärer Fazies ist im Bereich Kühkopf wahrscheinlich.

Zusammenfassend kann für die Oberen PbS im betrachteten Raum ein vom Westgrabenrand vorbauendes, relativ grobklastisches Fächerdelta („Fan-Delta“, besser „braid delta“) mit geringem Gradienten interpretiert werden, das sich nach Osten mit der im Zentrum des Grabentroges durchhaltenden marin-lagu-nären Fazies verzahnt (Abb. 4 und 6).

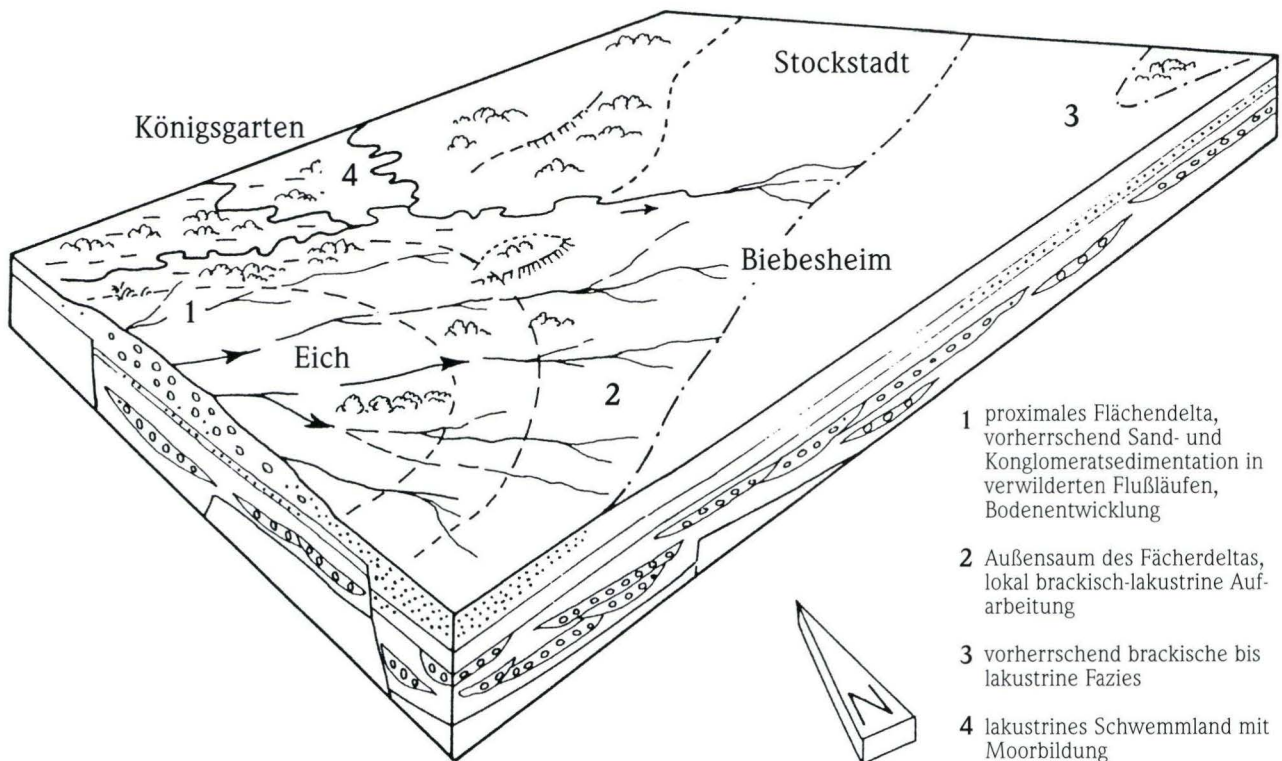


Abb. 6. Blockdiagramm zum Ablagerungsmilieu der Oberen Pechelbronn-Schichten.

5. Basis Septarienton/Foraminiferenmergel

Tonige Sedimente des tiefen Rupel (Mitteloligozän) weisen marine Fauna und Flora auf. Mit ihnen treten erste vollmarine Dinoflagellaten-Gesellschaften und Foraminiferen auf. Auf eine tiefere neritische Fazies folgt nach palynologischem Befund eine offen marine Fazies, die durch das Vorkommen des Acritarchen *Leiofusa jurassica* gekennzeichnet ist (Nickel 1993, 1996). Nahe

der Basis des Septarientons treten mehrere Meter mächtige Grobsilt- und Feinsandsteine mit Kleinrippelschichtung und Flaserschichtung auf, die tidale Einflüsse signalisieren. Gekernt wurden diese charakteristischen Sedimente u.a. in Eich 24 (Kern 1), Eich 23 (Kern 2) und Königsgarten 2 (Kern 1).

6. Zur biostratigraphischen Gliederung der Pechelbronn-Schichten

Die im Wesentlichen auf lithologischen, faziellen und palökologischen Beobachtungen beruhende Dreigliederung der PbS kann biostratigraphisch bisher nicht verlässlich abgesichert werden. Palynologische (Nickel 1993, 1996) sprechen für ein Obereozän-Alter der Unteren PbS in Eich und Stockstadt. Auch der

tiefere Teil der Mittleren PbS ist nach palynologischen Untersuchungen von Nickel (1993, 1996) noch dem Obereozän zuzuordnen. Höhere, Mittlere und tiefe Obere PbS sind dem Unteroligozän, die höheren Oberen PbS wahrscheinlich dem Mitteloligozän zuzuordnen.

7. Basis und Liegendes der Pechelbronn-Schichten

In den meisten Fällen setzen die PbS mit grobklastischen Graufazies-Sedimenten abrupt über ziegelroten Feinsedimenten (Tonsteinen, glimmerreichen Siltsteinen) ein. Tatsächlich ähneln die liegenden Rotsedimente auffallend stark tonreichen Playa-Ablagerungen des Rotliegenden. Zudem wurden sowohl in Stockstadt 33R, Weiterstadt als auch in Worms 3 im Liegenden der PbS (jung-)paläozoische Vulkanite altersdatiert (Negendank 1968, Lippolt et al. 1990). Die liegenden Rotsedimente weichen in ihrem detritischen Bestand deutlich von den PbS ab: erstere sind deutlich polymikter (mit vielfältigerem Klastenspektrum), sind illitreich, kaolinitarm und dolomitführend.

Deutliche Zweifel an der Richtigkeit der Rotliegendeinstufung ergaben sich, nachdem Vulkanite „unter“ den PbS von Stockstadt N 1, Stockstadt 14, 22 und 32 (vormals als jungpaläozoisch interpretiert) durch K/Ar-Datierungen in das Alttertiär gestellt wurden. Auch ohne Vulkanitdatierungen wird deutlich, dass

Stockstadt-Bohrungen (z.B. St. 18, St. 24, St. 25) in Rotfazies des Eozän vorzeitig eingestellt wurden, noch bevor die Basis der PbS erreicht wurde. Farbähnlichkeiten und Glimmerführung der Pelite begünstigten diese Fehlinterpretation.

Es ist zudem zu bedenken, dass sich im Elsaß und im südlichen Rheintalgraben zwischen Basis Pechelbronn-Schichten und einer konglomeratführenden Zone Dolomitique eine pelitische Rotfazies (Couche Rouge) des oberen Latdorf einschaltet (z.B. Sittler 1985).

Ähnliche Verhältnisse könnten grundsätzlich auch im nördlichen Rheintalgraben vorliegen, zumal bislang kein Beweis für ein Rotliegendalter der Rotsedimente liegend zum Obereozän vorlag.

Weitere biostratigraphische Überprüfungen dieser Ergebnisse sind erforderlich, doch kann jetzt schon davon ausgegangen werden, dass auch im Raum Eich-Stockstadt Alttertiär in klastischer, teils wohl evaporitischer (?) Rotfazies vorliegt.

8. Zusammenfassung

Die Sedimentation der Unteren Pechelbronn-Schichten beginnt mit erosiver Basis über Rotsedimenten wahrscheinlich des Unter- bis Mitteleozän und des Jungpaläozoikums.

Fluviatile Sedimente eines verzweigten, vermutlich nach Süden entwässernden Flusssystemes sowie Ablagerungen einer tropischen See- und Urwaldlandschaft charakterisieren das Untere Lager (Untere Pechelbronn-Schichten), das sowohl Muttergesteine für Gas- und Ölbildung als auch gute Speichergesteine in engstündigem Wechsel führt.

Mit den Mittleren Pechelbronn-Schichten („Tonmittel“) setzt sich brackischer bis mariner Einfluss durch. Im Zuge dieser marinen Ingression während des obersten Eozän bis unteren Oligozän wurden lagunäre Mergel sowie Kalkfeinsandsteine mit vergleichsweise schlechter Speicherqualität abgelagert.

Im Oberen Lager (Obere Pechelbronn-Schichten) dringt vom westlichen Grabenrand grobklastische Fazies eines Fächerdeltas (braid delta) vor und drängt die marin-brackische Lagunenfazies in grabenzentrale Beckenbereiche nach Osten zurück. Ein

schmalen Bereich der Verzahnung der fluviodeltatischen mit der lagunären Fazies ist östlich von Feld Eich zu erwarten.

Beste Reservoirfazies werden in fluviatilen Grobsanden und Konglomeraten der Oberen und Unteren Pechelbronn-Schichten angetroffen.

NNE–SSW streichende, aus einem komplizierten Mosaik von Kippschollen zusammengesetzte Schwellen und Senken sowie etwa Nord–Süd verlaufende synsedimentäre Gräben bestimmen die Mächtigkeitentwicklung der Pechelbronn-Schichten. Die Faziesverteilung ist jedoch nur im Unteren Lager vorherrschend von dieser synsedimentären Tektonik kontrolliert. Im Oberen Lager scheint die Faziesverteilung von einer Erhöhung des Reliefs am westlichen Grabenrand dominiert zu sein.

Der vorliegende Artikel wurde als Beitrag zu den Erläuterun-

gen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6216 Gernsheim, erstellt (Stand ca. 1995). Der Erläuterungsband ist jedoch derzeit als eigenständige Veröffentlichung nicht mehr vorgesehen.

Danksagung: Für anregende und wertvolle Diskussionen danken wir den Herren H. Achilles, F. Elstner, H. Durst, D. Merkel und E. Plein. BEB Erdgas und Erdöl GmbH gab dankenswerterweise die Genehmigung zur Veröffentlichung. Herrn M. Hottenrott ist nachdrücklich zu danken für seine redaktionelle Hilfe und für das Ermöglichen dieser Publikation sowie Frau M. Peter für das Überarbeiten der Abbildungen.

9. Schriftenverzeichnis

- Boigk, H. (1981): Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland. – 330 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- Doebli, F. (1958): Stratigraphische und paläogeographische Ergebnisse neuerer mikropaläontologischer Untersuchungen im Tertiär des Rheintal-Grabens. – Erdöl u. Kohle, **11** (6): 373–376; Hamburg.
- Elstner, F. (1989): Rheingraben, Stratigraphie und Environment. – Unveröff. Bericht BEB; Hannover.
- Füchtbauer, H. (1956): Stockstadt, Pechelbronner Schichten, Gliederung des Unteren Lagers durch Röntgenanalysen. – Unveröff. Notiz Elwerath vom 17.7.1956; Hannover.
- Gaupp, R. (1986): Pechelbronner Schichten – fazielle und stratigraphische Entwicklung im Raum Eich–Königsgarten–Stockstadt. – Unveröff. Bericht BEB vom 10.5.1986; Hannover.
- Lippolt, H.J. (1980): K-Ar-Alter von Vulkaniten des Oberrheingrabens. – Unveröff. Bericht BEB; Hannover.
- Lippolt, H.J., Kirsch, H. & Plein, E. (1990): Karbonische und permische Vulkanite aus dem Untergrund des nördlichen Rheingrabens: Art, Altersbestimmung und Konsequenz. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **72**: 227–242; Stuttgart.
- Mauthe, G. (in Druckvorbereitung): Tieferer Untergrund im Gebiet Blatt Gernsheim. – Geol. Jb. Hessen, 14 S.; Wiesbaden.
- Negendank, J.F. (1968): Zur Petrographie permischer Magmatite im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 236–249; Wiesbaden.
- Nickel, B. (1993): Palynofazies und Palynostratigraphie der Pechelbronn-Schichten im nördlichen Oberrheingraben. – Diss. Univ. Frankfurt, unveröff., 166 S.; Frankfurt am Main.
- Nickel, B. (1996): Palynofazies und Palynostratigraphie der Pechelbronn-Schichten im nördlichen Oberrheingraben. – Palaeontographica, **B, 240** (1-6), 151 S.; Stuttgart.
- Plein, E. (1992): Das Erdölfeld Eich–Königsgarten (Exkursion E am 23.4.1992). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **74**: 41–54.
- Ritter, L. (1956): Ölfeld Stockstadt – Gliederung des Unteren Lagers mit Hilfe einer Tonleitschicht. – Unveröff. Notiz Elwerath vom 12.7.1956; Hannover.
- Ritter, L. (1957): Sedimentpetrographische Untersuchung des Unteren Lagers des Ölfeldes Stockstadt. – Unveröff. Bericht Elwerath vom 20.2.1957; Hannover.
- Ritter, L. (1980): Die Pechelbronner Schichten und das Alttertiär in der Konzession Groß-Gerau - Lampertheim - Worms. – Unveröff. Bericht BEB vom 7.7.1980; Hannover.
- Schwarz, J. & Griessemer, Th.W. (1994): Charophyten-Massenvorkommen aus den Oberen Pechelbronn-Schichten (Unteroligozän) von Merkwiller-Pechelbronn im Elsaß (Dépt. Bas-Rhin, Frankreich). – Paläont. Z., **66** (1/2): 23–37; Stuttgart.
- Sittler, C. (1985): Les Hydrocarbures d'Alsace dans le Contexte Historique et Géodynamique du Fosse Rhenan. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **9** (2): 335–371; Pau.
- Straub, E.W. (1962): Die Erdöl- und Erdgas-Lagerstätten in Hessen und Rheinhessen. – Abh. Geol. L.A. Baden-Württemberg, **4**: 123–136; Freiburg i.Br.

Manuskript eingegangen am 22. 05. 2001, angenommen am 18. 06. 2001

Marita Felder¹, Franz-Jürgen Harms² & Volker Liebig³ mit Beiträgen von Martin Hottenrott⁴, Christian Rolf⁵ & Thomas Wonik⁵

Lithologische Beschreibung der Forschungsbohrungen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal sowie zweier Lagerstättenbohrungen bei Eppertshausen (Sprendlinger Horst, Eozän, Messel-Formation, Süd-Hessen)

Kurzfassung

In einem vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie und dem Forschungsinstitut Senckenberg sowie mit messtechnischer Unterstützung des Instituts für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben durchgeführten Projekt wurden 1997/98 drei Forschungsbohrungen zur Erkundung der isolierten „Ölschiefer“-Vorkommen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal in der Nähe der Grube Messel bei Darmstadt

niedergebracht (Mitteleozän, Messel-Formation). Die durchgehend gekernten Bohrungen erreichten Endteufen von 80,5 m bis 150,0 m.

Bei Groß-Zimmern und in Offenthal wurde unter den hier 33 m bzw. 29 m mächtigen Seesedimenten der Messel-Formation Vulkaniklastit angetroffen, in der Bohrung Offenthal auch ein 26 m mächtiger Basalt tertiären Alters. Die „Ölschiefer“ wurden hier in Maar- bzw. Vul-

kanseen abgelagert. Die Bohrung Prinz von Hessen durchteufte 98 m mächtige Seesedimente mit zahlreichen Braunkohleflözen und blieb bis zur Endteufe von 150 m in groben, festländisch gebildeten Schuttsedimenten des Tertiärs stecken. Möglicherweise handelt es sich hier um die Auffüllung eines grabenartig einsinkenden Beckens.

Abstract

In a co-operative project, the Geological Survey of Hesse (Wiesbaden) and the Senckenberg Research Institute (Frankfurt/Main), with the support of the Joint Geoscientific Research Institute (Hannover) sank boreholes in 1997/98 to research isolated deposits of oil shale (Middle Eocene, Messel-Formation). The boreholes near Groß-Zimmern, Prinz von Hes-

sen and Offenthal, close to the Messel oil shale-pit (South-Hesse, south of Frankfurt/Main, east of Darmstadt) reached depths from 80.5 m to 150.0 m.

The boreholes of Groß-Zimmern and Offenthal found volcanoclastic rocks under lake deposits of the Messel-Formation that were 33 m and 29 m thick respectively. In Offenthal those included a basalt

26 m thick of Tertiary age. The oil shales here were deposited in a maar or a volcanic lake. However the borehole at Prinz von Hessen sank through 98 m of lake sediments, containing many beds of brown coal. Until its final depth of 150 m the drilling exposed coarse grained debris rocks of Tertiary age. Possibly this records the filling of a graben-like basin.

¹ Dipl.-Geol. M. Felder, Institut für Geowissenschaften, Universität Jena, Burgweg 11, D-07749 Jena

² Dr. F.-J. Harms, Forschungsinstitut Senckenberg, Forschungsstation Grube Messel, Marktstr. 35, D-64409 Messel

³ Dipl.-Geol. V. Liebig, Hessisches Landesmuseum Darmstadt, Friedensplatz 1, D-64283 Darmstadt

⁴ Dr. M. Hottenrott, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

⁵ Dr. C. Rolf, Dr. T. Wonik, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	30
2. Geologisch-tektonischer Überblick (von F.-J. Harms)	32
3. Allgemeine Angaben zu den Forschungsbohrungen (von F.-J. Harms)	33
3.1 Auswahl der Ansatzpunkte	33
3.2 Durchführung der Bohrungen	34
3.3 Probennahme und Bearbeitung	35
3.4 Finanzierung und Danksagung	35
4. Lithozonen-Gliederung	36
4.1 Forschungsbohrung Groß-Zimmern B/97-BK 8 (von M. Felder)	36
4.2 Forschungsbohrung Prinz von Hessen B/97-BK 9 und 9A (von M. Felder)	40
4.3 Forschungsbohrung Offenthal B/98-BK 1E (von V. Liebig)	44
5. Spezielle geophysikalische Untersuchungen	48
5.1 Magnetische Messungen an den Kernen der Forschungsbohrungen Groß-Zimmern B/97-BK 8 und Prinz von Hessen B/97-BK 9 u. 9A (von C. Rolf)	48
5.2 Geophysikalische Messungen in der Forschungsbohrung Offenthal B/98-BK 1E (von T. Wonik)	49
6. Interpretation der Schwarzpelitvorkommen auf dem Sprendlinger Horst	52
7. Schriftenverzeichnis	53
Anhang 1. Ausführliche Schichtenverzeichnisse der Forschungsbohrungen	55
Anhang 1.1 Forschungsbohrung Groß-Zimmern B/97-BK 8 (von M. Felder)	55
Anhang 1.2 Forschungsbohrung Prinz von Hessen B/97-BK 9 (von M. Felder)	58
Anhang 1.3 Forschungsbohrung Offenthal B/98-BK 1E (von V. Liebig)	69
Anhang 2. Schichtenverzeichnisse zweier Lagerstättenbohrungen im „Ölschiefer“-Vorkommen Erlenwiese bei Eppertshausen (zusammengestellt von F.-J. Harms mit einem Beitrag von M. Hottenrott)	76

1. Einleitung

Die Grube Messel und ihr mitteleozäner „Ölschiefer“ sind seit etwa 1970 durch spektakuläre Fossilfunde einerseits und durch die bis 1990 drohende Verfüllung mit Müll andererseits in das Bewusstsein einer breiten Öffentlichkeit geraten. Mehrere 100 Publikationen befassen sich insbesondere mit den außergewöhnlichen Fossilien dieses seit 1995 auf der UNESCO-World Heritage List stehenden Geotops.

Vergleichsweise wenig Beachtung fanden bislang die außerhalb der Grube Messel gelegenen Vorkommen der Messel-Formation. Die Absicht eines gemeinsam vom Forschungsinstitut Senckenberg (FIS, Frankfurt a.M.) und dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG, Wiesbaden) in den Jahren 1997/98 durchgeführten Projekts war es daher, durch Kernbohrungen in den „Ölschiefer“-Vorkommen Groß-Zimmern, Prinz

von Hessen und Offenthal detaillierte Erkenntnisse von diesen Lokalitäten zu erhalten. Hauptziel der Bohrungen war es, die bituminösen Seesedimente jeweils in einer möglichst zentralen Position zu durchteufen und bis in die Gesteine unterhalb der Seebildungen vorzustoßen. Einerseits sollten damit möglichst vollständige Gesteinskerne der mitteleozänen Seeablagerungen aus den verschiedenen Vorkommen gewonnen werden (Anh. 1). Andererseits sollten Hinweise auf die Entstehung und Entwicklungsgeschichte der Strukturen, in denen die Gesteine der Messel-Formation zur Ablagerung kommen konnten, zu Tage treten. Die Ergebnisse dieser Forschungsbohrungen werden durch die bislang unveröffentlichten Profile zweier im Jahr 1976 abgeteufelter Lagerstättenbohrungen in das „Ölschiefer“-Vorkommen Erlenwiese bei Eppertshausen ergänzt (Anh. 2).

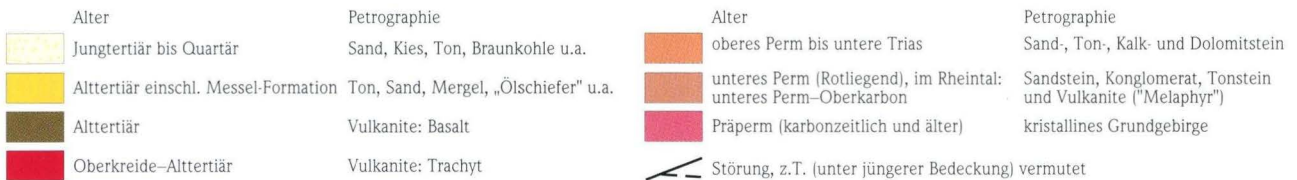
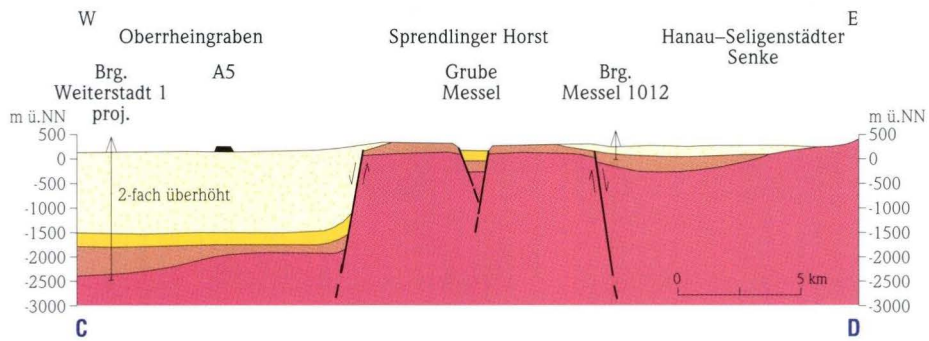
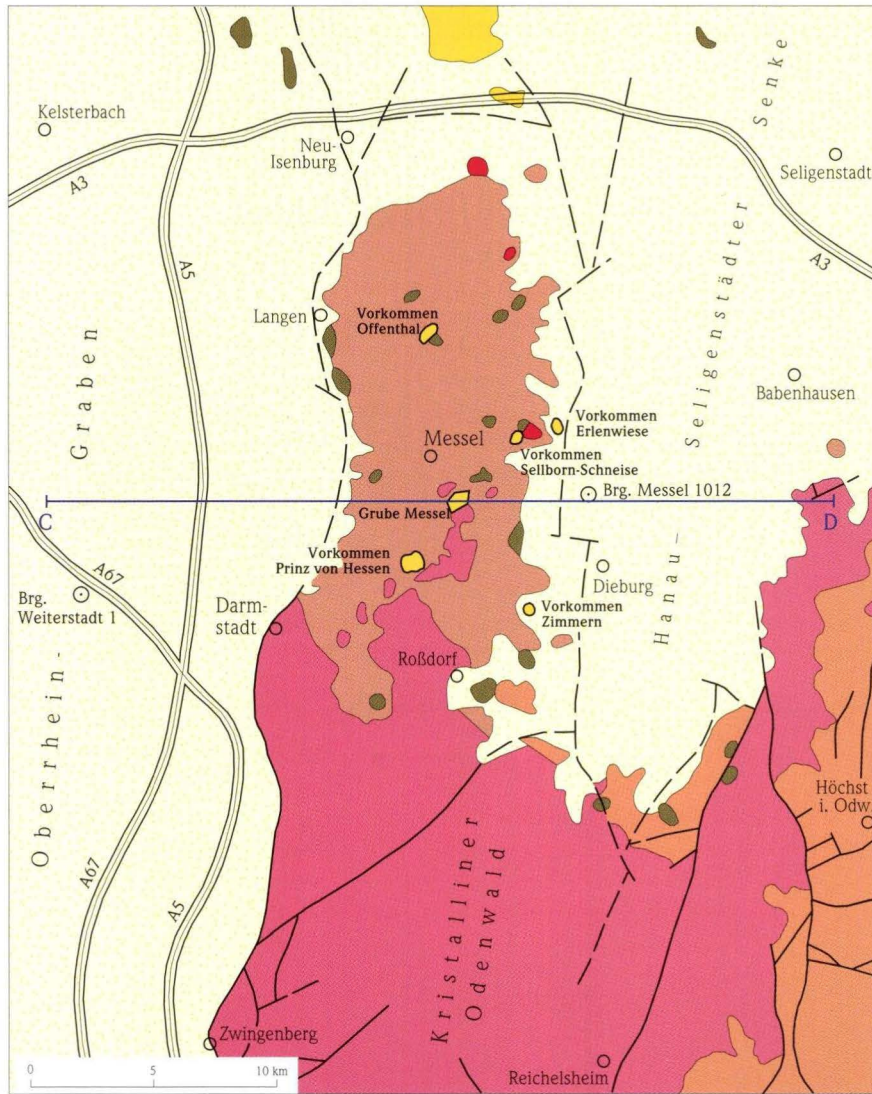


Abb. 1. Lage der „Ölschiefer“-Vorkommen (Messel-Formation) auf dem Spredlinger Horst. Die Forschungsbohrungen wurden 1997/98 in den Vorkommen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal niedergebracht, die beiden Lagerstättenbohrungen von 1976 stammen vom Vorkommen Eppertshausen (Erlenwiese).

2. Geologisch-tektonischer Überblick (von F.-J. Harms)

Alle sechs bislang nachgewiesenen Vorkommen der Messel-Formation liegen auf dem **Sprendlinger Horst** (Abb. 1), der nördlichen Verlängerung des Odenwalds (Thews 1996). In seinem Kern wird der Sprendlinger Horst aus magmatischen und – untergeordnet – metamorphen Gesteinen des Paläozoikums gebildet, die von einer nach Norden zunehmenden Decke aus festländischen Sedimentgesteinen des Oberrotliegend bedeckt werden (Marell 1989). Eingeschaltet in die permzeitlichen Sedimentgesteine sind örtlich basische bis intermediäre Vulkanite gleichen Alters („Melaphyr“). Während des Alttertiärs kam es an verschiedenen Stellen des Sprendlinger Horstes zum Erguss von Schmelzen basaltischer Zusammensetzung (Lippolt et al. 1975). Wahrscheinlich haben sich im Zusammenhang mit der sich abzeichnenden Entstehung des Oberrheingrabens während des Alttertiärs an mindestens sechs Stellen auf dem Sprendlinger

Horst grabenförmige Strukturen von wenigen 100 m Durchmesser gebildet (Tab. 1). In diesen Hohlformen wurden während des Eozäns Süßwasser-Sedimente abgelagert und später vor der Erosion geschützt (Harms et al. 1999 a). Nach dem bedeutendsten Vorkommen, dem ehemaligen Tagebau Grube Messel, werden diese eozänzeitlichen Seeablagerungen als **Messel-Formation** bezeichnet. Der wichtigste Gesteinstyp ist der Messeler „**Ölschiefer**“, ein dunkler, bituminöser, stark wasserhaltiger und oft feinlaminiertes Ton- bis Schluffstein (Pelit). Der petrographisch nicht korrekte Ausdruck „Ölschiefer“ wurde von den Messeler Bergleuten eingeführt. In der lithologischen Kernbeschreibung (Kap. 4) wird für diesen Gesteinstyp der Begriff Schwarzpelit⁶ verwendet. Nach den Säugetierfunden, besonders nach dem Evolutionsstand der Urpferde, kann die Messel-Formation dem unteren Geiseltalium (MP11) zugeordnet werden, ei-

Tab. 1. Übersicht zu den auf dem Sprendlinger Horst nachgewiesenen „Ölschiefer“-Vorkommen der mitteleozänen Messel-Formation. Die Angaben der maximalen Mächtigkeiten beziehen sich auf die heute noch vorhandenen Sedimentfüllungen in den einzelnen Vorkommen.

Lage des „Ölschiefer“-Vorkommens TK 25	Koordinaten Zentrum des Vorkommens	Durchmesser des „Ölschiefer“- Vorkommens	maximale Seesediment- Mächtigkeit*	maximale „Ölschiefer“- Mächtigkeit**	geschätzter „Ölschiefer“- Vorrat**
Grube Messel , ca. 3 km südöstl. Messel 6018 Langen	R: 34 82 740 H: 55 31 380	650–1100 m	heutige Rest- mächtigkeit im Grubenzentrum schätzungsweise 150 m; vor Abbaubeginn ca. 210 m	heutige Rest- mächtigkeit im Grubenzentrum ca. 130 m; vor Abbaubeginn ca. 190 m	heutiger Restvorrat 30–60 Mio. t; abge- baut (1888–1971) 20,1 Mio. t; Vorrat vor Abbaubeginn 50–80 Mio. t
Prinz von Hessen , Stadtwald Darmstadt, ca. 3 km südwestlich der Grube Messel 6018 Langen und 6118 Darmstadt Ost	R: 34 80 700 H: 55 29 240	600–800 m	95 m	58 m	10–15 Mio. t
Erlenwiese , ca. 2,5 km westlich Eppertshausen , ca. 0,5 km nördlich Thomashütte 6018 Langen	R: 34 86 500 H: 55 34 920	200–400 m	45 m (genaue Mächtigkeit im Zentrum unbekannt)	40 m (genaue Mächtigkeit im Zentrum unbekannt)	1,3–1,9 Mio. t
ca. 3 km nordwestlich Gr.-Zimmern , ca. 1,5 km nördlich Gundershausen 6118 Darmstadt Ost	R: 34 85 100 H: 55 27 380	250–400 m	30 m	30 m	1,1–1,7 Mio. t
in Offenthal , Stadt Dreieich 6018 Langen	R: 34 81 780 H: 55 38 480	200–400 m	27 m	20 m	0,6–1,0 Mio. t
Sellborn-Schneise , ca. 3,5 km westlich Eppertshausen , ca. 1,5 km westlich Thomashütte 6018 Langen	R: 34 85 220 H: 55 34 355	70–100 m	15 m (geschätzt nach seismischer Erkundung)	13 m (geschätzt nach seismischer Erkundung)	30–50 Tsd. t

* minerogene und biogene Seesedimente, einschl. unterer Messel-Formation (liegende klastische Sedimente) in der Grube Messel

** unter Einschluß von Braunkohle- und Tonsteinlagen, „Randschiefern“ sowie einzelnen grobklastischen Einschaltungen innerhalb des „Ölschiefers“

⁶ Mit dem Begriff „Ölschiefer“ wurde beschrieben, dass sich aus dem organikreichen Pelit mit technischen Mitteln Rohöl erschwelen ließ und er unverwittert auf Grund seiner guten Schichtung bzw. Spaltbarkeit – obwohl wesentlich weicher und verwitterungsanfälliger – einem Dachschiefer äußerlich ähnlich ist. Auch der Ausdruck Schwarzpelit ist hinsichtlich der Farbgebung unbefriedigend. Zwar ist das Gestein sehr dunkel (dunkelolivgrau bis dunkelbraungrau), aber keinesfalls schwarz.

nem nach dem Geiseltal bei Halle eingeführten Begriff der Säugtier-Stratigraphie (Franzen in Schaal & Ziegler 1988: 13–15, Franzen & Haubold 1986). Das Geiseltalium umfasst die Säugtierzonen MP 11 bis MP 13 und entspricht etwa dem Lutetium der marinen Zeitgliederung. Die Einstufung in das untere Geiseltalium gilt streng genommen bislang nur für die in der Grube Messel durch Grabungen aufgeschlossene Schichtenfolge. Aus den in der Grube nicht aufgeschlossenen Abfolgen und aus den anderen Vorkommen der Messel-Formation fehlen bisher entsprechende biostratigraphische Einstufungen. Möglicherweise reichen die tiefsten Bereiche der Messel-Formation bis in das Untereozän zurück.

In der Grube Messel stoßen die Gesteine der Messel-Formation seitlich entlang von steil einfallenden Störungsflächen auf Gesteine des oberen Rotliegend oder auf karbonzeitliche Granite und Diorite. Gesteine des Rotliegend und Magmatite bzw. deren Verwitterungsprodukte („Grus“) bilden auch innerhalb des Vorkommens, zumindest in den Randbereichen, die Unterlage der Messel-Formation. Aus dem Zentrum des Vorkommens liegen allerdings noch keine zuverlässigen Informationen über den Aufbau des prätertiären Untergrunds vor (Backhaus & Rahnama-Rad 1991, Harms et al. 1999 b, Matthess 1966). Es gibt daher noch kein eindeutiges Bild davon, wie die Struktur, in der sich das

heutige „Ölschiefer“-Vorkommen Grube Messel befindet, entstanden ist und welche Ausdehnung der tertiärzeitliche Messel-See besaß. War der damalige See nur geringfügig größer als die heutige Grube oder erstreckte er sich womöglich über alle Vorkommen der Messel-Formation auf dem Sprendlinger Horst hinweg? Bislang sind drei Grundmodelle im Zusammenhang mit der **Beckengenese** von Messel wie auch der anderen „Ölschiefer“-Vorkommen des Sprendlinger Horstes erarbeitet worden. Sie reichen von tektonischer Entstehung über eine Bildung im Zusammenhang mit dem tertiären Vulkanismus bis hin zu einem Impact-Ereignis. Je nach Modell für die Beckengenese wurden unterschiedliche Vorstellungen zur Größe und Ausdehnung des Sees bzw. der verschiedenen Seen entwickelt. Zunächst hielt die Mehrheit der Bearbeiter die Vorkommen für rein tektonisch entstandene Becken, die sich im Zusammenhang mit der Oberrheingraben-Bildung öffneten. Allerdings wurde schon 1924 die Möglichkeit einer „vulkanischen Explosionshohlform“ für Messel diskutiert. Diese Vorstellung hat seit 1988 zunehmend an Bedeutung gewonnen (Hummel 1924, Rietschel 1988, Schaal in Schaal & Ziegler 1988: 19–26, Pirrung 1998). Die vorläufigen Ergebnisse der neuen Forschungsbohrung Messel 2001 bestätigen die vulkanische Entstehung des Messeler Seebeckens.

3. Allgemeine Angaben zu den Forschungsbohrungen (von F.-J. Harms)

3.1 Auswahl der Ansatzpunkte

Die Forschungsbohrungen sollten möglichst zentral in den drei Vorkommen niedergebracht werden. Zur Festlegung ihrer Ansatzpunkte (Tab. 2) standen verschiedene Unterlagen zur Verfügung, die von F.-J. Harms entsprechend ausgewertet wurden. Bei der Bergbehörde bzw. in den Akten des FIS fanden sich Aufzeichnungen der ehemaligen Gewerkschaften Messel und Prinz von Hessen, die Hinweise auf die teilweise von den Unterneh-

men durch Bohrungen ermittelte Ausdehnung der einzelnen Vorkommen enthielten. Insbesondere die „Mutungskarte I und II“ der Gewerkschaft Messel und das im März 1921 von Markscheider Meininghaus angelegte und bis Sept. 1924 weitergeführte Grubenbild der „Braunkohlegrube Prinz von Hessen 1:1000“ enthielten hierzu wichtige Informationen. In den Berechtsamsakten der Bergbehörde fand sich für die Vorkommen bzw. Felder bei Offenthal (Feld Maria, Berechtsamsakte Nr. B 5513), Groß-Zimmern (Feld Zimmern, Berechtsamsakte Nr. B 8895) und Prinz

Tab. 2. Lage der Forschungsbohrungen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal.

Name der Bohrung bzw. des „Ölschiefer“-Vorkommens	Bezeichnung der Bohrung beim HLUG	Lagebeschreibung der Bohrung	Nr. TK 25 Koordinaten Ansatzpunkt	Ansatzhöhe in m über NN Endteufe (ET)
Groß-Zimmern	B/97-BK 8	im Wald von Groß-Zimmern, ca. 1,5 km nördlich von Gundernhausen	6118 DA-Ost R: 34 85 105 H: 55 27 320	ca. 154 m NN ET: 116,3 m
Prinz von Hessen (Hauptbohrung)	B/97-BK 9	Waldparkplatz westlich des ehem. Braunkohlentagebaus und heutigen Badesees	6018 Langen R: 34 80 684 H: 55 29 216	ca. 174 m NN ET: 150,0 m
Prinz von Hessen (Ersatzbohrung)	B/97-BK 9A	Prinz von Hessen im Stadtwald von Darmstadt, ca. 2,5 km südwestl. Grube Messel	6018 Langen R: 34 80 682 H: 55 29 220	ca. 174 m NN ET: 19,0 m
Offenthal	B/98-BK 1E	Gelände der Freiwilligen Feuerwehr in Offenthal (Stadt Dreieich)	6018 Langen R: 34 81 834 H: 55 38 496	ca. 183 m NN ET: 80,5 m

von Hessen (Feld Prinz von Hessen, Berechtsamsakte Nr. B 6604; Feld Einsiedel II, Berechtsamsakte Nr. B 1830) Kartenmaterial, das zum Teil sogar die Ansatzpunkte der Nachweisbohrungen der Gewerkschaft bzw. des Paraffin- und Mineralölwerks Messel enthielt. Außerdem konnten unveröffentlichte Diplomarbeiten und Daten von Feldpraktika des Instituts für Geowissenschaften der Universität Mainz ausgewertet werden (Kagels 1996, Laubersheimer 1997, C. Müller 1995, M. Müller 1995). Diese Arbeiten wurden unter der Betreuung von W.R. Jacoby und H. Wallner angefertigt und beschäftigen sich mit der geophysikalischen Erfassung der verschiedenen „Ölschiefer“-Vorkommen. Im Bereich der Vorkommen Groß-Zimmern und Offenthal wurden zusätzlich im Juli und Sept. 1996 mit dem Bohrgerät des HLUG mehrere Sondierbohrungen für die Vorauswahl eines geeigneten Bohransatzpunkts niedergebracht. Drei der insgesamt sieben Bohrungen trafen „Ölschiefer“ an. Sie erreichten Endteufen von 6,5 m bis 14,0 m und wurden von M. Hottenrott, C.-P. Ziehleke (beide HLUG) und F.-J. Harms bearbeitet.

3.2 Durchführung der Bohrungen

Die Bohrungen Groß-Zimmern und Prinz von Hessen wurden von der Firma Bohr & Brunnenbau GmbH, Stedten, und die Bohrung Offenthal von der Firma Schützeichel KG, Neustadt/Wied, ausgeführt. Einige technische Daten sind in Tab. 3 zusammengestellt. Bei der Realisierung der Bohrungen konnten u.a. Erfahrungen berücksichtigt werden, die bei der Ausführung der Forschungsbohrung in Enspel/Westerwald im Jahr 1996 gemacht wurden (Felder et al. 1998). Um die teilweise sehr brüchigen und/oder austrocknungsgefährdeten Gesteine möglichst schonend zu bergen, zu transportieren und aufzubewahren wurden die Bohrkern in Plastiklinern gewonnen, die an ihren Enden mit Plastikkappen verschlossen wurden. Überwiegend waren die Kernstücke bzw. Liner 1,5 m lang. Sie wurden mit einem Seilkernrohr erbohrt. Bei den Bohrungen Groß-Zimmern und Prinz von Hessen traten insbesondere im Bereich der biogenen Sedimente trotz der Anwendung verschiedener Kernfänger beim

Tab. 3. Technische Angaben zu den Forschungsbohrungen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal.

Name der Bohrung Bezeichnung beim HLUG	Bohrfirma Bohrgerät	Bohrmeister Bohrzeit	Bohrverfahren (Kernrohr) Verrohrung (Außen-/Innendurchm.)	Durchmesser Bohrkrone Außen/Innen	Anzahl der Liner
Groß-Zimmern B/97-BK 8	Bohr & Brunnenbau GmbH Stedten UH2	Dieter Ludwig 9.9.–25.9.1997	0,0–3,0 m: Schneckenbohrung, 3,0–116,3 m: Seilkernbrg. (SK6 L, Inliner) Verrohrung bis 3,0 m (219/180 mm)	108 mm 146/102 mm	– 80
Prinz von Hessen (Hauptbohrung) B/97-BK 9	Bohr & Brunnenbau GmbH Stedten UH2	Dieter Ludwig 29.9.–7.11.1997	0,0–4,5 m: Schneckenbohrung 4,5–150,0 m: Seilkernbrg. (SK6 L, Inliner) Verrohrung bis 3,0 m (219/180 mm)	108 mm 146/102 mm	– 113
Prinz von Hessen (Ersatzbohrung) B/97-BK 9A	Bohr & Brunnenbau GmbH Stedten UH2	Dieter Ludwig 7.11.–8.11.1997	0,0–4,0 m: Schneckenbohrung 4,0–19,0 m: Seilkernbrg. (SK6 L, Inliner) Verrohrung bis 4,0 m (219/180 mm)	108 mm 146/102 mm	– 10
Offenthal B/98-BK 1E	Joh. Schützeichel KG Neustadt/Wied ECO 1	Maria Papa 28.8.–4.9.1998	0,0–21,0 m: Rammkernbrg. (RKR, Inliner) 21,0–80,5 m: Seilkernbrg. (SK6 L, Inliner) Verrohrung bis 21,0 m (178/152 mm)	146/102 mm 146/102 mm	21 41

Tab. 4. Übersicht zu den geophysikalischen Bohrloch- und Bohrkernmessungen an den Forschungsbohrungen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal.

Name der Bohrung Bez. der Brg. beim HLUG	Messung Bohrloch oder Kern	Institution Bearbeiter/in	Teufe von... bis...	Messungen
Groß-Zimmern , B/97-BK 8	Bohrloch	HLUG, R. Etz & R. Blum	0,0-109,6 m	Gamma Ray
	Kern	FIS, M. Felder	4,5-116,3 m	Suszeptibilität, Dichte
		GGA, C. Rolf	14,5-15,9 m	magnetische Remanenz
Prinz von Hessen (Hauptbohrung) B/97-BK 9	Bohrloch	HLUG, R. Etz & R. Blum	0,0-149,4 m	Gamma Ray
	Kern	FIS, M. Felder	4,5-150,0 m	Suszeptibilität, Dichte
		GGA, C. Rolf	22 Liner (s. Abb. 5)	magnetische Remanenz
(Ersatzbohrung), B/97-BK 9A	Kern	FIS, M. Felder	4,0-19,0	Suszeptibilität, Dichte
Offenthal , B/98-BK 1E	Bohrloch	GGA, C. Bückler & F. Hölscher	0,0-65,0 m	spektrales Gamma Ray
			21,0-65,0 m	Kaliber
			21,0-64,6 m	Suszeptibilität,
			21,0-64,0 m	elektrischer Widerstand
			21,8-65,0 m	Dipmeter
			22,5-62,5 m	Dichte
			21,0-64,0 m	Eigenpotential
	Kern	FIS, F.-J. Harms	0,0-80,5 m	Suszeptibilität, Dichte

FIS: Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt a.M.

GGA: Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover

HLUG: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden

Ziehen der Bohrkern z.T. erhebliche Kernverluste auf. Für die oberen 20 m der Bohrung Prinz von Hessen musste deswegen eine Ersatzbohrung niedergebracht werden, da aus diesem Abschnitt in der Hauptbohrung besonders wenig Kerngewinn erzielt worden war. Bei der Bohrung Offenthal wurden die oberen 21 m als Rammkernbohrung in 1,0 m langen Linern geborgen. Durch die Ausführung als Rammkernbohrung beim Durchteufen des „Ölschiefers“ in der Forschungsbohrung Offenthal konnten Kernverluste fast vollständig vermieden werden. Allerdings traten durch das Rammen im erheblichen Umfang bogenförmige Verbiegungen und sonstige mechanische Belastungen der relativ weichen und stark wasserhaltigen Sedimente in den Linern auf, die die anschließende lithologische Kernbeschreibung erschwerten.

Die technisch-administrative Aufsicht der Bohrarbeiten lag bei G. Hühner (HLUG). Während des Niederbringens der Bohrungen Groß-Zimmern und Prinz von Hessen wurden die Bohrarbeiten in erster Linie wissenschaftlich von M. Felder begleitet, in Offenthal von F.-J. Harms. Nach dem Ziehen der Kerne wurde durch Wiegen des Kerns und unter Berücksichtigung von Kernverlusten, Liniengewicht und -durchmesser, die durchschnittliche Dichte des erbohrten Kernstücks ermittelt. Zudem wurde an den Bohrkernen in Abständen von 5 cm die magnetische Suszeptibilität mit einer von dem Institut für Geowissenschaften der Universität Jena (G. Büchel) zur Verfügung gestellten Sonde (Bartington MS2 mit Sensor C, Innendurchmesser 125 mm) gemessen. Vor ihrer Verfüllung wurden die Bohrungen Groß-Zimmern und Prinz von Hessen durch das HLUG (R. Etz) sowie die Bohrung Offenthal durch das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA, Hannover; C. Bucker & F. Hölcher) geophysikalisch vermessen. Eine Übersicht der ausgeführten Messungen gibt Tab. 4.

3.3 Probennahme und Bearbeitung

Die Kerne der Bohrungen Groß-Zimmern und Prinz von Hessen wurden zunächst für magnetische Messungen an den Bohrkernen durch C. Rolf (GGA) nach Grubenhagen bei Einbeck transportiert. Von dort kamen sie zum Geologischen Institut der Universität Köln. Hier wurden die „Ölschiefer“-Kerne an einer speziellen Bandsäge aufgeschnitten und jeweils eine Kernhälfte für spätere anorganisch-geochemische Untersuchungen tiefgefroren. Die restlichen Kernhälften bzw. die nicht aufgesägten Bohrkern wurden anschließend in das Bohrkernlager Aumenau des HLUG überführt. Dort wurden die in Köln noch nicht gesägten Kerne auf einer Gesteinssäge (modifizierte Säge vom Typ Clipper CST 100 der Firma Norton Industrieprodukte GmbH) der Länge nach aufgesägt und von S. Borges, M. Reich (beide s. Zt. FIS), W. Schiller (Geol. Inst. Univ. Frankfurt) und M. Stryj (HLUG) fotografiert. Im Frühjahr 1999 wurde das Kernmaterial von Aumenau in das Kernlager des FIS am Klärwerk der Grube Messel gebracht.

Die magnetischen Messungen in Grubenhagen hatten sich als wenig ergiebig gezeigt. Daher wurde auf diese Messungen am Bohrkern aus Offenthal verzichtet und der Kern direkt zum Kernlager des FIS in Messel gebracht. Hier wurde der komplette Kern auf einer Gesteinssäge (Typ wie beim HLUG, s.o.) aufgesägt. Danach wurde er von W. Schiller (Geol. Inst. Univ. Frankfurt) und M. Stryj (HLUG) fotografiert. Von den „Ölschiefer“-führenden Kernstücken ging anschließend jeweils eine Kernhälfte zum Einfrieren an das Geologische Institut der Universität Köln. Das restliche Kernmaterial befindet sich im Kernlager in Messel und steht hier zusammen mit den Bohrkernen aus Groß-Zimmern und Prinz von Hessen für weitere Untersuchungen zur Verfügung. Die „Ölschiefer“-haltigen Kernstücke werden in Bohrkernbehältern der Firma R. Eimer (Nürnberg) gelagert. Diese geschlossenen Behälter sollen das Austrocknen des stark wasserhaltigen Gesteins verzögern. Die restlichen Kernhälften sind auf einer Holzunterlage in Schwerlastregalen eingeordnet. 1031 Dias der Bohrkern wurden eingescannt und von F.-J. Harms zu einer digitalen Bilddokumentation auf 11 CD-ROM's zusammengestellt.

Am 17. Sept. 1998 wurde über das FIS bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG, Bonn) ein Bündel von acht Forschungsanträgen aus verschiedenen deutschen Universitätsinstituten und anderen Forschungseinrichtungen eingereicht, deren Inhalt die Bearbeitung des Kernmaterials nach verschiedenen geowissenschaftlichen Aspekten ist. Bündelsprecher ist F.F. Steininger. Auch außerhalb dieser im Herbst 1999 von der DFG weitgehend genehmigten Anträge werden sich eine Reihe von Institutionen mit Untersuchungen am Kernmaterial beteiligen. Diese Aktivitäten werden von M. Hottenrott (HLUG), S. Schaal (FIS) und F.-J. Harms koordiniert.

3.4 Finanzierung und Danksagung

Die Finanzierung der Bohrungen wurde durch Haushaltsmittel des HLUG und insbesondere erst durch die großzügige Unterstützung der Erika und Walther Datz-Stiftung (Bad Homburg) ermöglicht. Das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (Hannover) unterstützte das Vorhaben mit dem Einsatz seines Bohrlochmesstrupps und magnetischen Messungen an den Bohrkernen. Das Institut für Geowissenschaften der Universität Jena half mit seiner Sonde zur Messung der Suszeptibilität aus. Die Paul Ungerer Stiftung (Frankfurt a.M.) ermöglichte dem FIS die Beschaffung einer Gesteinssäge zum Auftrennen der Bohrkern. Die Firma Johannes Schützeichel KG (Neustadt/Wied) spendete ein dazu passendes Diamantsägeblatt. Die Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft (Frankfurt a.M.) gewährte einen Beitrag zur Finanzierung der Bohrkernfotos. Die Gemeinde Groß-Zimmern und die Städte Darmstadt und Dreieich stellten als Grundstückseigentümer die Bohrplätze kostenfrei zur Verfügung.

Allen beteiligten Stiftungen, Firmen und Institutionen wie

auch deren Mitarbeitern und Mitarbeiterinnen ist für die Unterstützung des Bohrprojekts zu danken. Besonderen Dank ist Frau Erika Datz für die Finanzierung der Bohrung Prinz von Hessen und ihr stetes Interesse am Fortgang und an den Ergebnissen der wissenschaftlichen Auswertung auszusprechen. Aber auch allen Personen, die bei der Durchführung der Bohrungen, der Bearbei-

tung der Bohrkerne, Bohrlochmessungen usw. mit dem Einsatz von guten Ideen, Arbeitskraft und -zeit beteiligt sind oder waren, ist ganz herzlich zu danken. Für Diskussion und wertvolle Hinweise danken wir Dr. Karl-Heinz Ehrenberg, Dipl.-Geologe Cornelius Fischer, Prof. Dr. Reinhard Gaupp, Dr. Martin Hottenrott, Dr. Michael Pirrung und Dr. Stephan Schaal.

4. Lithozonen-Gliederung

Gesteinsabfolgen mit vergleichbaren, charakteristischen Eigenschaften werden zu Lithozonen zusammengefasst. Die Lithozonen-Gliederung – innerhalb einer Bohrung fortlaufend vom Liegenden zum Hangenden durchnummeriert – beruht im wesentlichen auf makroskopischen Erstaufnahmen der ungesägten und gesägten Bohrkerne (Anh. 1), unterstützt durch die geophysikalischen Logs (Abb. 2–6). Sie wurde dann mit der Maar-Lithozonengliederung (MLZ), die Pirrung (1998) aufgestellt hat, verglichen. Eine Übersicht der verschiedenen MLZ ist in Tab. 5 zusammengestellt.

Tab. 5. Maar-Lithozonen (MLZ) nach Pirrung (1998). Einzelne Maar-Lithozonen können durch nachgestellte Ziffern weiter untergliedert werden (z.B. D1, D2, D3, ...).

Maar-Lithozone (MLZ)	lithologische Beschreibung
MLZ E	Mudde, Torf
MLZ D	Laminite (organisch/minerogen)
MLZ C	Ablagerungen von Trümmer- und Trübeströmen
MLZ B	Syneruptive und Subaquatische Brekzien
MLZ A	Diatrembrekzie aus fragmentiertem Nebengestein

4.1 Forschungsbohrung Groß-Zimmern B/97-BK 8 (von M. Felder)

Lithozone 1: 116,3–98 m (MLZ: B)

Die erbohrte Abfolge beginnt mit einer nebengesteinsreichen, vulkaniklastischen Brekzie (Taf. 1.6). Komponenten sind eckige bis angerundete, oft stark vertonte Klasten von Granit/Granodiorit und des Rotliegend sowie vertonte, zum Teil karbonatisierte, basaltische Schlacken von Feinkies- bis Blockgröße. Die Brekzie ist meist korngestützt, und die tonig-sandige Matrix enthält unterschiedlich viel Karbonat. Da das Gestein stark vertont ist, ist eine genauere petrographische Ansprache der Klasten oft nicht möglich. Internstrukturen und Gradierungen ließen sich nicht nachweisen.

Die Dichte der Gesteine in dieser Lithozone liegt bei etwa 2,0–2,1 g/cm³ außer in den obersten 2 m, wo sie auf ca. 2,2 g/cm³ steigt. Die Werte der natürlichen Gammastrahlung sind mit 30–40 cps relativ niedrig. Die volumenspezifische Suszeptibilität liegt zu Beginn der erbohrten Abfolge bei $500 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ SI und steigt zum Hangenden auf bis zu $1000 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ SI an. Dies deutet auf einen zunehmenden Anteil von Vulkaniklasten hin,

der in der makroskopischen Ansprache alleine nicht sichtbar wird.

Sowohl die makroskopische Kernansprache als auch die geophysikalischen Logs legen eine pyroklastische Entstehung der Brekzie nahe. Da die basaltischen Schlacken sehr stark durch Ton verschmiert sind, ließ sich ihr Blasenanteil meist nicht abschätzen und somit keine eindeutige Aussage über den Fragmentierungsprozess des Magmas treffen. Wahrscheinlich entspricht die Lithozone 1 der MLZ B nach Pirrung (1998).

Lithozone 2: 98–70 m (MLZ: B)

Ab etwa 98 m folgt der Übergang zu einem basaltischen Tuff, der stark karbonatisiert ist (Taf. 1.5). Das Gestein wird im wesentlichen von dichten bis blasigen, basaltischen Lapilli mit einem geringen Anteil an meist eckigen Nebengesteinsklasten von etwa 5–15% aufgebaut. Von 98–92 m und von 79–75 m ist der Tuff alteriert, d.h. stark vertont und orangebraun mit grünen Flecken. Die Gründe für die Alteration sind unklar.

Der Tuff wird in regelmäßigen Abständen von 2–20 cm parallel durch horizontale Klüfte mit 1–2 cm sandigem Ton, seltener durch karbonatische Kluffüllungen, unterbrochen. Die tonigen Kluffüllungen haben dieselbe Farbe wie der Tuff und scheinen zum Teil eine Schichtung nachzuzeichnen. Da derartige Klüfte nur in diesem Gesteinstyp und sehr regelmäßig auftreten, ist es unwahrscheinlich, dass es sich um einen Bohreffekt handelt. Als Gründe für die Fragmentierung kommen diagenetische Prozesse, möglicherweise an Klufflächen, und/oder auch hydrothermale Vorgänge in Frage.

Die Dichte schwankt in dieser Lithozone zwischen 2,0 und 2,3 g/cm³. Die Werte der natürlichen Gammastrahlung sind ähnlich wie in Lithozone 1 und die volumenspezifische Suszeptibilität liegt, bedingt durch den hohen Anteil basaltischer Schlacken, zwischen 600 und $2200 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ SI. Ob der Tuff aus dem Vorkommen von Groß-Zimmern selbst oder einem der umliegenden Vulkane stammt, lässt sich mit der makroskopischen Kernansprache nicht klären.

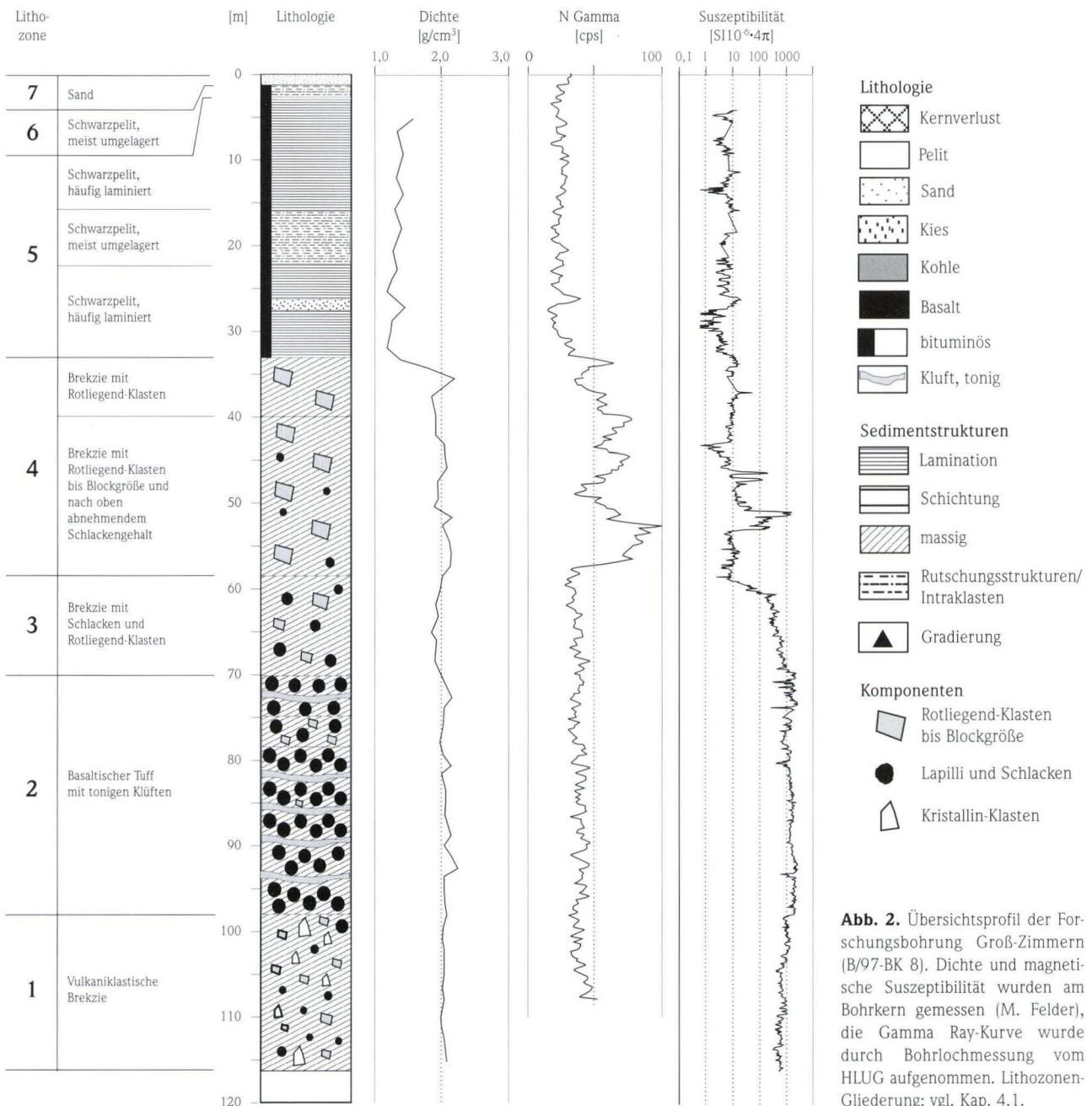
Lithozone 3: 70–58,5 m (MLZ: B)

Über dem basaltischen Tuff folgt eine nebengesteinsreiche, vulkaniklastische Brekzie (Taf. 1.4). Sie ist vorwiegend grüngrau gefärbt und enthält mit 70–80 % vorwiegend basaltische Lapilli sowie eckige bis angerundete Melaphyr- und Kristallinklasten bis

Grobkiesgröße. Klasten von Rotliegend-Sandstein und -Tonstein treten nur untergeordnet mit weniger als 5–10% auf. Sie sind meist eckig und erreichen Fein- bis Mittelkiesgröße. Meist ist die Brekzie korngestützt, seltener matrixgestützt, mit einer stark tonigen Matrix. Insbesondere die basaltischen Klasten sind zum Hangenden hin zunehmend vertont.

Der lithologische Wechsel ist in den geophysikalischen Logs gut nachvollziehbar. Die Dichte sinkt auf Mittelwerte von 1,9 g/cm³. Die Werte der natürlichen Gammastrahlung nehmen zum Hangenden hin leicht (von 35–40 auf 30 cps) und die volumenspezifische Suszeptibilität sehr stark (von 1000 auf 200·

10⁻⁶·4π SI) ab. Dies wird durch den auch makroskopisch erkennbaren, deutlichen Rückgang juveniler, basaltischer Klasten verursacht. Da der Melaphyr des Rotliegend eine niedrige massenspezifische Suszeptibilität hat, erhöht er die volumenspezifische Suszeptibilität im Gegensatz zum tertiären Basalt nicht. Die Grenze zwischen Lithozone 3 und der überlagernden Lithozone 4 liegt nach dem Verlauf des Suszeptibilitätslogs mit 60,7 m etwas tiefer als nach der makroskopischen Kernbeschreibung. Bei Lithozone 3 handelt es sich, wie bei Lithozone 1, um syn- bis posteruptive Schuttstromablagerungen, die der MLZ B entsprechen.



Lithozone 4: 58,5–33 m (MLZ: C)

Auch bei Lithozone 4 handelt es sich um eine meist kornge-stützte Brekzie. Der Anteil von Schlacken sinkt auf wenige Pro-zent. Klasten von Rotliegend-Sedimentgesteinen dominieren zu-nehmend (Taf. 1.3). Sie sind meist eckig. Es treten drei Abfolgen mit jeweils nach oben hin steigendem Anteil von Rotliegend-Klasten auf. Einzelne Blöcke von Rotliegend-Sandstein können ei-ne Größe von bis zu 1 m erreichen. Die Farbe der tonig-sandigen Matrix reicht von grüngrau über dunkelgrau bis rot. Die ober-sten 7 m dieser Lithozone werden von einer Brekzie mit grün-grauen Tönen als Matrix gebildet. Die Rotliegend-Sand- und Ton-steinklasten sind am Rand oder vollständig gebleicht. Basaltische Schlacken treten nicht mehr auf. Die Grünfärbung und Blei-chung der Klasten des Rotliegend dürfte auf eine sekundäre Reaktion mit reduzierenden Porenwässern aus dem überlagern-den Schwarzpelit hervorgerufen worden sein. Eine Schichtung ist in dieser Brekzie nicht zu erkennen.

Die Dichte der Gesteine ist in dieser Lithozone höher als in den darunterliegenden. Sie schwankt meist zwischen 1,9 und 2,2 g/cm³ und nimmt zum Hangenden hin ab. Bei etwa 35 m steigt sie auf 2,3 g/cm³ an. Besonders deutlich ist die Lithozone im Gamma-Log und nach der volumenspezifischen Suszeptibili-tät von Lithozone 3 abzugrenzen. Unter starken Schwankungen steigen die Werte der natürlichen Gammastrahlung, bedingt durch den steigenden Anteil an Klasten des Rotliegenden, auf 70–100 cps an, und die volumenspezifische Suszeptibilität geht aufgrund des abnehmenden Anteils juveniler, basaltischer Kla-sten auf Werte kleiner $10 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ SI zurück. Auch hier lassen sich die drei Abfolgen mit nach oben zunehmendem Anteil an Rotliegend-Klasten erkennen.

Es handelt sich vermutlich um eine postvulkanische Brekzie, die sich von Schuttströmen vom Kraterrand und aus dem Krater-

wall herleiten lässt und der MLZ C (Ablagerungen von Trümmer- und Trübeströmen) entspricht. Eine subaquatische Ablagerung der Brekzie ist wahrscheinlich, lässt sich aber mit der Erstan-sprache nicht eindeutig nachweisen.

Lithozone 5: 33–2,9 m (MLZ: D)

Die Sedimentation der Schwarzpelite setzt sehr abrupt bei et-wa 33 m ein. Die Schwarzpelite sind ausgesprochen gering ver-festigt und extrem wasserreich (Taf. 1.1 u. 1.2). Häufig sind sie erdig, kohlig ausgeprägt. Fein laminierte Bereiche wechseln mit Resedimenten, bei denen intraklastführende Debrite domi-nieren. Häufig treten in den Schwarzpeliten, die zum Teil sehr steil einfallen (0–80°), Rutschungsstrukturen und zerrissene Lami-nae auf. Wie auch in den Schwarzpeliten der oligozänen Fossilla-gerstätte Enspel (Felder et al. 1998) und im Briener See (Sturm et al. 1999), wo das Sediment eindeutig einem turbiditischen Ereignis zugeordnet werden konnte, treten in den Schwarzpeliten von Groß-Zimmern nie gradierte Schichten mit makroskopisch eindeutigen Merkmalen turbiditischer Ablagerung, wie beispie-lsweise erosiven Strukturen, auf. Im Briener See konnte eine Ero-sion von 30 cm in den Sedimentfallen nachgewiesen werden, makroskopisch erkennbare Erosionsstrukturen traten jedoch nicht auf. Möglicherweise ist dies eine Folge des Gehalts an or-ganischem Material im Sediment. In organikreichen Sedimenten gibt es oft keine verfestigte Sediment-Wassergrenze, sondern ei-ne Art Übergang mit extrem wasser- und organikreichem, unverfestigtem Material. Bei einem turbiditischen Ereignis kann die-ses Material dann bis auf die erste verfestigte Schicht abgetragen werden, ohne dass Erosionsstrukturen entstehen. Sturm et al. (1999) bezeichnen turbiditisch entstandene, gradierte Schichten ohne entsprechende Sedimentstrukturen als Homogenite.

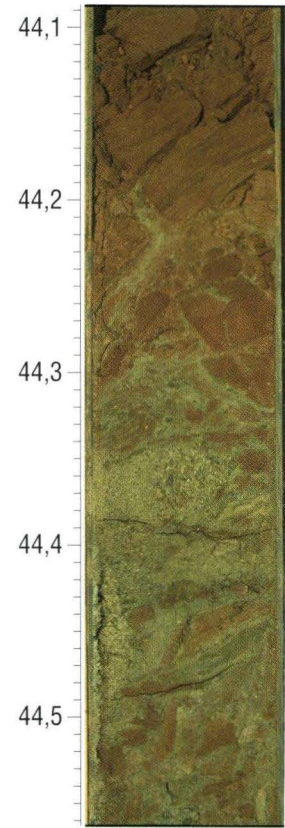
Die Dichte der Schwarzpelite ist mit 1,2–1,5 g/cm³ gering.

Tafel 1. Aufgesägte Kernhälften der Forschungsbohrung Groß-Zimmern (B/97-BK 8).



Anmerkung: Die Bohrkerne der Forschungsbohrungen wurden 1998 beim Forschungsinstitut Senckenberg (Bohrkernlager Grube Messel) bzw. Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (Bohrkernlager Aumenu) von S. Borges, M. Reich, W. Schiller und M. Stryj fotografiert. Über 1000 Dias wurden von F.-J. Harms zu einer Bilddokumentation zusammengestellt, die auf 11 CD-ROMs vorliegt. Die bei jedem Bild hinter der Teufe angegebene Datei-Nummer be-zieht sich auf diese Bilddokumentation. Bildbearbeitung: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.

- Fig. 1:** 13,59–13,96 m (Datei-Nr.: 10227.PCD), **Schwarzpelit**, laminiert; mit mehreren bräunlichgrau angewitterten, schluffigen Tonlagen.
- Fig. 2:** 30,94–31,31 m (Datei-Nr.: 10279.PCD), **Schwarzpelit**, etwas sandig, laminiert; mit einigen gelblichgrauen Sideritlagen; durch Rutschungsbewegungen stark verfaltet.
- Fig. 3:** 44,09–44,56 m (Datei-Nr.: 10315.PCD), **Brekzie** aus Rotliegend-Klasten (überwiegend rötlicher Feinsandstein) in sandig-toniger Grundmasse.
- Fig. 4:** 61,45–61,91 m (Datei-Nr.: 10363.PCD), vulkaniklastische **Brekzie** aus grauen, basaltischen Schlacken und Rotliegend-Klasten in sandig-toniger Grundmasse.
- Fig. 5:** 87,38–87,84 m (Datei-Nr.: 10431.PCD), Wechselfolge aus dunkelgrüngrauen **Lapilli** in heller, karbonatischer Matrix und dunkelgrauen **Tonzwi-schenlagen**; diese Wechselfolge ist möglicherweise durch Zersetzungs Vorgänge im Zusammenhang mit hydrothermalen und/oder diagenetischen Prozessen entstanden.
- Fig. 6:** 105,10–105,56 m (Datei-Nr.: 10478.PCD), vulkaniklastische **Brekzie** aus grauen und olivbraunen Schlacken und Rotliegend-Klasten in sandig-toniger Grundmasse.



Bemerkenswert ist, dass die Schwarzpelite zum Hangenden hin geringfügig schwerer werden. Werte der natürlichen Gammastrahlung (10–25 cps) und volumenspezifische Suszeptibilität ($0,5\text{--}20 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI) sind in dieser Lithozone niedrig, es treten jedoch insbesondere bei der volumenspezifischen Suszeptibilität deutliche Schwankungen auf. Bei etwa 27 m fällt ein deutlicher Peak in allen Kurven auf, der durch ein relativ extraklastisches Resediment mit einer Mächtigkeit von ca. 1 m hervorgerufen wird.

Die Schwarzpelite wurden in einem meromiktischen See unter Stillwasserbedingungen abgelagert und immer wieder durch Resedimentationsereignisse unterbrochen. Die Schwarzpelitsedimentation setzte vermutlich ein, als die Hänge durch Pflanzenbewuchs fixiert waren (Büchel & Müller 1998). Die Lithozone entspricht der MLZ D (organische und minerogene Laminite).

Lithozone 6: 2,9–1,5 m (MLZ: E)

Lithozone 6 besteht überwiegend aus intraklastführendem und massivem Schwarzpelit. Dieser wurde in der Endphase des Seestadiums umgelagert. Im Gegensatz zur MLZ E, die nach Pirrung (1998) durch Torfe charakterisiert wird, ist das Verlandungsstadium hier nur durch Resedimente dokumentiert bzw. durch posteozeäne Erosion abgetragen worden.

Da die Bohrung bis 4 m Tiefe gerammt wurde, konnte die Suszeptibilität in diesem Abschnitt nicht gemessen werden. Aus der Lithozone 6 liegt ausschließlich das Gamma-Log vor, bei dem keine Veränderung gegenüber Lithozone 5 zu erkennen ist.

Lithozone 7: 1,5–0 m (quartäre Überdeckung)

Überdeckt werden die lakustrinen Sedimente von einem siltigen, sehr gut sortierten Feinsand, bei dem es sich vermutlich um umgelagerten Flugsand (Quartär, Würm-Kaltzeit) handelt. Der Übergang zur unterlagernden Lithozone 6 ist fließend.

Im Gamma-Log ist ein deutlicher Anstieg auf Werte bis 35 cps zu erkennen, vermutlich hervorgerufen durch einen größeren Gehalt an Glimmer im Flugsand.

4.2 Forschungsbohrung Prinz von Hessen B/97-BK 9 und 9A (von M. Felder)

Die durch die Bohrung Prinz von Hessen aufgeschlossene Gesteinsabfolge weicht deutlich von der Maar-Lithozonengliederung (MLZ) nach Pirrung (1998) ab. Auf eine direkte Gegenüberstellung wird daher verzichtet.

Lithozone 1: 150–96 m (Brekzie)

Die erbohrte Abfolge beginnt mit einer meist korngestützten, schlecht sortierten Brekzie (Taf. 2.4 u. 2.6). Diese enthält Blöcke von Rotliegend-Sandstein bis zu einer Größe von etwa 5 m (Taf. 2.5). Häufig sind die Blöcke sekundär, nicht nur entlang von Klüften gebleicht und haben eine graue Farbe angenommen. Zwischen diesen Blöcken besteht die Brekzie aus Klasten von Rotlie-

gendem, Granodiorit und weiteren Fragmenten des kristallinen Untergrundes, wie beispielsweise Amphibolit, in Feinkies- bis Blockgröße. Die Brekzie ist grusig und reich an idiomorphen Feldspäten und an Quarz. Die Form der Körner und ihre geringe Verwitterung lassen eine Herkunft der Brekzie aus der unmittelbaren Umgebung wahrscheinlich erscheinen. Zwischen etwa 116 und 96 m schalten sich akkretionäre Lapilli, mit Feldspat oder Quarz im Kern und einem basaltischen Rand, in die Sedimente ein. Die Gradierung einiger Partien innerhalb dieser überwiegend epiklastischen Brekzie ist ein Hinweis auf die subaquatische Ablagerung der Sedimente dieser Lithozone.

Die Dichte der Brekzie schwankt – bedingt durch den unterschiedlichen Anteil an Blöcken von Rotliegend-Sandstein – zwischen 2,0 und 2,3 g/cm³. Auch die Werte der natürlichen Gammastrahlung zeigen deutliche Schwankungen (30–100 cps). Die volumenspezifische Suszeptibilität ist zwischen 150 und 116 m mit mittleren Werten um 10 ($3\text{--}50$) $\cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI recht niedrig. Zwischen 120 und 118 m sinkt sie sogar auf Werte bis $1 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI ab. Oberhalb von 116 m schwankt die volumenspezifische Suszeptibilität sehr stark. Dort pausen sich die Rotliegend-Blöcke besonders deutlich durch ihre konstant niedrigen Werte von $10\text{--}30 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI ab, während die Brekzie zwischen den Blöcken im Teufenbereich von 116–96 m Werte von bis zu $700 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI hat und damit einen deutlichen Hinweis auf vulkanogenen Einfluss zeigt.

Bis auf den Abschnitt von 116–96 m sind Suszeptibilität und Anteil vulkanogener Komponenten zu niedrig, um den MLZ B oder C zu entsprechen. Zudem ist die Dichte mit einem Mittelwert um 2,3 g/cm³ für Vulkaniklastika (ca. 2,0–2,2 g/cm³) deutlich zu hoch.

Lithozone 2: 96–62 m (minerogene Laminite)

Lithozone 2 wird von geschichteten bis laminierten, minerogenen Silten, Tonen und Sanden aufgebaut (Taf. 2.3). Die Sedimente sind meist grau, seltener rotbraun gefärbt. Vor allem im unteren Teil ist der Anteil an Resedimenten recht hoch. Gradierete Schichten sind ein Hinweis darauf, dass die Sedimente subaquatisch abgelagert wurden. Sie zeigen im Gegensatz zu den gradierten Schichten im Schwarzpelit (siehe oben) deutlich erosive Strukturen an ihrer Basis und eine Lamination der Feinsedimente. Neben Turbiditen kommen auch intra- und extraklastführende Debrite in Lithozone 2 vor. Rippelmarken in den sandigen Feinschichten liefern Hinweise auf Strömung.

Die Dichte der Sedimente liegt im Mittel bei 2,0 g/cm³ und schwankt zwischen 1,6 und 2,4 g/cm³. Die Werte der natürlichen Gammastrahlung liegen konstant zwischen 40 und 50 cps. Die volumenspezifische Suszeptibilität schwankt zwischen 1 und $20 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI. Zu Beginn des oberen Drittels der Lithozone ist ein deutlicher Anstieg auf $30 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI zu verzeichnen, bevor die Werte langsam wieder auf etwa $10 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI sinken. Lithozone 2 ist unter subaquatischen, vermutlich lakustrinen Bedingungen entstanden. Sie könnte den MLZ C bis D entsprechen.

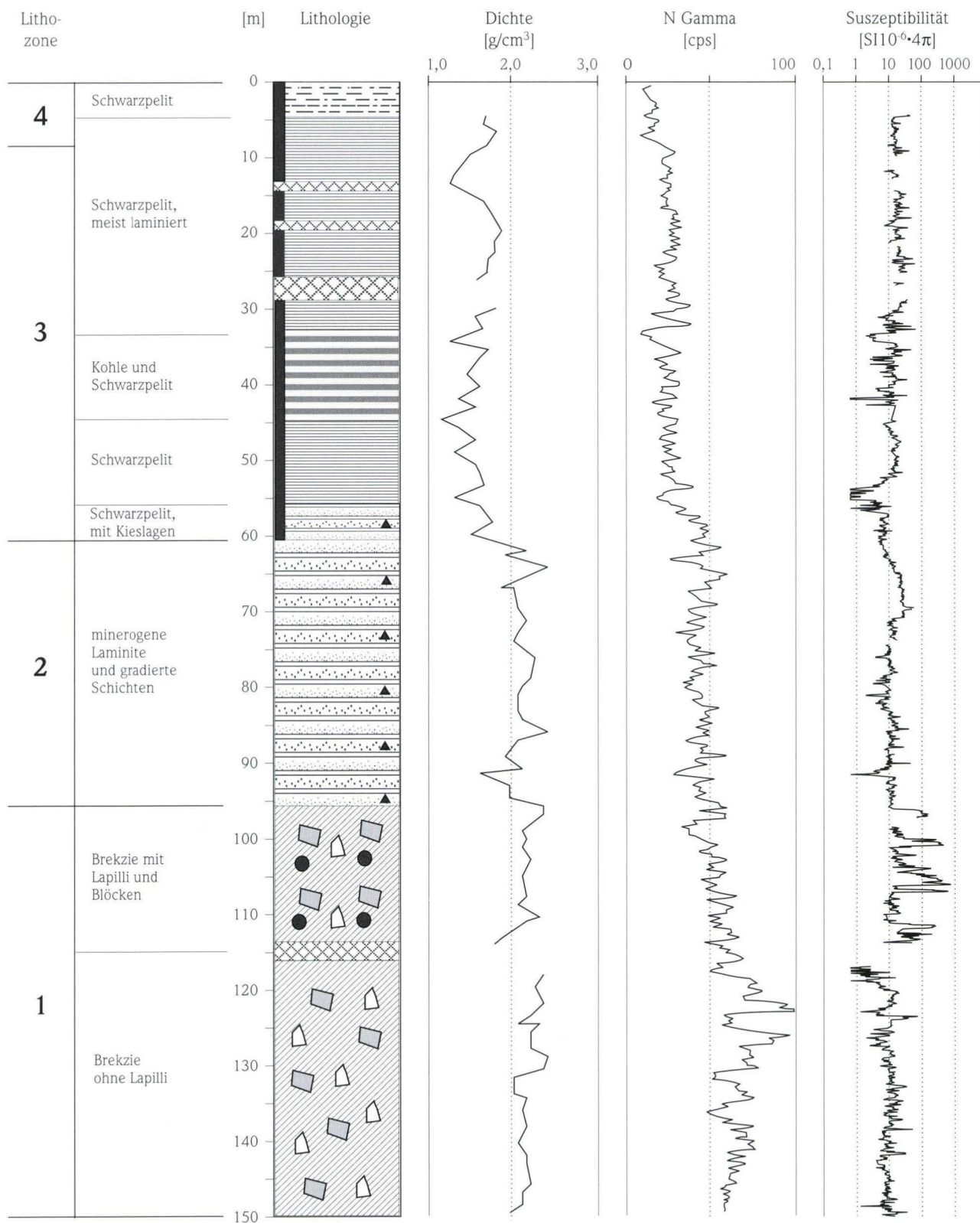


Abb. 3. Übersichtsprofil der Forschungsbohrung Prinz von Hessen (B/97-BK 9, Hauptbohrung, z.T. ergänzt durch die Ersatzbohrung B/97-BK 9A). Dichte und magnetische Suszeptibilität wurden am Bohrkern gemessen (M. Felder), die Gamma Ray-Kurve wurde durch Bohrlochmessung vom HLUG aufgenommen.

Legende: siehe Abb. 2; Lithozonen-Gliederung: vgl. Kap. 4.2.

Lithozone 3: 62–8,5 m (organogene Liminite)

Ab 62 m schalten sich zunehmend gelbliche Laminae in die Seeablagerungen ein und leiten zu den bei 60 m einsetzenden Schwarzpeliten über (Taf. 2.1).

Zwischen 60 und 55 m treten in den Schwarzpeliten immer wieder Feinschichten mit quarzreichen Kiesen auf. Die Matrix dieser Kiese ist meist olivbraun, wie auch der Schwarzpelit. Von 55–45 m dominiert laminiertes Schwarzpelit. Zwischen 45 und 33 m wechseln Kohlen, die eine Mächtigkeit von 1 cm bis 1 m erreichen können (meist aber um 20 cm mächtig sind) mit sehr tonreichen, wenig bituminösen Schwarzpeliten (Taf. 2.2). Die Schwarzpelite sind häufig gut laminiert, seltener auch massiv oder enthalten Intraklasten. Von 33–20 m treten fast ausschließlich laminierte und gradierte Schwarzpelite auf. Wie in der Bohrung Groß-Zimmern zeigen gradierte Schichten auch in diesem Schwarzpelit keine erosiven Strukturen. Im oberen Teil der Lithozone ist der Schwarzpelit deutlich oxidiert. Dies führte zu großen Kernverlusten von etwa 50% in den obersten 20 Metern.

Die Dichte der Schwarzpelite ist deutlich geringer als die der minerogenen Sedimente. Die Werte schwanken, bedingt durch den unterschiedlichen Anteil an Kohle, vor allem im unteren Teil deutlich und liegen zwischen 1,2 und 1,6 g/cm³. Die Werte der natürlichen Gammastrahlung liegen zwischen 10 und 40 cps. Im

Bereich der Kohle-Schwarzpelit-Wechselagerung sind bei der volumenspezifischen Suszeptibilität (1–50 · 10⁻⁶ · 4π SI) besonders hochfrequente Schwankungen erkennbar. Die mittlere volumenspezifische Suszeptibilität weist ein etwas höheres Niveau auf als in den unterlagernden Laminiten. Zwischen 56 und 54 m ist ein deutliches Minimum mit Werten um 1 · 10⁻⁶ · 4π SI erkennbar.

Die Sedimente von Lithozone 3 wurden in einem meromiktischen See abgelagert. Die Bildung von Kohlen im Wechsel mit Schwarzpeliten ist ein Indiz für wechselnde Wasserstände im See. Pirrung (1998) ging bei der Aufstellung der MLZ D und E von einer kontinuierlichen Verlandung der Maare aus. Klimatische oder tektonische Faktoren haben diese Entwicklung in der Bohrung Prinz von Hessen möglicherweise jedoch überprägt.

Lithozone 4: 8,5–0,0 m (Resedimente/quartäre Überdeckung)

Bei 8,5 m setzen intra- und extraklastführende Resedimente ein, und ab 7 m erfolgt ein deutlicher Rückgang der Gamma Ray-Werte von 25 auf etwa 10 cps. Von Dichte und volumenspezifischer Suszeptibilität liegen zu wenig Daten vor, um eine Aussage zu erlauben.

Überdeckt werden die Schwarzpelite der Grube Prinz von Hessen von aufgeschütteten Kiesen eines Parkplatzes.

Tab. 6. Charakteristische Werte für einzelne Gesteinstypen in den Forschungsbohrungen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal. Die Angaben zu Dichte und Suszeptibilität beziehen sich auf die am Bohrkern gemessenen Werte.

Gesteintyp	Dichte [g/cm ³]	Gamma-Werte [cps]	volumenspezifische Suszeptibilität [10 ⁻⁶ · 4π SI]
Blöcke Rotliegend-Sedimentgestein	ca. 2,4–2,5	50–100	5–10
Lapillituff	2,0–2,1	35–45	1000–2200
Basalt (nur Brg. Offenthal)	2,8–3,0	100 API**	2000–4000
vulkaniklastische Brekzie	2,0–2,3	35-50 (75–100 API**)	100–1000
Brekzie (nur Brg. Prinz von Hessen)	2,1–2,5	50–100	1–10 (bis 1000***)
minerogene Laminite	1,7–2,4	40–60 (100 API**)	1–40
Schwarzpelit	1,1–1,5 (bis 1,8*)	10–30	0–10 (10–40*)
Braunkohle (nur Brg. P. v. Hessen)	1,1-1,2	ca. 20	0–5

* Brg. Prinz von Hessen, ** Brg. Offenthal, *** Brekzie mit Lapilli

Tafel 2. Aufgesägte Kernhälften der Forschungsbohrung Prinz von Hessen (B/97-BK 9).



Anmerkung: s. Tafel 1

Fig. 1: 32,42–32,76 m (Datei-Nr.: 10581.PCD), **Schwarzpelit** mit (dunkel)grauen und bräunlichen **Ton- und Schlufflagen** sowie drei hellen, jeweils ca. 3 cm mächtigen **Sand-** (etwa 32,61–32,32,68 m) **und Tonlagen** (etwa 32,69–32,72 m); gut ausgebildete Winkeldiskordanzen bei etwa 32,48 m und 32,73 m.

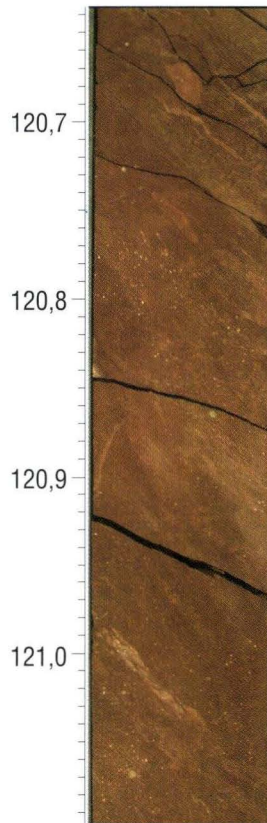
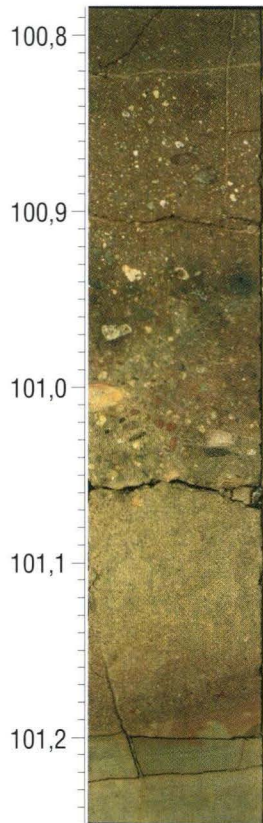
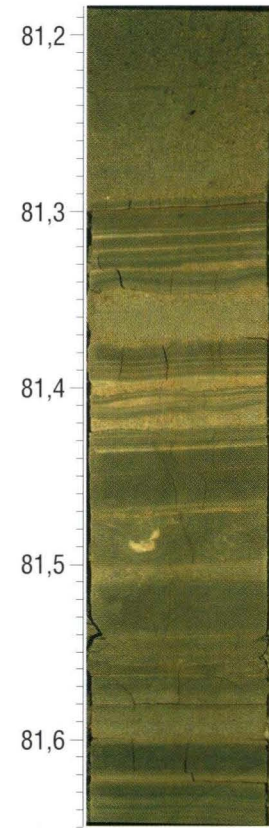
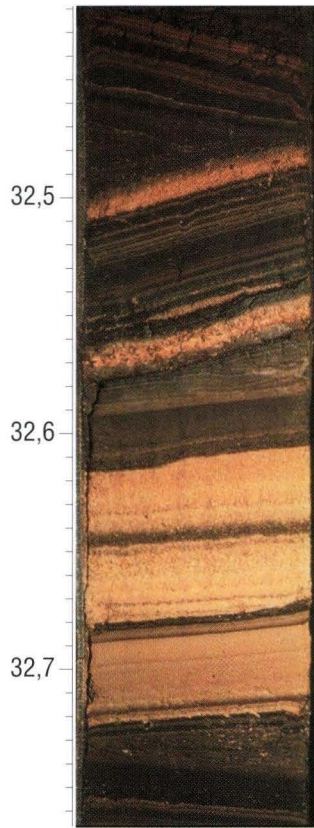
Fig. 2: 36,27–36,65 m (Datei-Nr.: 10594.PCD), **Schwarzpelit** und grauer **Tonstein** mit zwei schwarzen **Braunkohleflözen** (etwa 36,38–36,41 m und 36,49–36,61 m).

Fig. 3: 81,19–81,64 m (Datei-Nr.: 10734.PCD), gut geschichtete **karbonatische Sand-, Ton- und Schlufflagen**, hell- bis mittelgrau, z.T. mit gelblich-braunen Oxidationsfarben; lagenweise Gradierung (teils invers und teils normal), z.T. mit Rippeln am Top.

Fig. 4: 100,79–101,25 m (Datei-Nr.: 10786.PCD), **Brekzie, Sandstein und Tonstein** (vermutlich umgelagerter Rotliegend-Block bei etwa 101,20–101,25 m); bei etwa 101,05–101,20 m Gradierung von Feinkies zu Mittelsand.

Fig. 5: 120,64–121,09 m (Datei-Nr.: 10834.PCD), Teilbereich von einem massiven, mehrere Meter dicken **Block aus Rotliegend-Tonstein**, schluffig, z.T. feinsandig.

Fig. 6: 144,05–144,50 m (Datei-Nr.: 10897.PCD), **Brekzie** und brekziös-kiesiger **Sandstein** mit grauen Schluffstein-Klasten (etwa 144,10–144,30 m).



4.3 Forschungsbohrung Offenthal B/98-BK 1E (von V. Liebig)

Die verschiedenen Lithozonen der Forschungsbohrung Offenthal lassen sich gut mit der Maar-Lithozonengliederung (MLZ) nach Pirrung (1998) vergleichen.

Lithozone 1: 80,50–58,99 m (MLZ: B)

An der Basis der Bohrung Offenthal befinden sich 21,51 m vulkaniklastisches Material. Es handelt sich überwiegend um juvenile Lapilli, deren Anteil am Gestein bei 90% und mehr liegt (Taf. 3.6). Die restlichen Bestandteile setzen sich aus Rotliegend- und Grundgebirgsxenolithen sowie untergeordnet aus Aschen zusammen. Unter den verschiedenen Lapillitypen machen gering blasige, basaltische Lapilli mit Abstand die Hauptmasse aus. Fiame Strukturen und akkretionäre Lapilli kommen am seltensten vor. Stellenweise ist eine undeutliche Schichtung erkennbar. Der Anteil an Rotliegend-Klasten verursacht die Schwankungen in der Suszeptibilitäts-Kurve. Die deutliche und scharf umrissene Abnahme bei 63 m auf unter $10 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI wird von einem 27 cm großen Rotliegend-Block verursacht. Im Gegensatz hierzu steht die kleinräumige Abnahme des Messwertes bei 72 m auf fast $10 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI. Hierfür findet sich keine Häufung von Rotliegend-Material im Bohrkern. Auffällig ist eine Aschenschicht an dieser Stelle, die möglicherweise genetisch mit den Abfolgen bis 79,14 m in Zusammenhang steht. Die Messungen der Dichte (etwa $2,2\text{--}2,5$ g/cm³) und der Gammastrahlung (um 80 API) zeigen diese Schwankungen wesentlich undeutlicher.

Der überwiegend geringe Blasengehalt der Lapilli dieser Lithozone spricht für hydroklastische Fragmentierung und somit phreatomagmatische Eruptionen eines aufgestiegenen Magmas. Stellenweise auftretende Merkmale wie Gradierung, inverse Gradierung, verschweißte Lapilli-Lagen, pyroklastisch fragmentierte Lapilli und zwischengeschaltete Aschenschichten könnten auf mehrere Schübe hinweisen und erinnern außerdem an strombolianische Ablagerungen. Diese Assoziation wäre durch zeitweiligen Wassermangel aufgrund geringer Zufuhr oder auf ein Verstopfen der Wasserzufuhr durch Lava erklärbar. Auffällig ist der Bereich bei 79,14–71,77 m: Hierbei könnte es sich um einen pyroklastischen Strom samt einer seiner Entgasungsröhren (trichterförmige Struktur, Kernbeschreibung 72,45–71,86 m) handeln (Liebig 1999). Das Gleiche wäre auch für den Abschnitt von 63,54–61,37 m denkbar. Bis auf die Belastungsmarken unter großen Rotliegend-Blöcken, unter dem hangenden Basalt und einer Schichtfläche, die mit 45° einfällt, sind alle anderen Sedimentstrukturen horizontal gelagert.

Lithozone 2: 58,99–29,40 m (Basalt)

Die homogenste Einheit der Bohrung ist ein 26,05 m mächtiger Olivinbasalt (Taf. 3.5). Seine Klüfte sind karbonatisch und/oder silikatisch verfüllt. Die Basis und die Deckschicht des Basaltes werden jeweils von Brekzien, die zu dieser Lithozone gerechnet werden, gebildet. Mit lediglich 14 cm fällt die Basis-

brekzie auffällig geringmächtig aus. Sie und maximal 11 cm der liegenden Lapillituffe sind durch die Auflast komprimiert. Im Gegensatz hierzu ist die Top-Brekzie mit 3,40 m Mächtigkeit deutlicher ausgebildet. Sie wird auf Autobrekzierung während des Fließens zurückgeführt (Taf. 3.4). Innerhalb der Top-Brekzie nehmen die Korngröße und der Kornkontakt der Klasten zum Hangenden ab, der tonig verfüllte Klufanteil dagegen ständig zu. Abschließend erfolgt ein Reliefausgleich durch toniges Material. Entsprechend verhalten sich die Werte für Dichte, Gammastrahlung und Suszeptibilität: Ein schneller Anstieg auf $2,7\text{--}2,9$ g/cm³, 100 API und über $3000 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI und geringe Schwankungen dieser Werte im Bereich des massigen Basaltes, die auf eine ungleichmäßige Klüftung zurückzuführen sind. Im Hangenden folgt eine stetige Abnahme auf $2,1$ g/cm³, 70 API und $1 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI. Diese Entwicklung entspricht der kontinuierlichen Abnahme des Anteils basaltischer Klasten innerhalb der Top-Brekzie.

Mit dem Basalt, der wahrscheinlich subaerisch ausfloss, findet die vulkanische Tätigkeit ihren Abschluss. Ob alle Vulkanite aus dem ehemaligen Maarvulkan Offenthal stammen, ist nicht sicher. Da auf dem Sprendlinger Horst eine Vielzahl tertiärer Basaltvorkommen existiert, könnten durchaus auch Aschen und Lapilli aus anderen Vulkanen zwischengeschaltet sein. Das gilt eventuell auch für den massigen Basalt, da in unmittelbarer Nähe zur Bohrstelle ein Basaltvorkommen ansteht.

Lithozone 3: 29,40–22,20 m (MLZ C)

Petrographische Zusammensetzung, Rundung, Korngröße und Farbe dieses Abschnitts ähneln stark denjenigen aus Lithozone 1. Das Auftreten charakteristischer Sedimentstrukturen, die auf debritische und turbiditische Transportmechanismen zurückzuführen sind, zeigen jedoch, dass es sich um subaquatisch sedimentiertes Material handelt (Taf. 3.3). Bestätigt wird diese Einschätzung durch die gegenüber Lithozone 1 abweichenden Messwerte: Die Dichte nimmt auf unter 2 g/cm³ ab, die natürliche Gammastrahlung schwankt stark zwischen 45 und 110 API und die Suszeptibilität ist mit stark um $10 \cdot 10^6 \cdot 4\pi$ SI schwankenden Werten deutlich verringert. Ursachen für diese Werte sind die wechselnden Anteile vulkanischer und nichtvulkanischer Klasten.

Konglomerate und von Sandstein nach Schluff gradierte Schichten dominieren in diesem Abschnitt, der die beginnende postvulkanische Verfüllung des Maarkraters dokumentiert.

Lithozone 4: 22,20–14,07 m (MLZ D1)

Ein bituminöser Schluffstein mit sandiger Basis markiert die Grenze zwischen den Lithozonen 3 und 4. Über diese Grenze hinweg ist eine kontinuierliche Korngrößenabnahme und in Lithozone 4 eine generelle Zunahme des bituminösen Anteils zum Hangenden zu verzeichnen (Taf. 3.2). Gamma Ray- und Suszeptibilitätswerte beider Zonen unterscheiden sich nicht. Sie schwanken stark, was wie in der liegenden Lithozone von den wechselnden Anteilen an vulkanischen und nichtvulkanischen

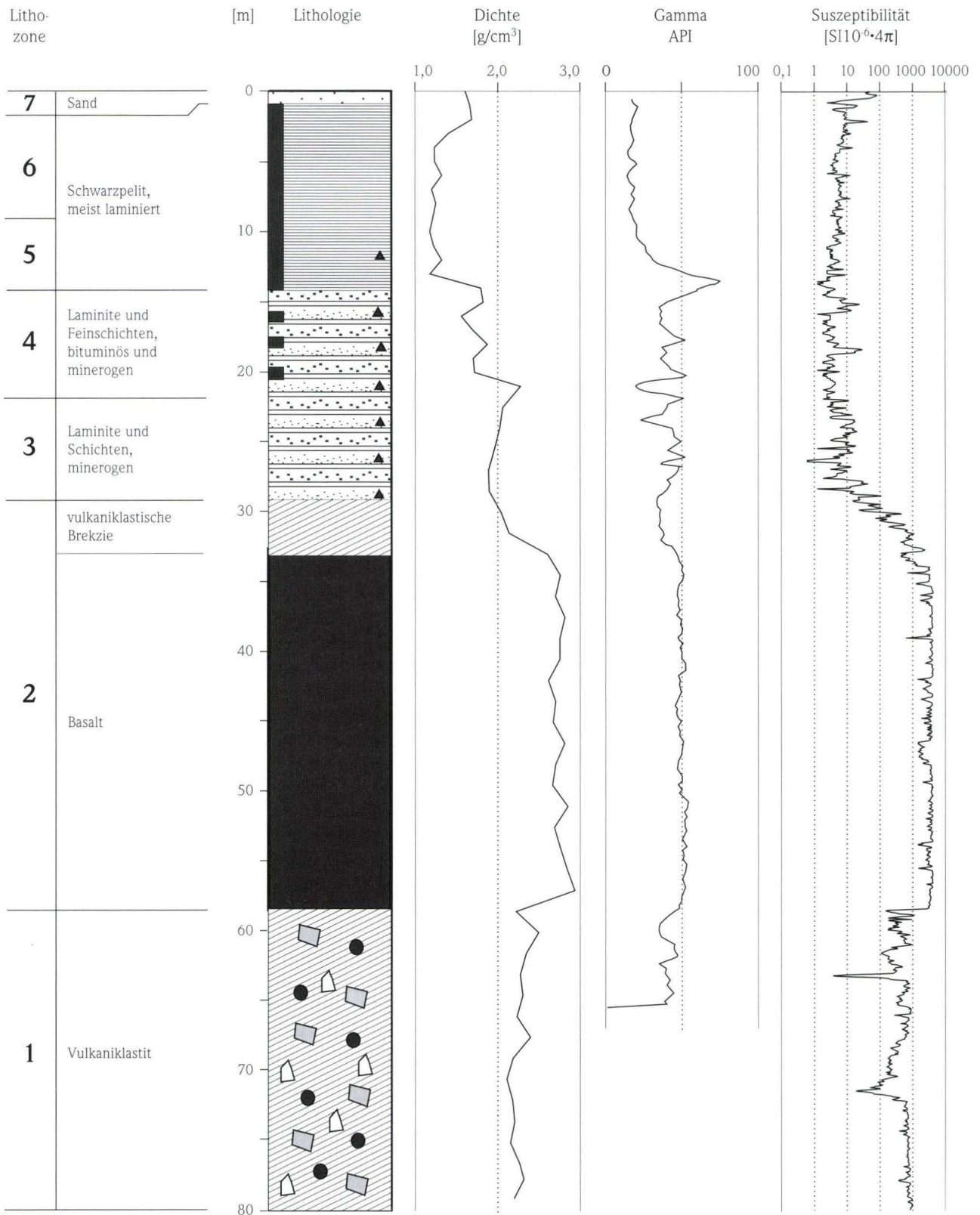


Abb. 4. Übersichtsprofil der Forschungsbohrung Offenthal (B/98-BK 1E). Dichte und magnetische Suszeptibilität wurden am Bohrkern gemessen (F.-J. Harms), die Gamma Ray-Kurve wurde durch Bohrlochmessung vom GGA-Institut aufgenommen.
 Legende: s. Abb. 2; Lithozonen-Gliederung: vgl. Kap. 4.3 (Entwurf: M. Felder).

schen Klasten verursacht wird. Lediglich die Dichtewerte zeigen Schwankungen und eine Tendenz zur Abnahme zum Hangenden auf stellenweise bis $1,6 \text{ g/cm}^3$. Auch ein Farbwechsel von braun nach schwarz zum Hangenden tritt zwischen 15 und 14 m auf.

Lithozone 5: 14,07–8,25 m (MLZ D2)

Die Basen der Schwarzpelit-Abfolgen sind überwiegend gradiert (Taf. 3.1). Die fortschreitende Abnahme grobklastischer Anteile zum Hangenden und der Übergang zu meist laminierten Schwarzpeliten drückt sich deutlich im Rückgang der Dichte von etwa $1,8$ auf $1,2 \text{ g/cm}^3$ aus. In einer Teufe zwischen 14,0 und 13,0 m zeigt der Gamma Ray-Wert einen kurzen und hohen Anstieg auf etwa 150 API. Das ist auf den ebenfalls gemessenen Urangehalt zurückzuführen. Die Überprüfung der Kernbeschreibung ergab außer einer reinen, 2 mm mächtigen Tonschicht bei 13,34 m nichts Auffälliges. Vermutlich handelt es sich hier um einen Puffereffekt des mobilen, aufsteigenden Urans durch die zum Hangenden massive Zunahme des organischen Anteils am Gestein.

Lithozone 6: 8,25–1,80 m (MLZ D3)

Überwiegend feingeschichtete bis laminierte und von Sideritlaminae durchsetzte Schwarzpelite charakterisieren diesen Abschnitt. Zusammen mit Lithozone 5 weist er eine niedrige Dichte (um $1,2$ – $1,3 \text{ g/cm}^3$) und Suszeptibilität auf. Zum Hangenden geht der Schwarzpelit in verwitterten Zustand über. Parallel hierzu steigt die Dichte kontinuierlich auf den Wert der überlagern-

den Lithozone ($1,6$ – $1,7 \text{ g/cm}^3$). Trotz der damit einhergehenden kontinuierlichen Farbveränderung sind die Feinschichtung und Laminierung noch erkennbar. Bemerkenswert ist ein Vivianit-führender Abschnitt in 3,53–3,71 m Teufe, der durch die blau oxidierten Mineralien gut zu erkennen ist. Im Gegensatz zu Lithozone 4, in der nur wenig Siderit auftritt, finden sich in den Lithozonen 5 und 6 häufiger – auch lagenweise angereichert – Sideritlaminae.

Die Gesteine der Lithozonen 3–6 dokumentieren die kontinuierliche postvulkanische Verfüllung eines Seebeckens durch Klastika aus dessen unmittelbarer Umgebung. Ob untergeordnet Vulkaniklastika als Fallout aus anderen Vulkanen des Sprendlinger Horstes zwischengeschaltet sind, kann im Rahmen der Beschreibung nicht geklärt werden. Eine Verlandung des Sees ist nicht erkennbar, da das heutige Erosionsniveau hierfür bereits zu tief liegt.

Lithozone 7: 1,80–0 m (quartäre Überdeckung)

Die Grenze zur liegenden Lithozone ist optisch fließend, petrographisch und messtechnisch aber gut zu erfassen. Die Dichte steigt auf $1,6$ – $1,7 \text{ g/cm}^3$ und die Suszeptibilität auf knapp $100 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi \text{ SI an}$, während die Gammastrahlung etwa gleichbleibende Werte aufweist.

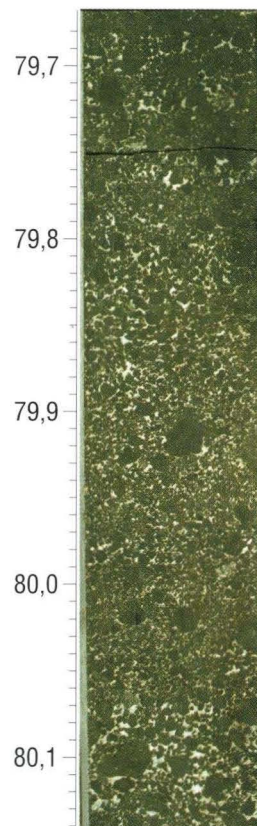
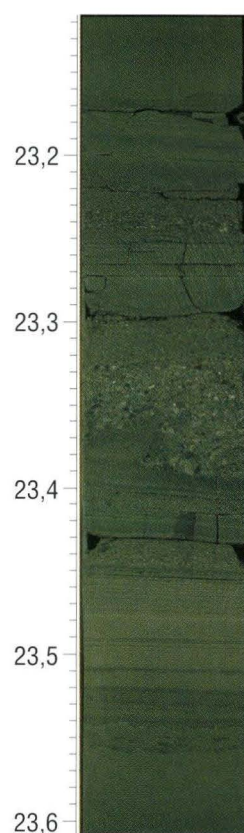
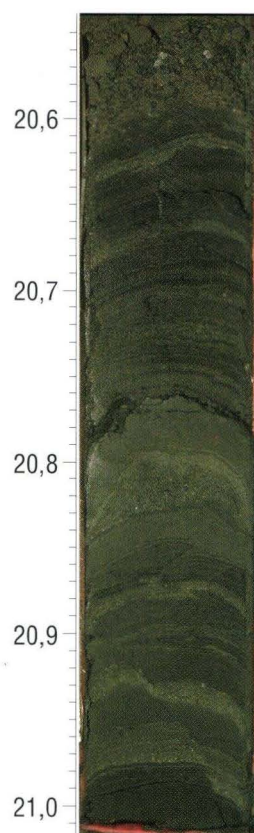
Die Überdeckung der lakustrinen Sedimente erfolgte durch Sande mittlerer Korngrößen. Sie werden als quartäre Flugsande der Würm-Kaltzeit interpretiert. Möglicherweise sind sie umgelagert, auf jeden Fall aber anthropogen beeinflusst.

Tafel 3. Aufgesägte Kernhälften der Forschungsbohrung Offenthal (B/98-BK 1E).



Anmerkung: s. Tafel 1

- Fig. 1:** 9,41–9,86 m (Datei-Nr.: 11003.PCD), **Schwarzpelit**, mit grauen, tonig-schluffigen und z.T. sandigen Lagen; randliche Verbiegung der Schichten durch Bohrvorgang (Rammung) verursacht.
- Fig. 2:** 20,55–21,02 m (Datei-Nr.: 11029.PCD), rhythmische Wechsellagerung von gradiertem **Mittelsandstein** und **Schluff- und Tonlagen** bzw. **Schwarzpelit**; randliche Verbiegung der Schichten durch Bohrvorgang (Rammung) verursacht.
- Fig. 3:** 23,12–23,60 m (Datei-Nr.: 11035.PCD), Wechselfolge aus **Ton-, Schluff- und Sandlagen** und einem fein- bis mittelkiesigem **Konglomerat** (etwa 23,30–23,39 m) mit stark erosiver Basis.
- Fig. 4:** 31,50–31,98 m (Datei-Nr.: 11057.PCD), vulkaniklastische **Brekzie** aus basaltischen Klasten in toniger, z.T. rötlichbrauner Matrix und milchig-weißen, karbonatisch gefüllten Blasenräumen: Top-Brekzie einer über 25 m mächtigen Basaltlage.
- Fig. 5:** 38,17–38,65 m (Datei-Nr.: 11075.PCD), dichter, homogener **Olivinbasalt** mit drei hellen, karbonatgefüllten Klüften.
- Fig. 6:** 79,67–80,14 m (Datei-Nr.: 11188.PCD), **Lapillituff**, fast ausschließlich aus basaltischem Material bestehend, in hellgrauer, nicht karbonatischer Matrix.



5. Spezielle geophysikalische Untersuchungen

5.1 Magnetische Messungen an Kernen der Forschungsbohrungen Groß-Zimmern B/97-BK 8 und Prinz von Hessen B/97-BK 9 und 9A (von C. Rolf)

Bohrkerne der Bohrungen Prinz von Hessen und Groß-Zimmern wurden im Magnetiklabor des Institutes für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA, Hannover) in Grubenhagen bei Einbeck magnetisch untersucht. Dabei standen zwei Fragestellungen im Vordergrund: (a) sind Schwarzpelite geeignete Rekorder des Erdmagnetfeldes? und (b) lässt sich das Alter des Liegenden der Messformation mittels paläomagnetischer Methoden abschätzen? Der zweite Aspekt bezieht sich auf die noch nicht geklärte Frage, ob das Liegende aus Sedimentgesteinen des Rotliegenden, paläozoischen Magmatiten bzw. Metamorphiten

oder aus tertiären Vulkaniten besteht. Die laminierten Schwarzpelite sind auch aus Sicht der Magnetik von hohem Interesse, böten sie doch die Möglichkeit, an eozänen Sedimenten das Paläo-Erdmagnetfeld hochauflösend zu erfassen. Die Kerne waren in lichtundurchlässigen Plastiklinern aufbewahrt und verblieben auch während der Messungen darin. Somit war eine optische Auswahl der magnetisch zu untersuchenden Bohrkernabschnitte nicht gegeben und stützte sich nur auf die erste, vorläufige Profilbeschreibung.

Insgesamt 22 je 1,5 m lange Bohrkernabschnitte der Bohrung Prinz von Hessen (Abb. 5) konnten unter Einsatz des in Grubenhagen vorhandenen Bohrkernkryogenmagnetometers (Rolf 2000) magnetisch vermessen werden. Testmessungen zeigten, dass die Magnetisierung der leeren Liner deutlich unter 0,1 mA/m liegt und das Material der Kernschläuche somit als

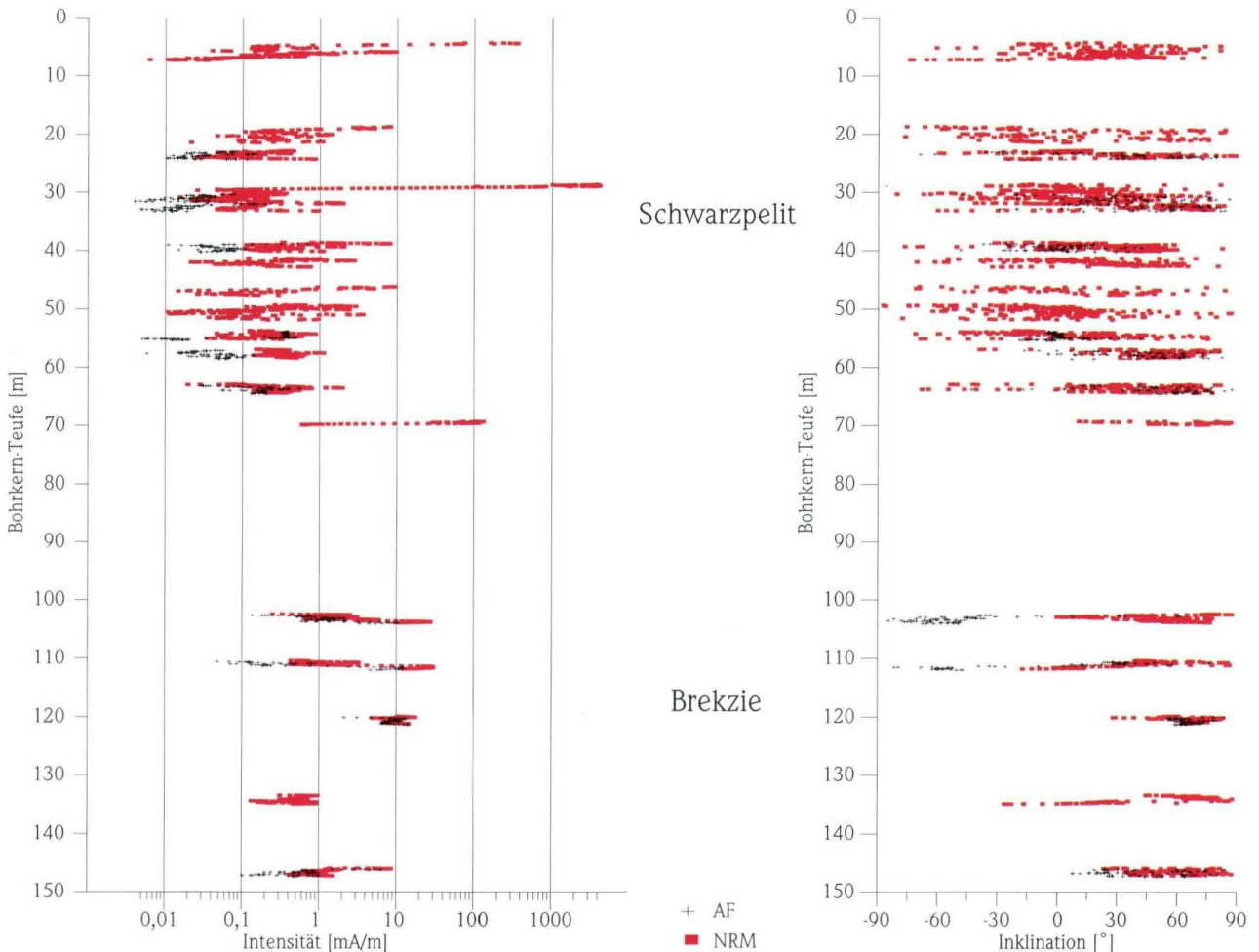


Abb. 5. Bohrung Prinz von Hessen: Intensität [mA/m] und Inklination [°] der natürlichen remanenten Magnetisierung. Jedes Quadrat (NRM-Werte) oder Kreuz (Wechselfeld 30 mT) steht für einen Messpunkt (Messpunkt-Abstand innerhalb eines Bohrkernabschnitts 1 cm). Die Magnetisierung der leeren Liner beträgt deutlich unter 0,1 mA/m.

weitgehend „unmagnetisch“ anzusehen ist. Um die Stabilität der remanenten Magnetisierung des erbohrten Materials zu bestimmen, erfolgte nach der Messung der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) eine Entmagnetisierung des Materials mit Wechselfeldern von maximal 30 mT. Die NRM spiegelt die Magnetisierungsgeschichte der erbohrten Gesteine wider und enthält neben der gesuchten primären bei der Gesteinsbildung erworbenen Magnetisierung sekundäre und viskose Anteile.

Einige Bohrkernabschnitte aus den Lithozonen 2 und 3 (z.B. 28,85–30,35 m) weisen an den Enden extrem hohe NRM-Werte auf. Für den Schwarzpelit schwanken die NRM-Werte zwischen den Extremwerten 0,1 mA/m und 10 mA/m mit drei „Ausreißern“, davon einmal bis 4000 mA/m. Die NRM-Werte der Brekzie liegen zwischen 0,15 mA/m und 30 mA/m (Abb. 5). Die extremen Schwankungen der Intensität, vor allem im Bereich der Schwarzpelite, sind nur schwer mit den natürlichen magnetischen Eigenschaften der hier erbohrten Gesteine erklärbar. Hier liegen möglicherweise Verunreinigungen durch das Bohrgestänge, Greifer oder Ähnliches vor. Für eine genaue Abklärung dieses Sachverhaltes wären weitergehende gesteinsmagnetische Untersuchungen sowie eine genauere Inaugenscheinnahme der Kerne hilfreich. Lässt man die Spitzenwerte weg, so verbleiben bei den Schwarzpeliten Werte um die 0,5 mA/m. Dieses sehr schwache Remanenzsignal erweist sich zudem als sehr instabil. Es wird durch Wechselfelder von 30 mT weitgehend zerstört, was auf das Vorhandensein relativ großer magnetisierbarer Teilchen, sog. Mehrbereichsteilchen, schließen lässt, die keine zuverlässige Information über das Erdmagnetfeld zum Zeitpunkt der Schwarzpelitbildung im Eozän liefern. Diese Aussage wird durch die extreme Streubreite der ermittelten Magnetisierungsrichtungen (Inklination) bestätigt, die weit über der üblicher Säkularvariationsmuster liegt (Abb. 5). Die Schwarzpelite sind also nicht geeignet, das Paläoerdmagnetfeld zu speichern. Da das Bohrkernmagnetometer über einen Bereich von ca. 10 cm mittelt, wirkt das Vorhandensein der zahlreichen eingelagerten Kohlelagen zusätzlich störend. Zur endgültigen Klärung der Eignung der Schwarzpelite als Rekorder des Erdmagnetfeldes wäre daher eine Entnahme von ungestörten Einzelproben notwendig.

Im Mittel um den Faktor 10 höher liegen die Intensitätswerte der Magnetisierung im Bereich der Lithozone 1 (150–96 m). Die Magnetisierung ist in diesem Abschnitt auch etwas stabiler gegenüber Wechselfeldentmagnetisierungen. Laut Kernbeschreibung (Kap. 4.2) liegt hier weitgehend eine Brekzie vor, die bis zu 5 m große Rotliegend-Blöcke und vulkanogene Einlagerungen (Lapilli) enthält. Da die Blöcke und vulkanogenen Gesteine völlig umgelagert sind, ist eine paläomagnetische Untersuchung nicht sinnvoll. Die Gesteine haben bei der Entstehung eine Remanenz erworben und sind später regellos im Sediment zur Ablagerung gekommen. Die oben aufgeworfene Frage nach dem Liegenden der Messelformation könnte paläomagnetisch nur an anstehendem, nicht-brekziösem Material mit bekannten Lagerungsverhältnissen beantwortet werden. Die ergänzend durchgeführten Untersuchungen an Einzelproben mit 1 Zoll Durchmesser aus

den Rotliegendblöcken zeigen zwar aufgrund des Entmagnetisierungsverhaltens eine stabile Remanenz, führen aber aus den genannten Gründen nicht über die Richtung der Magnetisierung zu einer paläomagnetischen Datierung.

Von der Bohrung Groß-Zimmern wurde ein Kernabschnitt aus dem Teufenbereich von 14,5–15,9 m (Schwarzpelite) magnetisch untersucht. Die Messungen liefern Befunde, die denen der Bohrung Prinz von Hessen sehr ähnlich sind. Auf eine Bearbeitung der Kerne der Bohrung Offenthal wurde deshalb verzichtet.

Will man bei zukünftigen Bohrungen die Schwarzpelite paläomagnetisch untersuchen, so sind dazu sehr zeitaufwendige Messungen von Einzelproben unabdingbar. Darüber hinaus wäre zur Beantwortung von Fragen der Genese der Magnetisierung die gesteinsmagnetische Bestimmung der magnetischen Minerale wünschenswert.

5.2 Geophysikalische Messungen in der Forschungsbohrung Offenthal B/98-BK 1E (von T. Wonik)

Die Bohrung Offenthal wurde durch das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA, Hannover) geophysikalisch vermessen. Die verwendeten Bohrlochsonden und -verfahren sind von Wonik & Salge (2000) beschrieben worden. Tab. 4 gibt eine Übersicht über die durchgeführten Messungen und Abb. 6 zeigt die Daten.

Die Bohrung Offenthal war nicht bis zu ihrer Endtiefe von 80,5 m befahrbar, da sie bei 65 m eingefallen war. Da unsicher war, ob die Schwarzpelite im oberen Teil der Bohrung standfest sein würden, verblieb bis in 21 m Tiefe ein Standrohr aus Stahl. Daher konnten bohrlochgeophysikalische Messungen nur im Abschnitt 21–65 m durchgeführt werden (Abb. 6). Eine Ausnahme bildet die spektrale Messung der Gammastrahlung, die durch das Stahlrohr nur gedämpft wird. Die Bohrung weist eine konstante Neigung von 0,5° in SW-Richtung auf. Ihr Kaliber ist maßhaltig bis auf das Intervall 21,0–22,6 m direkt unter dem Rohrschuh.

Die Gliederung der Bohrung in Lithozonen, wie sie in Kap. 4.3 vorgenommen wird, lässt sich durch das Verhalten der physikalischen Parameter bestätigen. Tab. 7 zeigt die Mittelwerte und Standardabweichungen der geophysikalischen Messungen für die jeweils vermessenen Bohrlochbereiche. Hinzugefügt sind die an den Kernen durchgeführten Dichte- und magnetische Suszeptibilitätssmessungen.

Die aus Schwarzpelit bestehenden Lithozonen 5 und 6 weisen im Mittel eine sehr geringe magnetische Suszeptibilität von rund 10^{-4} SI, eine sehr geringe Dichte von rund 1,3 g/cm³ sowie eine niedrige Gammastrahlung von kleiner 50 API auf und sind daher leicht von den übrigen erbohrten Gesteinen zu unterscheiden.

Die Lithozonen 3 und 4 bestehen aus Seesedimenten, die sich insbesondere in ihrer Gammastrahlung und Dichte deutlich von den überlagernden Schwarzpeliten abheben. Eine Trennung zwischen den beiden Lithozonen ist nicht möglich.

Tab. 7. Mittelwerte und Standardabweichungen der geophysikalischen Messungen in der Bohrung Offenthal, gegliedert in Lithozonen.

Lithozone (vgl. Kap. 4.3)		1	2	3	4	5+6
Tiefe	[m]	65,0–59,0	59,0–29,4	29,4–22,2	22,2–14,1	14,1–1,8
GR (Natürliche Gammastrahlung)	[API]	80,0±7,3	94,8±9,5	81,2±12,4	79,3±16,5	49,6±29,2
K (Kaliumgehalt)	[%]	1,09±0,40	0,51±0,17	0,99±0,32	0,46±0,12	0,27±0,09
Th (Thoriumgehalt)	[ppm]	9,6±0,7	13,0±1,3	8,6±1,2	5,6±0,9	4,7±1,0
U (Urangehalt)	[ppm]	3,1±0,5	4,3±0,7	3,8±0,9	6,3±1,7	3,5±3,1
Den (Dichte)	[g/cm ³]	2,10±0,10	2,68±0,26	1,78±0,30		
Dencore (am Kern gemessene Dichte)	[g/cm ³]	2,34±0,10	2,65±0,25	1,99±0,10	1,74±0,10	1,31±0,18
DLL (spezifischer elektrischer Widerstand)	[Ωm]	50±13	1358±2121	8±4		
SP (Eigenpotential)	[mV]	96±1	79±11	93±1		
Susz (magnetische Suszeptibilität)	[10 ⁴ SI]	86±46	618±239	6±4		
Suszcore (am Kern gemessene magnetische Suszeptibilität)	[10 ⁴ SI]	80±48	575±259	2±2	1,0±1,0	1,2±0,8
dZ (Anomalie der erdmagnetischen Vertikalintensität)	[nT]	-1138±520	-3889±1039			

Der Basalt in Lithozone 2 grenzt sich durch einen sehr hohen spezifischen elektrischen Widerstand, hohe Dichte, durch relativ hohe Uran- und Thorium-Gehalte bedingte erhöhte Gammastrahlung, hohe magnetische Suszeptibilität und durch eine große negative Anomalie der erdmagnetischen Vertikalintensität deutlich von den umgebenden Vulkaniklastiten ab. Die Basis des Basalts ist durch einen ausgeprägten Sprung in allen physikalischen Parametern gekennzeichnet. Insbesondere zeichnet sie sich durch eine auffällige Eigenpotentialanomalie von -45 mV aus, deren physikalische Ursache unbekannt ist. Die durchschnittlichen Gamma Ray-Werte von 98 API sind für Olivinbasalt ungewöhnlich hoch. Üblicherweise sind die entsprechenden Werte kleiner als 30 API. So hohe Gammastrahlung weisen eher trachytische Basaltflüsse auf (Wonik & Bucker, 2001).

Die Lithozone 1 und die Topbrekzie in Lithozone 2, die sich aus basaltischer bzw. vulkaniklastitischer Brekzie zusammensetzen, lassen sich durch ihre physikalischen Eigenschaften unterscheiden: Die im Bohrloch gemessene Dichte ist für die Lithozone 1 mit 2,10 g/cm³ gegenüber 2,00 g/cm³ für die Brekzie in Lithozone 2 nur leicht erhöht. Aber anhand des Kaliumgehalts ist eine Unterscheidung zwischen beiden Brekzien möglich: 0,4 % für den Tiefenbereich 29,4–32,8 m gegenüber 1,09 % für Lithozone 1 bei gleichbleibenden Gehalten an Thorium (10 ppm) und Uran (3 ppm).

An weiteren detaillierteren Erkenntnissen lassen sich den Bohrlochmessungen Folgendes entnehmen:

- Eine Gamma Ray-Anomalie mit Maximalwerten von 150 API im Tiefenbereich von 13,0–14,2 m wird durch eine Urananreicherung von maximal 14 ppm verursacht. Im Kern lässt sich keine Ursache für diese Anomalie finden. Die in Anhang 1.3 beschriebene 2 mm mächtige reine Tonschicht in 13,34 m kommt aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit als Verursacher nicht in Frage. Eher deutet diese Uran-Anomalie auf Wasserwegsamkeiten innerhalb der Schwarzpelite hin.
- Mit Hilfe des spezifischen elektrischen Widerstandes lässt sich der massive Basalt (Lithozone 2) zwischen 32,8 m und 58,8 m in fünf Unterzonen gliedern:

Teufenbereich	Spezifischer elektrischer Widerstand
32,8–35,0 m	Anstieg von 10 Ωm auf rund 1000 Ωm
35,0–39,5 m	um 1000 Ωm mit sehr großen Schwankungen
	Maximalwert 10 000 Ωm
39,5–50,0 m	1000 Ωm mit geringen Schwankungen
50,0–55,5 m	Abfall auf 300 Ωm
55,5–58,8 m	rund 8000 Ωm.

Das Maximum im spezifischen elektrischen Widerstand am Boden des Basaltflusses konnte schon in vielen Bohrlochmessungen in Basalten beobachtet werden (z.B.: Bucker et al., 1998; Wonik & Bucker, 2001).

Die einzelnen schmalen Spitzen in der Dual Laterolog-Messung (DLL) werden durch Klüfte verursacht. Ein Vergleich mit der Kernbeschreibung (Anhang 1.3) ergibt eine gute Übereinstimmung, wenn man berücksichtigt, dass nur die mindestens einige Millimeter weiten Klüfte von der Bohrlochsonde erfasst werden können.

- Um die Richtung und den Winkel des Schichteinfalls zu bestimmen, sind Dipmeter-Messungen durchgeführt worden. Dieses Messverfahren wurde für Sedimente entwickelt, liefert also im Bereich des Basaltes keine und in den übrigen Bohrlochabschnitten nur stark streuende Ergebnisse. Im Bereich der Brekzien (21,0–32,8 m) fallen die Schichten im Mittel mit einem Winkel von ca. 5° ein, wobei zu berücksichtigen ist, dass die Einfallsrichtungen stark streuen. Die Lapillituffe weisen an der Grenze zum Basalt in 59,0 m Teufe wie im Kern beobachtet ein Einfallen von ca. 45° auf. Im darunter liegenden Bereich bis 65,0 m fallen die Schichten mit großer Streuung zwischen 15° und 68° vorwiegend in Richtung Süden ein.
- Der Vergleich zwischen den Dichtemessungen am Kern und im Bohrloch zeigt sehr gute Übereinstimmung im Bereich des Basaltes (Lithozone 2). Die Dichten betragen hier im Mittel 2,68 ± 0,26 g/cm³ bzw. 2,65 ± 0,25 g/cm³ für den Bohrkern. Für die Lithozonen 1 und 3 liegen die Dichten aus Bohrlochmessungen mit 2,10 g/cm³ bzw. 1,78 g/cm³ um 10% niedriger

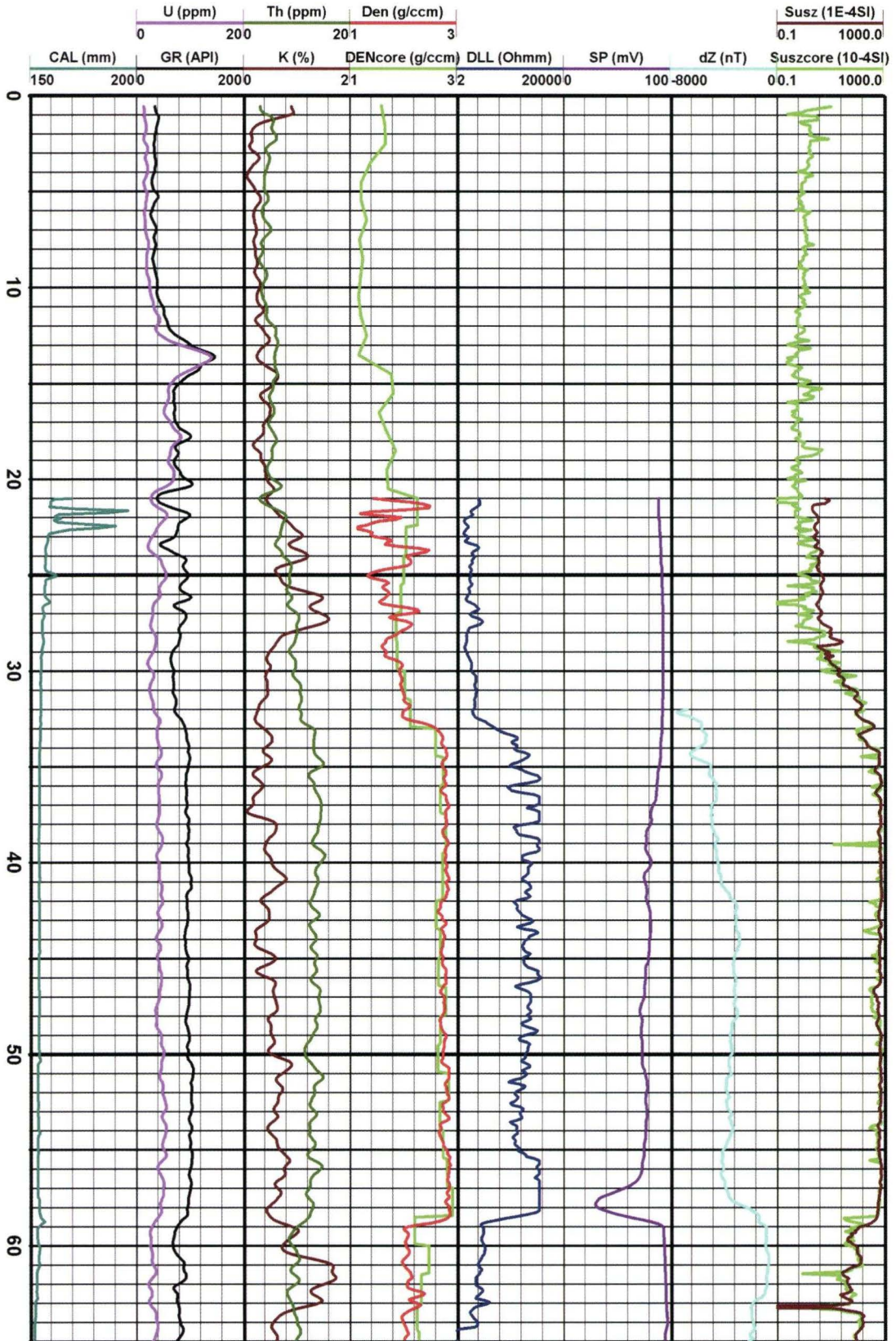


Abb. 6. Bohrlochgeophysikalische Messungen in der Bohrung Offenthal (Abkürzungen siehe Tab. 7). Die DLL- und Susz-Werte sind logarithmisch, die übrigen Parameter linear dargestellt.

als die an den Bohrkernen bestimmten Dichten von 2,34 g/cm³ und 1,99 g/cm³. Bei den Messungen im Bohrloch kann man im Bereich oberhalb von 29,4 m große Schwankungen in der Dichte feststellen. Sie sind durch die hier erbohrten Konglomerate bedingt, die von den über Intervalle von 1,5 m Länge mittelnden Dichtemessungen an den Kernen nicht erfasst werden. Unterhalb des Rohrschuhs treten Bohrlochwandausbrüche auf, die zu einer Unterschätzung der im Bohrloch gemessenen Dichte führen.

- Die Suszeptibilitätsmessungen in der Bohrung und am Kern stimmen bei Berücksichtigung der unterschiedlichen Einheiten (SI bzw. cgs) für den gesamten Überlappungsbereich sehr gut überein (s. auch Tab. 7).
- Die Vertikalintensität des erdmagnetischen Feldes Z wird für

die Orientierung der Dipmetersonde registriert. Sie ist bis zu einer Tiefe von rund 32 m so stark durch das magnetische Feld der Stahlverrohrung beeinflusst, dass sie in Abb. 6 erst unterhalb dieser Tiefe dargestellt ist. Zur Berechnung der Anomalien der Vertikalintensität dZ wurde von den gemessenen Z-Werten das konstante Normalfeld (IGRF1995) von 43690 nT subtrahiert. Zwischen der Oberkante des massigen Basaltes in einer Tiefe von 32,8 m und 42 m ist ein deutlicher Anstieg in dZ um 4000 nT zu verzeichnen. Die Suszeptibilität nimmt ebenfalls sehr stark zu, erreicht aber bereits bei 36 m Tiefe ihren Mittelwert. Die Unterkante des Basaltes in 58 m zeichnet sich deutlich sowohl durch eine Abnahme um rund 2000 nT als auch um ca. $700 \cdot 10^{-4}$ SI in der magnetischen Suszeptibilität ab.

6. Interpretation der Schwarzpelitvorkommen auf dem Sprendlinger Horst

Vergleiche mit der Maar-Lithozonengliederung von Pirrung (1998) legen für die Vorkommen von Offenthal und Groß-Zimmern nach makroskopischer Kernbeschreibung und Interpretation der geophysikalischen Logs eine Entstehung als Maare nahe. Zudem sind sie mehr oder weniger rundlich und weisen das für Maare typische Verhältnis von Durchmesser zu Tiefe von etwa 5 zu 1 auf (Büchel 1993).

Die Brekzien an der Basis der Abfolgen sind vermutlich syn-eruptiv entstanden, da sie meist keinerlei Schichtung, eine sehr schlechte Sortierung und eine hohe Suszeptibilität aufweisen. Sie setzen sich zusammen aus fragmentierten Gesteinen des Untergrundes, Schlacken und Lapilli. Die Nebengesteinsklasten entstammen vermutlich einer komplexen Abfolge von eruptivem und kollabiertem Nebengestein. Es handelt sich um die Maar-Lithozone (MLZ) B nach Pirrung (1998).

Hinausgehend über die von Pirrung (1998) aufgestellte Gliederung lässt sich MLZ B weiter untergliedern, denn innerhalb dieser Zone treten in Groß-Zimmern ein Basaltuff und in Offenthal ein Basalt, der als Lavastrom interpretiert wird, auf. Die Einschaltung eines Lavastromes in MLZ B konnte auch in Enspel (Westerwald), einem oligozänen Bimsvulkan beobachtet werden (Felder et al. 1998). Während der Basalt in Enspel im untersten Teil der MLZ B auftritt und von 70 m Vulkaniklastika überdeckt wird, schließt er in Offenthal die MLZ B ab. Es ist also keine Systematik bei der Einschaltung von Vulkaniten in dieser Zone erkennbar. Ob die Basalte und der Tuff aus den Maaren oder ihrer unmittelbaren Umgebung stammen, ist bislang unklar.

Entweder während der Eruption(en) oder kurze Zeit später kam es in Groß-Zimmern zur Sedimentation von Brekzien (Lithozone 3 Bohrung Groß-Zimmern).

Nach Abschluss der Eruption gelangten in Groß-Zimmern weiterhin Schuttströme von den steilen Kraterwänden in das Beckennere. Der zunehmende Anteil von Klasten des Rotliegend lässt sich vermutlich dadurch erklären, dass der Kraterwall

des Maares in seinem unteren Teil von zuerst ausgeworfenem Material (Rotliegend) aufgebaut wurde, über dem hauptsächlich Gesteine des tieferen Untergrundes mit juvenilen Klasten folgten. Bei Abtragung des Tuffwalls durch Resedimentereignisse dürften dann zunächst die juvenilen Klasten und Bruchstücke des kristallinen Untergrundes, vermengt mit wenigen Klasten des Rotliegend und später zunehmend Gesteine des Rotliegend in den See eingetragen worden sein. Blöcke aus Rotliegend-Material stammen womöglich von Hangabbrüchen der übersteilten, fragmentierten Kraterwände. Ob die Ausprägung der drei Abfolgen innerhalb von Lithozone 4 (Bohrung Groß-Zimmern) auf einen zyklischen Eintrag von Sediment hindeutet oder unterschiedliche Bereiche des Tuffwalls abgetragen wurden, ist nicht klar.

Im Vorkommen Prinz von Hessen ist bislang nicht eindeutig klar, ob es sich um eine Graben- oder eine Maarstruktur handelt. Zwischen 116 und 96 m treten zwar akkretionäre Lapilli auf, die jedoch auch aus Vulkanen der Umgebung stammen können. Die Gradierung eines Teils der Brekzien von Lithozone 1 (Bohrung Prinz von Hessen) legt eine subaquatische Ablagerung nahe, eine mögliche vulkaniklastische Brekzie wurde also durch die Bohrung nicht erreicht. Das fast vollständige Fehlen von Vulkaniklastika, gerade in den tieferen, häufig sehr wenig verwitterten Brekzien spricht jedoch gegen ein Maar, da dort schlacken- oder lapilliführende Resedimente aus dem umgebenden Kraterwall zu erwarten wären. Detaillierte, petrographische Untersuchungen der Brekzien, wie sie z.B. von Fischer (2000) im Eckfelder Maar durchgeführt wurden, müssen nun klären, ob nicht doch ein vulkanischer Einfluss erkennbar ist. Der Transportweg der Brekzie muss in jedem Falle ausgesprochen gering gewesen sein, da der Feldspatgrus nicht zerstört wurde.

Während in Offenthal mit den minerogenen Laminiten ein frühes Seestadium dokumentiert ist, das der MLZ C entspricht, sind in Groß-Zimmern nur die Schwarzpelite nachweislich unter

lakustrinen Bedingungen entstanden. Die Ablagerung der Schwarzpelite umfasst die MLZ C und D. In Prinz von Hessen ist die Gliederung der MLZ in den Schwarzpeliten nicht anwendbar, da hier zwar schon sehr früh in der Seegeschichte Kohlen zur Ablagerung kamen, die aber immer wieder mit Schwarzpeliten wechseln, was auf unterschiedliche Wasserstände im See hindeutet. Schwankende Wasserstände könnten ein Indiz für variierende klimatische Bedingungen oder für einen synsedimentär absinkenden Graben sein.

Aufgrund der ersten Auswertung der Bohrungen in den Sedimenten der Messel-Formation von Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal zeigt sich, dass es sich bei den Vorkom-

men nicht um Sedimentreste eines großräumigen und zusammenhängenden Seebeckens handelt. Es bestand also kein großer, einheitlicher „Messel-See“, der alle heutigen Vorkommen der Messel-Formation bedeckte. Vielmehr sind die Vorkommen Groß-Zimmern, Prinz von Hessen und Offenthal in isolierten, kleinen Seebecken und wahrscheinlich auch nicht völlig zeitgleich entstanden. Eine direkte Verbindung zu dem See bei Messel (heutiges Vorkommen Grube Messel) oder den anderen Gewässern, in denen sich während des Eozäns auf dem Sprendlinger Horst die Ablagerungen der Messel-Formation bilden konnten, bestand höchstwahrscheinlich nicht.

7. Schriftenverzeichnis

- Backhaus, E. & Rahnama-Rad, J. (1991): Die Rutschgefährdung der Messel-Formation (Fundstätte Messel; Mittel-Eozän). Einflüsse der Tektonik, der Hydrogeologie und der Materialeigenschaften der Gesteine. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **139**: 1–69, 56 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a.M.
- Blumenstengel, H., Krutzsch, W. & Volland, L. mit Beiträgen von Knoth, W. & Knuth, G. (1996): Revidierte Stratigraphie tertiärer Ablagerungen im südlichen Sachsen-Anhalt. Teil 1: Raum Halle-Merseburg. – Hallesches Jahrb. Geowiss., B (Beiheft **1**): 1–101, 44 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Halle (Saale).
- Bouma, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. – 1–168; Amsterdam.
- Büchel, G. (1993): Maars of the Westeifel, Germany. – Lecture Notes Earth Sci., **49**: 1–13, 6 Abb.; Berlin.
- Büchel, G. & Müller, I. (1998): Wenn Magma das Wasser explodieren lässt. Die Rolle des Grundwassers bei der Entstehung von Maarvulkanen. – Forsch.-Mag. Friedrich-Schiller-Univ. Jena, **7/98**: 23–28, 9 Abb.; Jena.
- Bücker, C., Delius, H., Wohlenberg, J. & Leg 163 Shipboard Scientific Party (1998): Physical signature of basaltic volcanics drilled on the northeast Atlantic volcanic rifted margins. – In: Harvey, P.K. & Lovell, M.A. (Eds.): Core-Log Integration, Geological Society, Spec. Publ., **136**: 363–374; London.
- Felder, M. & Weidenfeller, M. & Wuttke, M. (1998): Lithologische Beschreibung einer Forschungsbohrung im Zentrum des oberligozänen, vulkano-lakustrinen Beckens von Enspel/Westerwald (Rheinland-Pfalz; Bundesrepublik Deutschland). – Mainzer geowiss. Mitt., **27**: 101–136, 4 Abb., 2 Anh. (6 Fotos u. 1 litholog. Bohrprofil); Mainz.
- Fischer, C. (2000): Grobklastika im Mitteleozänen Eckfelder Maar: Sedimentologie und petrographische Analyse. – Mainzer Naturwiss. Arch. (im Druck); Mainz.
- Fisher, R.V. & Schmincke, H.-U. (1984): Pyroclastic Rocks. – 472 S., 339 Abb., 48 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- Franzen, J.L. & Haubold, H. (1986): The Middle Eocene of European Mammalian Stratigraphy. – Modern Geology, **19**(2/3): 159–170, 4 Abb.; Reading.
- Franzen, J.L. & Haubold, H. (1986): The middle Eocene of European Mammalian stratigraphy. Definition of the Geiseltalian. – Modern Geology, **10**: 159–170; London.
- Franzen, J.L. & Haubold, H. (1987): The biostratigraphic and palaeoecologic significance of the Middle Eocene locality Geiseltal near Halle (German Democratic Republic). Münchn. Geowiss. Abh., **A10**: 93–100; München.
- Harms, F.-J. (1999a) mit Beitr. von Wallner, H. & Jacoby, W.: Karte zur Verbreitung der Messel-Formation und der Tiefenlage der Basis des Deckgebirges (Miozän, Pliozän und Quartär) am Ostrand des Sprendlinger Horstes. – 1 Kt.; Wiesbaden (HLfB). – [mit Erl. auf Kt.-Rücks.]
- Harms, F.-J. (1999b) mit Beitr. von Aderhold, G., Hoffmann, I., Nix, T. & Rosenberg, F.: Erläuterungen zur Grube Messel bei Darmstadt (Südhessen). – Schr.-R. Dt. Geol. Ges., **8** = Kl. Senckenberg-R., **31**: 181–222, 25 Abb., 7 Tab.; Hannover.
- Harms, F.-J., Hottenrott, M. & Wallner, H. (2000): Neues Vorkommen der Messel-Formation bei Eppertshausen entdeckt. – Natur und Museum, **130**(5): 161–163, 2 Abb.; Frankfurt a.M.
- Hummel, K. (1924): Vulkanisch bedingte Braunkohlenbildung. – Braunk., **1924**(17): 293–298, Abb. 117–118, 1 Tab.; Halle a.d.S. – [Messel: S. 296–297, Fußnote]
- Kagels, T. (1996): Struktur und Entstehung der Ölschieferbecken im Gebiet von Messel. – Dipl.-Arb. Univ. Mainz: 131 S.; Mainz. [unveröff.]
- Kelts, K. & Arthur, M.A. (1981): Turbidites after ten years of deep-sea drilling – wringing out the mop? – In: Wärme, J.E., Gouglas, R.G. & Winterer, E.L. [eds.]: The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **32**: 91–127; Tulsa.
- Krutzsch, W. (1957): Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. – Zeitschr. angew. Geologie, **3**, H. 11/12: 509–548, 16 Taf., 1 Tab., 1 Kt.; Berlin.
- Krutzsch, W. (1966): Die sporenstratigraphische Gliederung des älteren Tertiärs im nördlichen Mitteleuropa (Paläozän–Mitteloligozän). – Abh. Zentr. Geol. Inst., **8**: 112–149, 2 Tab.; Berlin.
- Krutzsch, W. (1967): Der Florenwechsel im Alttertiär Mitteleuropas auf Grund von sporenpaläontologischen Untersuchungen. – Abh. zentr. geol. Inst., **10**: 17–37, 7 Abb.; Berlin.
- Krutzsch, W. (1970): Die stratigraphisch verwertbaren Sporen- und Pollenformen des mitteleuropäischen Alttertiärs. – Jb. Geol., **3** (für 1967): 309–379, 1 Abb., 16 Taf.; Berlin.
- Krutzsch, W. (1976): Die Mikroflora der Braunkohle des Geiseltals. Teil IV: Die stratigraphische Stellung des Geiseltalprofils im Eozän und die sporenstratigraphische Untergliederung des mittleren Eozäns. – In: Eozäne Floren des Geiseltals. – Abh. Zentr. Geol. Inst., **H. 26**: 47–92, 4 Abb., 8 Tab.; Berlin.
- Krutzsch, W. unter Mitarbeit von Blumenstengel, H., Kiesel, Y. & Rüffle, L. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mittelozeän bis Oberligozän) in Mitteleuropa und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphien – paläobotanisch-ökologische Klima- und Evolutions-Stratigraphie der Vertebraten). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **186**(1-2): 137–253, 21 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- Laubersheimer, F. (1997): Vermessung magnetischer Anomalien über Ölschieferbecken bei Messel: Quantitativer Vergleich verschiedener Vorkommen auf dem Sprendlinger Horst. – Dipl.-Arb. Univ. Mainz: 127 S.; Mainz. [unveröff.]
- Liebig, V. (1999): Kernbohrung Offenthal 1998 (Sprendlinger Horst, Südhessen). – In: Hoppe, A. & Abel, H. [Hrsg.]: Geotope – lesbare Archive der Erdgeschichte. – Schr.-R. Dt. geol. Ges., **7**: 67–69, 1 Abb.; Hannover.

- Lippolt, H.J., Baranyi, I. & Todt, W. (1975): Die Kalium-Argon-Alter der post-permischen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens. – Der Aufschluß, Sonder-B., **27** (Odenwald): 205–212, 2 Abb.; Heidelberg.
- Marell, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **89**: 128 S., 57 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- Matthess, G. (1966): Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **51**: 87 S., 11 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- Meyer, K.-J., 1988: Pollen and spores. The description of the interregional zonation of the Paleogene (SP zones 1–8). – In: R. Vinken, ed.: The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme Project 124. Geol. Jb., **A100**, 288–320.
- Müller, C. (1995): Geophysikalische Messungen zur Bestimmung der geologischen Lageverhältnisse der Ölschiefergrube Prinz von Hessen. – Dipl.-Arb. Univ. Mainz: 152 S.; Mainz. [unveröff.]
- Müller, M. (1995): Gravimetrische und tektonische Untersuchungen der Schwerestörung bei Messel. – Dipl.-Arb. Univ. Mainz: 104 S.; Mainz. [unveröff.]
- Pflug, H.D. (1952): Palynologie und Stratigraphie der eozänen Braunkohlen von Helmstedt. – Paläont. Z., **26**(1/2): 112–137, 8 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- Pflug, H.D. (1953): Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. – Palaeontographica, **B95**(4-6): 60–171, 10 Abb., 3 Tab., Taf.: 15–25; Stuttgart.
- Pflug, H.D. (1957): Zur Altersfrage und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesondere hessischer) Braunkohlen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 152–178, 5 Abb., 9 Tab., Taf. 8–9; Wiesbaden.
- Pflug, H.D. (1986): Palyno-Stratigraphie des Eozän/Oligozän im Raum von Helmstedt, in Nordhessen und im südlichen Anschlußbereich. – In: H. Tobien (Hg.): Nordwestdeutschland im Tertiär. – Beitr. Reg. Geol. Erde, **18**: 567–582., 4 Abb., 2 Tab.; Berlin – Stuttgart (Borntraeger).
- Pirring, M. (1998): Zur Entstehung isolierter alttertiärer Seesedimente in zentraleuropäischen Vulkanfeldern. – Mainzer Naturwiss. Arch., Beih., **20**: 117 S., 26 Abb., 17 Tab., 10 Taf.; Mainz.
- Rietschel, S. (1988): Taphonomic Biasing in the Messel Fauna and Flora. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **107**: 169–182, 3 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a.M.
- Rolf, C. (2000): Das Kryogenmagnetometer im Magnetiklabor Grubenhagen. – Geol. Jb., **E52**: 161–188; Hannover.
- Schaal, S. & Ziegler, W. [Hrsg.] (1988): Messel – Ein Schaufenster in die Geschichte der Erde und des Lebens. – 315 S., 404 Abb.; Frankfurt (Kramer). – [Englische Ausg.: Schaal, S. & Ziegler, W. [Ed.] (1992): Messel – An insight into the history of life and of the Earth. – 322 S., 404 Abb.; Oxford, England (Clarendon).]
- Schuler, M., 1990: Environnements et paléoclimates paléogènes. Palynologie et biostratigraphie de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur dans les fossés rhénan, rhodanien et de Hesse. Doc. B.R.G.M., **190**, 503 S.
- Sittler, C. (1965): Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Études sédimentologiques et paléoclimatiques. – Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., **24**: 392 S.; Strasbourg.
- Sittler, C. (1968): L'analyse pollinique dans l'Est de la France. Étude des formations éocènes ou rapportées à l'Éocène et des stratotypes palynologiques de Borken et de Messel. – Mém. B.R.G.M., **58**: 165–171; Paris.
- Sturm, M. & Schmidt, O.T. & Ohlendorf, C. (1999): An exceptional turbidity current event in Brienzersee, Switzerland. – Lennou, 2. Int. Congr. Limnogeology, Abstr., Poster: 51; Brest.
- Thews, J.-D. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1:300 000 (GÜK 300 Hessen), Teil I: Kristallin, Ordoviz, Silur, Devon, Karbon. – Geol. Abh. Hessen, **96**: 237 S., 39 Abb., 17 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- Thiele-Pfeiffer, H. (1988): Die Mikroflora aus dem mitteleozänen Ölschiefer von Messel bei Darmstadt. – Palaeontographica, B, **211** (Lfg. 1-3): 86 S., 2 Abb., 16 Taf., 2 Diagramme; Stuttgart.
- Thomson, P.W. & Pflug, H.D. (1953): Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. – Palaeontographica, B, **94** (1–4): 138 S., 20 Abb., 15 Taf., 5 Tab.; Stuttgart.
- Tobien, H. (1961): Ein *Lophiodon*-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den Niederhessischen Braunkohlen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 7–16; Wiesbaden.
- Weber, J. & Hofmann, U. (1982): Kernbohrungen in der eozänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. – Geol. Abh. Hessen, **83**: 58 S., 3 Taf.; Wiesbaden.
- Wittich, E. (1899): Beiträge zur Kenntnis der Messeler Braunkohle und ihrer Fauna. 1. Teil: Geologie der Messeler Braunkohle. – Abh. grhzgl.-hess. Geol. L.-Anst. Darmstadt, **3**(3): 79–102, 1 Taf.; Darmstadt.
- Wonik, T. & Bücker, C. (2001): Geophysikalische Eigenschaften der in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erbohrten Basalte. – Geol. Abh. Hessen (im Druck); Wiesbaden.
- Wonik, T. & Salge, S. (2000): Eine Apparatur für geophysikalische Messungen in kleinkalibrigen Bohrungen bis 1300 m Teufe. – Geol. Jb., E 52: 129–160; Hannover.

Anhang 1. Ausführliche Schichtenverzeichnisse der Forschungsbohrungen

Die Bohrungen Prinz von Hessen und Groß-Zimmern wurden zunächst bei Tageslicht, unmittelbar nach dem Ziehen der Kernstücke aufgenommen. Zu diesem Zweck wurde ein etwa 3 cm breiter Schlitz in den Liner gesägt. Eine zweite, detailliertere Aufnahme der Grobklastika erfolgte während der Sägearbeiten im Kernlager in Aumenau unter Tageslicht mit Zuhilfenahme von Neonbeleuchtung. Hier standen dann beide Kernhälften zur Verfügung. Bei den Schwarzpelitkernen erfolgte nur in ausgewählten Teilbereichen eine Zweitansprache. Die Beschreibung fand am bergfeuchten Material statt.

Fazieswechsel mit Mächtigkeiten unter 1 cm werden nicht gesondert beschrieben. Die Korngröße des Schwarzpelits liegt, wenn nicht anders erwähnt im Schluffbereich. Der Schwarzpelit ist stark wasserhaltig und oft kohlig. Die Grobklastika sind generell schlecht Korngrößen-klassiert. Dies wird deswegen in der Beschreibung nicht gesondert erwähnt. Die Gesteine besonders der Bohrung Groß-Zimmern sind stark alteriert. Die Farbangaben entsprechen dem MUNSELL-System (Rock-Colour Chart).

Anhang 1.1 Forschungsbohrung Groß-Zimmern B/97-BK 8 (von M. Felder)

Quartär:

- 0,15 m: Sand, humos (Boden, A_n-Horizont)
- 0,40 m: Feinsand, schwach mittelsandig, blass olivfarben [5Y 6/3] (Flugsand; Würm-Kaltzeit)

Tertiär:

- 0,85 m: Feinsand, schluffig-tonig, blass olivgelb [7,5Y 6/3], mit roten Schlieren

Tertiär, Eozän:

- 2,40 m: Feinsand, schluffig-tonig, orangebraun [2,5YR 6-4/6], mit matt gelborange [10YR 7/2] gebleichten Tonlinsen; nach unten Übergang zu Ton, braun [7,5YR 4/4]
- 2,85 m: Ton, braun [7,5YR 4/4], mit sehr wenigen Schwarzpelitklasten bis Feinkiesgröße
- 3,00 m: Übergang von Ton, braun [7,5YR 4/4], zu Schwarzpelit, schwarzbraun [7,5YR 2/3], mit Sandlinsen und -bändern, matt braun [5YR 6/3]
- 4,50 m: Kernverlust; nach Spülung: Schwarzpelit, schwarzbraun [7,5YR 2/3]
- 4,67 m: Schluff, schwach feinsandig, schwarzbraun [7,5YR 3/2]
- 6,50 m: Schwarzpelit, rötlichgrau [7,5R 7/1,7], laminiert oder mit hellen Linsen; Klufteinfällen 70°; **5,75–5,83 m:** gelblich; **5,83–6,00 m:** schlierig
- 7,85 m: Kernverlust; nach Spülprobe: Schwarzpelit, rötlich-schwarz [5R 2/1,7]; Einfallen 35°
- 8,60 m: Schwarzpelit, sehr schwach feinsandig, olivschwarz [7,5Y 3/1], undeutlich laminiert oder feingeschichtet, im oberen Teil mit hellen, tonigen Intraklasten; Einfallen 30–25°; **8,00–8,10 m:** massig; darunter mit hellen Laminae
- 9,80 m: Schwarzpelit, sehr schwach feinsandig, olivschwarz [7,5Y 2/2], mit olivgrauen [10Y 4/2] Laminae und Feinschichten und einzelnen Klasten; Einfallen 0°; **ab 8,86 m:** mehr helle Feinschichten, schlierig,

teilweise mit Schwarzpelitklasten bis Mittelkiesgröße

- 10,20 m: Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], mit eingeregeltten, hellen und Schwarzpelitklasten bis Mittelkiesgröße; Einfallen 15–18°
- 11,50 m: Kernverlust; nach Spülprobe: Schwarzpelit
- 15,95 m: Schwarzpelit, schwarz [2,5GY 2/1,5], schlierig, laminiert, mit grauen Laminae, z.T. mit Klasten bis Feinkiesgröße und kohligen Linsen, grünlichgrau; Einfallen 5–25°, unten 30–50°; **13,72 m:** Groblamine, gradiert von Schluff zu Ton; **bei 14,36 m:** sandiger Klast mit eckigen bis angerundeten, vertonten Klasten; im unteren Teil mehr sandige Klasten (hellgrau-beige); **15,65–15,86 m:** Sand, schluffig-tonig, mit hellen, roten und einigen Schwarzpelitklasten bis Feinkiesgröße
- 18,00 m: Kernverlust; nach Spülprobe Schwarzpelit oder Kohle
- 20,40 m: Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], mit sandigen, schwarzen und beigefarbenen Extraklasten sowie beigefarbenen Intraklasten bis Feinkiesgröße, Siderit; Einfallen 25–45°; **ab 19,5 m:** fast ohne Intraklasten; an der Basis grauer, eckiger Klast; Einfallen z.T. 80–90°
- 21,40 m: Kernverlust
- 21,54 m: Klasten, schwarz [N1,5-2], verkieselt, laminiert, mit beigefarbenen Laminae
- 21,96 m: Invers von Fein- zu Grobkies, sandig, gradiert, beigegrau [2,5GY 6/1], mit roten, beigefarbenen und grauen Klasten bis Feinkiesgröße; **ab 21,65 m:** olivschwarz [5Y 2/1], hinzu kommen gelbe Klasten bis Feinkiesgröße
- 22,25 m: Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], mit beigefarbenen, unregelmäßigen Laminae; **bei 22,05 m:** sandiger Klast; Einfallen 5°
- 22,90 m: Schwarzpelit, teilweise sandig, olivschwarz [5Y 2/1], laminiert, mit beigefarbenen Laminae; Einfall-

- len 5°; **22,25–22,40 m**: Schwarzpelit, z.T. sandig; darunter sandiger, mit roten Klasten; Einfallen 20°; **22,61–22,64 m**: Sand, tonig, gradiert, beige-braun; kleine Abschiebung
- 23,40 m**: Sand, tonig, schlierig und Schwarzpelit, olivschwarz [7,5Y 2/2], mit wenigen Klasten bis Feinkiesgröße; Einfallen oben 25°; unten 15° entgegengesetzt
- 25,25 m**: Schwarzpelit, schwach mittelsandig, kohlig, olivgrau bis schwarz [10Y 4/1, 5Y 2/2], z.T. Lamination erkennbar oder mit beigefarbenen Intraklasten bis Mittelkiesgröße; 20° Einfallen; **bei 24,20 m**: beigegraue Laminae; darunter deutlich laminiert; **bei 24,40 m**: Siderit(?)laminae, beigegrau [2,5Y 3/2, 5Y 7/2]; Einfallen 15–25°; **bei 24,60 m**: beigegraue Groblaminae, z.T. stark deformiert; Aufschiebung; Rutschungsstrukturen; **ab 25,15 m**: fein laminiert, braunschwarz [10YR 2/2], Siderit?
- 25,48 m**: Schwarzpelit, kohlig, braunschwarz [10YR 2/2], z.T. mit Schwarzpelitklasten
- 25,50 m**: Schwarzpelit(klast?), beigegrau [5Y 7/2], laminiert; Einfallen 20°
- 26,30 m**: Schwarzpelit, sandig-tonig, olivschwarz [5Y 2/1], mit beigefarbenen und schwarzen, zerrissenen Laminae und Klasten bis Feinkiesgröße; Untergrenze schlierig
- 27,35 m**: gradiert von Sand, mittelkiesig, zu Sand, feinkiesig, grüngrau [10G 5/1], mit beigefarbenen, weißen, schwarzen und wenigen roten, eckigen Klasten, die meisten Klasten haben einen alterierten Rand; **26,90 m**: beigegräuer Klast; **bei 27,30 m**: schlieriger, dunkler (Schwarzpelit?) Klast; erosiv
- 27,40 m**: Schwarzpelit, sandig, schwarzbraun [10YR 2/1]
- 27,50 m**: Nachfall
- 32,40 m**: Schwarzpelit, sandig, schwarzbraun [10YR 2/1], laminiert, teilweise mit eingeregelt, beigefarbenen und Schwarzpelitklasten bis Mittelkiesgröße; Rutschungsstrukturen; Einfallen 0°; **bei 27,76 m**: Einfallen 45°; **ab 28,30 m**: eingeregelt, weiße Intraklasten bis Mittelkiesgröße; Einfallen 0°; **28,45–28,53 m**: 1,5 cm Siderit?, darunter gradiert von Schwarzpelit mit Intraklasten, zu Ton; **ab 28,58 m**: grob laminiert, im unteren Teil Sideritlaminae; Einfallen 25–35°; **ab 28,85 m**: schwarzbraun [10YR 2/1], mit zerrissenen, beigegräuen Laminae und kohligem, ungeschichtetem Material, einige Sideritlaminae; Einfallen oben 25°; unten 30° entgegengesetzt; große Rutschungsstrukturen; kleine Abschiebungen; **30,35–30,51 m**: erdig-kohlig, olivschwarz [7,5Y 3/2], massig, wenig undeformierte Partien; auch Schwarzpelit, olivschwarz [7,5Y 3/1], Wechsel von erdigen und tonig-schluffigen Partien; Einfallen 15°
- 32,90 m**: Schwarzpelit, olivschwarz [7,5Y 3/1], massig oder mit Intraklasten von laminiertem Schwarzpelit bis Blockgröße, mit hellen und welligen Laminae; im unteren Teil graue, wolkige Klasten und zerrissene Laminae; Einfallen 0–25°; **ab 32,78 m**: gelb
- 33,18 m**: Schwarzpelit, laminiert, olivschwarz [7,5Y 3/1], stark deformiert
- 37,60 m**: Brekzie, sandig-tonig, bläulichgrau [5 B 5/1]; nach unten zunehmend mit roten, beigegelben und beigefarbenen Klasten bis Mittelkiesgröße, mit Verwitterungssaum und oft stark alteriert, abgerundet oder eckig; **34,65–35,65 m**: ohne rote Klasten; **35,65–37,15 m**: Kernverlust; **ab 37,38 m**: Klasten mit milchig-grauweiß gefüllten Blasen (Melaphyr?)
- 40,00 m**: Brekzie, bläulichgrau [5B 5/1], durch Sandsteinklasten mit Bleichflecken (Rotliegend), eckig, invers von Grobsand zu Blockgröße gradiert; **38,30–38,50 m**: Kernverlust; **bei 39,75 m**: Klast, blockgroß, blasig, graugrün [5G 5/2]
- 40,50 m**: Rotliegend-Tonsteinklast oder -klasten, leuchtend braun [2,5YR 5/6], mit Bleichungsflecken bis Feinkiesgröße; Untergrenze unregelmäßig
- 41,20 m**: Brekzie, tonig, grüngrau [10GY 6/2], mit vielen roten Tonklasten (mit Bleichflecken) bis Grobkiesgröße, am Rand 1–2 mm gebleicht
- 43,25 m**: Brekzie, stark tonig, zunehmend leuchtend braun [2,5YR 5/6], korngestützt, mit vielen Bleichflecken und sehr vielen Rotliegend-Klasten bis Blockgröße; Einfallen 70°; **41,60–42,00 m**: wenig Bleichflecken; Einfallen 30–35°
- 44,24 m**: Rotliegend-Feinsandstein, tonig, rotbraun [5YR 4/7], mit vielen Bleichflecken, auf den Schichtflächen Hellglimmer, schräggeschichtet
- 44,80 m**: Brekzie, tonig, grünschwarz [10G 2/2] oder rotbraun [5YR 4/7], mit Rotliegend-Sandsteinklasten bis Mittelkiesgröße, z.T. mit Glimmer
- 46,30 m**: Brekzie, stark tonig, rotbraun [2,5YR 4/6], mit Glimmer, roten und gebleichten Rotliegend-Klasten bis Blockgröße
- 47,30 m**: Brekzie, tonig, grünschwarz [10G 2/2], mit gebleichten Schlacken und sehr vielen Rotliegend-Klasten bis Mittelkiesgröße
- 51,90 m**: Brekzie, stark sandig-tonig, grauoliv [5Y 6/2], mit wenigen Rotliegend-Klasten und grauen Schlacken, gerundet; **bei 47,54 m**: Amphibolitklast?; **47,90–48,90 m**: schmutzig gelbgrün [5G 5/2]; nach unten toniger und blass grün [10G 6/2], Rotliegend-Klasten bis Blockgröße; **48,90–50,40 m**: olivgrau [7,5Y 5/2], hinzu kommen gebleichte Klasten bis Mittelkiesgröße, viele graue, blasige Schlacken bis Grobkiesgröße; darunter keine roten Klasten; **50,52–50,60 m**: Klast, olivgrau [5Y 6/2], dicht,

- schwarze Blasenfüllungen
- 53,40 m:** Brekzie, sandig-tonig, blass grün [5G 8/2], mit Rotliegend-Sand- und Tonsteinen und grünen Klasten sowie basaltischen Schlacken bis Grobkies-, unten bis Blockgröße, meist eckig; **52,65–52,95 m:** roter Klast oder Klasten
- 57,90 m:** Brekzie, stark tonig, rotbraun [2,5YR 4/4-6] oder blass grün [5G 8/2], mit roten, teilweise gebleichten Rotliegend-Klasten bis Mittelkiesgröße, meist eckig; **ab 53,65 m:** bis Blockgröße; **ab 54,30 m:** bis Grobkiesgröße; **ab 56,40 m:** bis Blockgröße, hinzu kommen grüngraue Klasten; Einfallen 20°; **57,61–57,77 m:** roter, toniger Rotliegend-Feinsandstein mit gebleichtem Band; Einfallen 13° entgegengesetzt
- 58,60 m:** Rotliegend-Tonsteinklast(en), rotbraun [2,5YR 4/4], mit vielen gebleichten Flecken und Glimmer
- 69,50 m:** Brekzie, tonig, graugrün [10G 5/2 und 5G 4/1], mit vielen grauen Schlacken, wenigen Rotliegend- und grünen Klasten bis Mittelkiesgröße; Einfallen 70°; **ab 59,40 m:** graugelb [5Y 7/2]; **60,69–60,75 m:** verwitterter Basalt(?)klast; **60,75–60,86 m:** rotbräunlich; darunter gelbgrün [5GY 7/4]; **ab 61,05 m:** blass grün [10G 6/2], Rotliegend-Klasten bis Feinkiesgröße, blockgroßer, grauer Klast; **bei 62,30 m:** graubrauner Klast mit weißen und grauen Flecken; **bei 62,55 m:** Rotliegend-Klast, Grobkiesgröße; **ab 62,55 m:** blass grün [5G 6/2], der Anteil dunkelgrauer Schlacken nimmt zu; **bei 64,05 m:** bis Mittelkiesgröße; **ab 64,05 m:** gelblichgrün [5GY 7/2], viele graue Schlacken bis Grobkiesgröße; **ab 65,50 m:** blass grün [10G 8-6/2], hinzu kommen dunkeltürkisfarbene, schwarze (bis Grobkiesgröße) und graue Klasten bis Feinkiesgröße; **65,90 und 66,55 m** grauolivgrün [5GY 3/2]; **bei 66,90 m:** grobkiesgroßer, rotweißer Klast; **ab 67,00 m:** gelblichgrün [5GY 7/2], mehr graue, gerundete Klasten, hinzu kommen grüngraue Klasten; **68,27–68,30 m:** fleckig, blass grün [10G 7/2] und braungrau [5YR 6/1]; **ab 68,50 m:** blass grün [10G 6/2], wenige Rotliegend-Klasten
- 70,00 m:** Brekzie, grünlichschwarz [5GY 2/1], mit wenigen grünen und weißen, sandigen Klasten bis Mittelkiesgröße
- 76,20 m:** Lapillituff, grauschwarz [N2], mit Pyroxen, vielen basaltischen Lapilli, wenigen Rotliegend-Sandsteinklasten sowie grünen und beigefarbenen Klasten bis Grobkiesgröße, eckig bis gerundet, karbonatische Matrix, Blasen- und Kluffüllungen; der Tuff wird in unterschiedlichen Abständen jeweils von 1–2 cm quellfähigem, braungrauem Ton unterbrochen; Kluffeinfallen 0°; im oberen Teil oxidische Kluffbeläge, eine der Klüfte durchschlägt einen roten Klasten; **ab 71,50 m:** schlierig, oben bis Mittel-, unten bis Feinkiesgröße; **ab 73,00 m:** auch türkisgrüne Klasten; **73,89–73,98 m:** Rotliegend-Feinsandsteinklast mit karbonatischen Klüften; **ab 75,20 m:** graugelbgrün [5GY 7/2], z.T. gelb bis türkisgrün; mit 2 grobkiesgroßen, Rotliegend-Sandstein Klasten; **ab 76,00 m:** Übergang in rotbraun [5YR 4/6]
- 78,69 m:** vulkaniklastische Brekzie, rotbraun [5YR 4/6], karbonatisch, mit großen Kalklinsen, relativ wenigen rotbraunen, schwarzen und hellbraunen Klasten und Schlacken bis Grobkiesgröße; **ab 76,50 m:** braunschwarz, olivfarben oder gelbgrün [2,5Y 3/2, 5GY 7/2-4], bis Mittelkiesgröße; **bei 77,65 m:** türkisfarben, mit grauen, am Rand entfärbten Klasten; **ab 77,70 m:** schwarzbraun [7,5YR 3/2]; nach unten grau [N5], hinzu kommen braungraue, am Rand grüne und blass gelbgrüne Schlacken, bis Mittelkiesgröße, an Klüften gelbgrün [5GY 7/4]; **ab 78,40 m:** wird die Brekzie in unterschiedlichen Abständen jeweils von 1–2 cm quellfähigem, braungrauem Ton unterbrochen, grau [N5] orangefarbene Flecken, an Klüften grünlich
- 92,85 m:** Lapillituff, feinkiesig, grünlichschwarz [5GY 2/1], mit gleichfarbenen und grünlichgrauen Lapilli sowie wenigen eckigen, Rotliegend-Klasten bis Mittelkiesgröße, häufig am Rand entfärbt, gerundet oder angerundet; der Tuff wird in unterschiedlichen Abständen jeweils von 1–2 cm quellfähigem, braungrauem Ton unterbrochen, teilweise viel Karbonat; **81,80–83,30 m:** wenig tonige Scheiben, ohne Klüfte; **ab 84,75 m:** hinzu kommen beigefarbene, blasenreiche Schlacken; **ab 90,80 m:** schwarz [N2]; fast ohne Rotliegend-Klasten; **ab 92,60 m:** olivschwarz [5Y 2/1]; Kluff mit brauner Färbung [7,5YR 5/8]
- 93,49 m:** Brekzie, braunschwarz [10YR 3/2]; nach unten zunehmend gelbgrün [10GY 7/2], mit grünen Schlacken bis Mittelkiesgröße, wenig Karbonat; **bei 93,20 m:** grauer Klast mit rotbraunem Rand; **ab 93,23 m:** gelblichbraun [10YR 4/2], karbonatisch
- 97,90 m:** Brekzie, schluffig-tonig, gelblich-braun [10YR 5/4], mit Quarz, basaltischen Schlacken und grauen Klasten bis Feinkiesgröße, immer wieder unterbrochen durch 1–2 cm quellfähigen Ton, karbonatisch; **ab 94,70 m:** mit grünen Flecken bis Grobkiesgröße, hinzu kommen hell orangefarbene, rotbraune und graue Klasten; **95,30–96,80 m:** an Klüften partienweise grün, dort viel, im übrigen Gestein relativ wenig Karbonat; **96,95–97,07 m:** graue Schlacke mit rostroter Kruste; **97,38–97,48 m:** rötlichbraun [7,5YR 5-4/6], an Klüften graugelbgrün [10GY 7/2]

- 108,10 m:** Brekzie, sandig, stark tonig, graugelbgrün [10GY 7/2], mit rotbraunen, olivfarbenen und grünen Klasten und Schlacken bis Mittelkiesgröße, karbonatisch; nach unten schmutzig grüngelb [5GY 5/2], z.T. grünweiß oder rotbraun, Klasten bis Grobkiesgröße; **bei 98,60 m:** bis Blockgröße, hinzu kommen graugelbbraune, rotbraune und schwarze Klasten bis Feinkiesgröße; **ab 98,30 m:** grau [N4], mit grauen Klasten; **ab 99,80 m:** gelbgrün, türkisfarben oder bräunlichrot [5GY 7/2], wie auch die Klasten, hinzu kommen grau-grüne Schlacken, Quarz, Quarzit(?), rosafarbene (Feldspäte) und einige gerundete Klasten aus dem Grundgebirge bis Mittel-, unten bis Grobkiesgröße; **ab 104,30 m:** beigefarben [10YR 8/2] oder gelbgrau: [10GY 7/2, 5GY 7/4], grusig, schwach karbonatisch; **ab 105,80 m:** einzelne Kalkflecken
- 108,80 m:** Brekzie, [5YR 4/2], mit blockgroßen Schlacken, beigefarbenen bis grüngrauen Flecken und weißen Klasten bis Feinkiesgröße, karbonatfrei
- 112,85 m:** Brekzie, die Farbe wechselt von beigebraun [10YR

6/2] zu gelblichgrün [5Y 8/2], mit Schlacken, Granitklasten und Quarz bis Grobkiesgröße und einem mittelkiesgroßen Calcit; **110,50–111,30 m:** rotbraune Ton- und Feinsandklasten bis Grobkies-, gelbbraune, und graue bis Feinkiesgröße; **ab 111,80 m:** olivgrau [5GY 6/2 -5Y 8/1], hinzu kommen rosafarbene Klasten bis Mittelkiesgröße, kaum Karbonat; **112,85–113,05 m:** braungrüner Klast; **ab 113,05 m:** meist karbonatfrei, Klasten bis Mittelkiesgröße, hinzu kommen weiße und grüne Minerale; **ab 113,30 m:** grau-grün [5G 5/3], viele graubraune und rote Klasten; nach unten zunehmend grusig, mit wenigen roten und grauen Klasten; scharfe Untergrenze

- 116,30 m:** Brekzie, sandig-tonig, dunkel-[5G 3/2] oder hellgrün [5G 7/4], mit roten, grünen und grauen Klasten bis Mittelkiesgröße, kaum Karbonat; **ab 114,80 m:** stark tonig, dunkelgrün, [10GY 3/2], auch weiße, schwach karbonatische Klasten

Endteufe

Anhang 1.2 Forschungsbohrung Prinz von Hessen B/97-BK 9 (von M. Felder)

Die Korngröße des Schwarzpelits liegt, wenn nicht anders beschrieben, im Tonbereich. Er ist verglichen mit dem Schwarzpelit von Groß-Zimmern wasserärmer und scheint einen niedrigeren Gehalt an organischem Material zu haben. Da die Grobklastika generell schlecht sortiert sind, wird dies nicht gesondert erwähnt.

Quartär, Holozän:

- 0,50 m:** Feinkies, rot (künstliche Auffüllung: Parkplatz)

Tertiär:

- 4,90 m:** Ton, schluffig, orangebraun

Tertiär, Eozän(?):

- 6,00 m:** Schwarzpelit, grauolivfarben [5Y 5/2-4], massig oder undeutlich laminiert, mit gelben Flecken; **ab 5,39 m:** olivschwarz [5Y 3/2], kaum gelbe Flecken; **ab 5,80 m:** stückig zerbohrt
- 6,10 m:** Nachfall

Tertiär, Eozän:

- 7,50 m:** Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 3/1], schlierig laminiert oder mit Tonlinsen
- 7,90 m:** Schwarzpelit, grauolivfarben [5Y 5/2], stark deformiert, mit laminierten Schwarzpelitklasten
- 14,50 m:** Kernverlust, nach Spülung Schwarzpelit
- 14,55 m:** Klast, matt gelb [2,5Y 6/3], hart, zerbohrte Schicht
- 15,08 m:** Schwarzpelit, braunschwarz [2,5Y 3/1], undeutlich

wellig laminiert; im unteren Teil linsig, gelbe [2,5Y 6/3] Laminae

- 15,80 m:** 2 cm Schwarzpelit, massig, braunschwarz [2,5Y 3/1]; darunter grob wellig laminiert oder mit Intra-klasten
- 18,85 m:** Kernverlust
- 18,91 m:** Schwarzpelit, grünlichgrau [5GY 4/1], wellig laminiert; Rutschungsstruktur; Einfallen 5–15°
- 18,97 m:** Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], sandig bis feinkiesig, durch weiße Klasten invers gradiert
- 19,63 m:** Schwarzpelit, grünlichgrau [5GY 4/1] und Kohle, olivschwarz [5Y 2/1], grob wellig laminiert, gradiert oder linsig, mit sandigen Laminae (mit roten und weißen Klasten) und Klasten; Rutschungsstrukturen, Abrissmarken; **18,40 m:** gelborangefarbene Laminae; **19,20 und 19,50 m:** sandige Feinschichten; darunter sind die Laminae weniger deformiert; **19,30–19,38 m:** graugelb [5Y 8/4], zerrissene Laminae (Siderit?); Rutschungsstruktur; **19,55 m:** gelbe Laminae
- 19,68 m:** Sand, tonig-schluffig, olivgrau [5Y 5/1], mit Schwarzpelitklasten bis Grobkiesgröße in der oberen und weißen Feinkiesklasten in der unteren Hälfte
- 20,04 m:** Schwarzpelit, grünlichgrau [5GY 4/1], wellig oder linsig laminiert; Abrissmarken; **19,95–19,99 m:** gradiert von Ton, feinkiesig, mit Schwarzpelitklasten, zu Ton

- 20,13 m: Ton, sandig-schluffig, grünlichgrau [5GY 4/1], mit Schwarzpelitintraklasten (Grobkiesgröße) und weißen Extraklasten bis Feinkiesgröße
- 20,30 m: Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], laminiert; **20,30–20,38 m**: mit einem grobkiesgroßen, laminierten Schwarzpelitintraklasten; an der Basis gelbe, deformierte Laminae; Einfallen 5–10°
- 20,54 m: Schwarzpelit, grünlichgrau [5GY 4/1], laminiert; Rutschungsstrukturen
- 20,70 m: Sand, tonig, grünlichgrau [5GY 4/1], mit eingeregelteten Schwarzpelitklasten bis Grob- und Extraklasten bis Feinkiesgröße
- 21,20 m: Schwarzpelit, grünlichgrau [5GY 4/1], linsig oder laminiert, mit Bändern von sandig-kohligen Material, olivschwarz [7,5Y 2/1], teilweise unter Kohleklasten Sand; gelbe Klasten; **ab 21,06 m**: 1 cm Ton, weißlichgelb [7,5Y 8/1]; darunter sandige Groblaminae, olivschwarz [7,5Y 2/1], mehr Kohle, weniger gut laminiert
- 21,75 m: Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], mit sandig-kohligen Intraklasten bis Grobkiesgröße; **21,40–21,75 m**: stückig zerbohrt
- 23,71 m: Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], mit wenigen, kohligen Schlieren sowie Sandlaminae und Linsen im oberen Teil; **21,85–21,90 m**: Tonlaminae mit Schwarzpelit(?)klast; **23,00–23,30 m**: massig; **23,30–23,50 m**: laminiert, mit gelben und braunen Laminae; große Rutschungsstruktur, in der unteren Biegung Sand; **ab 23,50 m**: Übergang in grauolivfarbene, schluffig-feinsandige Laminae [5Y 5/3, 10YR 3-4/3]; Knickfalte oder Verwerfung
- 23,94 m: Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], massig, mit einzelnen gelben Klasten bis Mittelkiesgröße; Abschiebung
- 24,24 m: Schluff, feinsandig, blass hellgelb [7,5Y 8/2, 5Y 6/2], feingeschichtet, mit Schwarzpelitklasten; Rutschungsstruktur
- 26,00 m: Schwarzpelit, dunkelolivgrau [5Y 3/1], laminiert oder linsig; **ab 24,50 m**: dunkelgraubraun [2,5Y 3/1], mit gelben und beigefarbenen, sandigen Laminae mit weißen Feinkiesklasten; Rutschungsstrukturen
- 28,85 m: Kernverlust
- 30,25 m: Schwarzpelit, braunschwarz [10YR 3-2/1], fein laminiert, seltener massig; Einfallen 10°
- 30,82 m: Schwarzpelit, braunschwarz [10YR 2/1], laminiert; **30,57, 30,65, 30,73 und 30,80 m**: sandige Laminae, weißlichgelb [7,5Y 8/1], hart, mit weißen sandigen Klasten
- 30,84 m: Kohle, sehr schwach feinsandig, braunschwarz [5BG 1,7/1]
- 30,85 m: Schluff, sehr schwach sandig, olivgelb [7,5Y 6/3]
- 30,88 m: Schwarzpelit, braungrau [10YR 4/1], mit gelben Flecken
- 30,97 m: Kohle, braunschwarz [5BG 1,7/1]
- 31,02 m: Schwarzpelit, braungrau [7,5YR 4/1], mit Kohlelinsen bis Feinkiesgröße; Untergrenze wellig
- 31,28 m: Kohle, braunschwarz [5BG 1,7/1]
- 31,44 m: Schwarzpelit, braungrau [7,5YR 4/1], mit Kohlelinsen bis Feinkiesgröße
- 31,66 m: Kohle, braunschwarz [5BG 1,7/1] und Kernverlust
- 31,90 m: Schwarzpelit, braungrau [10YR 4/1], massig oder schlierig laminiert
- 31,94 m: Kohle, braunschwarz [5BG 1,7/1]; Einfallen 5°
- 32,01 m: Schwarzpelit, dunkelbraungrau [10YR 3/1], mit Kohleklasten bis Mittelkiesgröße
- 32,06 m: Klast, eckig, hellbraungrau [10YR 6/1]
- 32,43 m: Schwarzpelit, braunschwarz [10YR 2/1], laminiert, mit sandigen Laminae
- 32,48 m: Schluff, grauolivfarben [5Y 5/2], massig; Einfallen 5°
- 32,58 m: Schwarzpelit, dunkelgraubraun [2,5Y 3/1]; **32,44 und 32,52 m**: gelbe Feinschichten
- 32,63 m: Sand, schluffig-tonig, grau gelb [2,5Y 6/2]; in der Mitte olivschwarzes Laminum
- 32,78 m: zwei tonige Laminae, olivgrau [5Y 4/1]; darunter Ton, grau [N5], massig; nach unten laminiert bis feingeschichtet; **ab 32,69 m**: mit grauen, braunen und beigefarbenen Laminae
- 32,85 m: Schwarzpelit, dunkelgraubraun [2,5Y 3/1], mit beigefarbenen und braunen Intraklasten; Untergrenze gebogen
- 32,97 m: Schwarzpelit und Kohle, braunschwarz [10YR 2/1,7], feingeschichtet, z.T. gradiert; **ab 32,95 m**: sandig, olivgrau [10Y 4/3], mit weißen Klasten
- 33,35 m: Schwarzpelit, braunschwarz [10YR 2/1,7], laminiert
- 34,50 m: Kohle, tonig, schwarz [5YR 2/1], mit wenigen gelben Sandintraklasten bis Grobkiesgröße
- 35,26 m: Schwarzpelit, olivschwarz [7,5Y 3/2], mit wenigen gelben, laminierten Schwarzpelit- und Kohleklasten bis Mittelkiesgröße; **34,10–34,20 m**: Kohleklast; Einfallen 5°
- 35,41 m: Kohle, schwarz [7,5Y 2/1,7], massig
- 35,54 m: Schwarzpelit, olivschwarz [7,5Y 3/2], laminiert, mit zwei Kohlefeinschichten; Rutschungsstrukturen
- 35,68 m: Kohle, im obersten Teil orangebraun [7,5YR 5/6]
- 36,35 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], laminiert oder massig, wenig Kohle; Rutschungsstrukturen; **ab 36,05 m**: heller, grob laminiert, Schwarzpelitklasten im oberen Teil
- 36,38 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], massig; erosiv
- 36,42 m: Kohle, schwarz [7,5Y 2/1,7]
- 36,50 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], mit deformierten Laminae; 1 cm Versatz an der Untergrenze
- 36,59 m: Kohle, schwarz [7,5Y 2/1,7]
- 36,75 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], wellig lami-

- niert, deformiert, zwei beigefarbene Laminae
- 36,89 m: Kohle, schwarz [7,5Y 2/1,7]
- 36,92 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], wellig laminiert, deformiert
- 37,02 m: Kohle, schwarz [7,5Y 2/1,7], mit graubrauner Laminae; erosiv
- 37,40 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], laminiert, mit einer kohligten Feinschicht; kleine Abschiebungen; Rutschungsstrukturen; **37,20–37,38 m**: grau [N3-5], Kohleklaster; Einfallen 0–5°
- 37,51 m: Kohle, schwarz [5YR 2/1]
- 37,59 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], laminiert, mit einem Kohlelaminum
- 37,63 m: Kohle, schwarz [5YR 2/1]
- 37,76 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], schlierig feingeschichtet oder laminiert, z.T. stark deformiert und mit Kohlelinsen, besonders direkt unter der überlagernden Kohle
- 37,93 m: Kohle, schwarz [5YR 2/1]; mit 1 cm Schwarzpelit im unteren Teil
- 37,98 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], laminiert, mit deformierten Laminae; kleine Aufschiebung
- 38,07 m: Kohle, schwarz [5YR 2/1]
- 38,38 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], laminiert oder feingeschichtet, mit gradierten Feinschichten, **38,12 m**: Kohlefeinschicht
- 38,48 m: Kohle, schwarz [5YR 2/1]; im unteren Teil Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], laminiert; Rutschungsstruktur; Untergrenze diskordant, gebogen; Einfallen 50°
- 38,58 m: Kohle, schwarz [5YR 2/1]; Einfallen 20°
- 38,70 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], feingeschichtet, seltener laminiert; Einfallen 5°
- 38,95 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], laminiert; Abschiebung, auf der Hochscholle Kohlelinse; große Rutschungsstruktur; Einfallen 0–15°
- 39,07 m: Kohle, schwarz [5YR 2/1], mit gelben Sandlinsen bis Feinkiesgröße
- 39,49 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], laminiert bis feingeschichtet; im oberen Teil mit zwei gelben Sandlaminae mit Glimmer und einer Kohlefeinschicht; im unteren Teil linsig; Abschiebung
- 39,58 m: gradiert von Sand, schluffig, braunschwarz [10YR 3/1,7], mit Schwarzpelitklaster und weißen Klaster bis Feinkiesgröße, zu Ton, gelblich
- 40,20 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], laminiert bis feingeschichtet, mit zwei gelben Laminae; Abschiebungen; **39,86–39,89 m**: Kohle; **ab 40,10 m**: flaserig laminiert, stark deformiert; Einfallen 50°
- 40,77 m: Kohle, schwarz [5YR 2/1], Einfallen 0–5°
- 41,18 m: Schwarzpelit, braunschwarz [7,5Y 3/2], linsig flaserig; **40,85–41,05 m**: Kohlelinsen, -flaser und -feinschichten, braunschwarz [5YR 2/1]; Untergrenze unregelmäßig, mit gelber Linse [5Y 7/3]
- 41,35 m: Kohle, schwarz [5Y 1,7/1]; Untergrenze unregelmäßig
- 41,48 m: Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], schlierig wolkig, laminiert oder linsig, mit Kohlelinse, deformiert
- 41,60 m: Kohle, schwarz [5Y 1,7/1]
- 41,90 m: Pelit, gelb; darunter Kohlefeinschicht, schwarz [5Y 1,7/1]; **ab 41,69 m**: Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], laminiert, **ab 41,83 m**: stark deformiert oder massig
- 42,23 m: Kohle, schwarz [5Y 1,7/1]; Klufteinfällen 70°
- 42,78 m: Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], laminiert oder feingeschichtet, mit dunklen, kohligten und gelben Laminae [5Y 1,7/1, 5Y 4/1]; Ösenstrukturen (Loop Structures)
- 42,92 m: Kohle, schwarz [5Y 1,7/1]
- 43,00 m: 3 cm Ton, gelblichbraun; darunter Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1]
- 43,35 m: Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], laminiert mit Kohlelinsen, meist stark deformiert
- 43,45 m: Kohle, schwarz [5Y 1,7/1]
- 43,80 m: Kernverlust
- 43,90 m: Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], laminiert, deformiert; Einfallen 5–10°
- 44,04 m: Kohle, schwarz [5Y 1,7/1]
- 44,15 m: Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], laminiert
- 44,70 m: Kohlefeinschichten, schwarz [5Y 1,7/1], im Wechsel mit wenig Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], laminiert
- 44,90 m: Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], laminiert, stark deformiert
- 45,00 m: Schwarzpelit, olivgrau [5Y 4/1], massig, mit einem großen, laminierten Schwarzpelitklaster
- 45,36 m: Schwarzpelit, schwarz [5R 1,7/1], feingeschichtet oder laminiert, beigefarbene Linsen; Einfallen 0–15°
- 48,36 m: Schwarzpelit, schwarz [5Y 1,7/1], z.T. laminiert; **ab 46,30 m**: etwas heller, mit weißen Klaster bis Feinkiesgröße
- 48,48 m: Sand und Ton, olivgelb [5-2,5Y 6/3], feingeschichtet, mit hellgrünlichgrauen [5GY 8-9/1] Linsen sowie gerundeten und eckigen, weißen Klaster bis Grobkiesgröße, nahe und unter der Basis einer gelben Schicht; **48,42 und 48,44 m**: Schwarzpelit
- 53,75 m: Schwarzpelit, rötlichschwarz [5R 2/1, 5Y 2-1,7/1], fein laminiert, selten deformiert; **49,10–49,50 m**: Kernverlust; **51,73–51,83 m**: Sideritlaminae?; **52,30–52,50 m**: Sideritkonkretion oder -klaster, weißgrau [N9], zoniert; stückig zerbohrt
- 55,40 m: Schwarzpelit, dunkelgraurot [5R 3-2/2], massig oder laminiert; **53,60–53,70 m**: Sideritlaminae, darunter hellbraun; **bei 54,00 m**: große Rutschungsstruktur; **54,40–54,48 m**: Feinkies, tonig, mit weißen Extraklaster und Intraklaster, Injek-

- tion?; Ober- und Untergrenze fallen entgegengesetzt ein und sind unregelmäßig; **54,92–54,95 m**: gradiert von Fein- bis Mittelkies, tonig, mit eckigen, weißen und rosafarbenen Klasten, zu Feinkies, tonig; Schicht unregelmäßig im Schwarzpelit
- 56,00 m**: Schluff, grau [N4-5], mit weißen Klasten bis Feinkiesgröße und Schwarzpelitklasten bis Grobkiesgröße
- 56,18 m**: Schwarzpelit, braunschwarz [5YR 2/2], mit weißen, blasigen Klasten bis Feinkiesgröße; **ab 56,17 m**: beigeweiße Laminae [5 B 9/1]
- 56,22 m**: Kohle, rötlichschwarz [5R 3-2/2]
- 56,31 m**: Schwarzpelit, braunschwarz [5YR 2/2], laminiert, mit beigeweißen Laminae
- 56,40 m**: 3 cm Sand, olivschwarz [5Y 2/1], schwach feinkiesig mit Quarz; darunter laminiert, mit grünlichgrauer Sandlinse
- 56,86 m**: Schwarzpelit, rötlichschwarz [5YR 2/2], mit gelben Laminae und Linsen bis Feinkiesgröße
- 56,90 m**: Sand, feinkiesig, olivschwarz [5Y 2/1], mit Quarz, Glimmer und Schwarzpelitklasten
- 57,80 m**: Sand, tonig, grau [5YR 5/1], mit Schwarzpelitklasten bis Grob- und Extraklasten bis Feinkiesgröße; **ab 57,40 m**: Ton, feingeschichtet, Intraklasten bis Mittelkiesgröße; nach unten eckige, weiße Klasten bis Grobsandgröße; Injektionen ins Unterlagernde
- 57,90 m**: Schwarzpelit, dunkelolivgrau [5YR 3/1], massig, oben und unten feingeschichtet
- 58,06 m**: Feinkies, tonig, grünlichgrau [5G 5/1], feingeschichtet, mit Extraklasten und Glimmer; Einfallen oben 15°, unten 0–5°
- 58,40 m**: Schwarzpelit, feinsandig, dunkelolivgrau [5YR 3/1], feingeschichtet, mit weißen, feinkiesigen und sandigen Laminae, mindestens eine Feinschicht ist von Sand zu Ton gradiert; **ab 58,30 m**: mehr Sand (gradiert)
- 58,60 m**: Sand, hellgrau [N7], mit ca 50 % Schwarzpelitklasten, flaserig, weißen Klasten und Zeolith(?)drusen bis Mittelkiesgröße, Quarz und Glimmer
- 60,00 m**: Schwarzpelit, braunschwarz [5YR 2/2], laminiert oder massig, mit sandigen Einschaltungen; **59,10 m**: Sandlaminae, hellgrau [N7]; **59,60–59,62 m**: Sand, feinkiesig, hellolivgrau [5Y 6/1], mit Quarz und Glimmer bis Feinkiesgröße; **59,65–59,68 m**: Sand, hellolivgrau [5Y 6/1], mit Quarz und Glimmer; Einfallen 5–20°
- 60,28 m**: Sand, schluffig-tonig, hellgrau [N7]
- 60,55 m**: Ton, Schwarzpelit, Sand und Kohle, bräunlichgrau [5YR 6-4/1], laminiert
- 60,65 m**: Sand, tonig, grau [N5-6], massig, mit Quarz und Glimmer
- 60,93 m**: Schluff, grau [N5], im Wechsel mit sandigen und kiesigen Feinschichten, z.T. gelb [5YR 5/4] und beigebraunen Laminae; in der Mitte grobkiesgroßer Kristallinklast
- 61,25 m**: Kies, sandig-tonig, grau [N6-5YR 6/1], mit Quarz und Tonklasten, im Wechsel mit gelblichen Laminae
- 61,35 m**: gradiert von Sand, mittel- bis feinkiesig zu Sand, hellgrau [5Y-5GY 8/1], mit Glimmer und weißen Klasten
- 61,54 m**: gradiert von Sand, tonig, mit Intraklasten, zu Schluff, sandig, grau [5Y-GY 6/1]
- 61,70 m**: Kies, tonig, hellgrau, [N7], mit grauen und weißen, eckigen Extraklasten bis Mittelkiesgröße
- 61,81 m**: Ton, hellgrau [N7], mit weißen Feinkiesklasten und Glimmer; **ab 61,76 m**: z.T. grünlichgelb, grob laminiert
- 62,11 m**: Sand, feinkiesig, schluffig-tonig, hellgrau [N7], un- deutlich geschichtet, mit Quarz und hellen Flecken
- 62,17 m**: Schluff, hellgrau [N7; 5Y 5/4], feingeschichtet; Einfallen 15°
- 62,40 m**: Schluff, feinkiesig, hellgrau [5G-5GY 7/1], mit Quarz, Glimmer und unten weißen Klasten bis Grobkiesgröße; Untergrenze gebogen
- 62,48 m**: Sand, hellgrau [N7], Ton, grau [5YR 5/1] und Schluff [N7; 5YR 5/1; 5Y 5/4], feingeschichtet bis laminiert; Rutschungsstrukturen
- 62,64 m**: Kies, sandig, hellgrau [N7], massig, mit Quarz und Glimmer
- 62,72 m**: Schluff, hellgrau [N7], laminiert; unterster Zentimeter durch sandige Feinschicht getrennt
- 62,80 m**: Sand, kiesig, hellgrau [N7], mit Tonklasten bis Mittelkiesgröße und Glimmer; Einfallen; 0° **ab 62,79 m**: grob laminiert, beigefarbenes Band; Einfallen 10°
- 63,10 m**: Schluff, hellgrau [N7], laminiert, mit einem gelben Laminum, grünliche Kluftbeläge; **ab 63,13 m**: stückig zerbohrt; Einfallen 0°
- 63,15 m**: Kies, sandig-tonig, hellgrau [N7]
- 63,23 m**: Sand, Schluff und Ton, grüngrau [5GY 4/2], feingeschichtet bis laminiert, mit dunklen Mineralen (Amphibole?), Quarz und wenig Hellglimmer
- 64,80 m**: Fein- bis Mittelkies, sandig-tonig, blasshellgrün [10G 8-6/2], durch Korngröße un- deutlich geschichtet, mit weißen, wenigen roten, grünlichen und dunklen Klasten sowie Quarz, zum Teil gerundet; **63,93–64,36 m**: feinkörniger, grau [N4], feingeschichtet
- 65,80 m**: Ton, feinsandig, hellgrau [N7-5Y 7/1], stückig zerbohrt
- 66,20 m**: gradiert von Fein- bis Mittelsand, tonig, zu Ton, feinsandig, grau [N7-5Y 7/1], mit Quarz und Glimmer
- 66,30 m**: Ton, hellgrau [N7, 5Y 7/1]
- 66,44 m**: gradiert von Sand, karbonatisch, zu Ton, hellgrau [N8]; Einfallen 0–10°

- 66,50 m: Ton, hellgrau [N7], schlierig oder massig
- 66,97 m: Ton, grau [N6], schlierig laminiert oder feingeschichtet, mit sandigen Feinschichten, teilweise gradiert; große Rutschungsstruktur
- 66,99 m: Sand, hellgrau [N8], mit rötlichen und weißen Klaster bis Feinkiesgröße
- 67,20 m: Ton, hellgrau [N7], oben laminiert; darunter mit sandigen Bändern und Klaster bis Grobkiesgröße; Rutschungsstruktur
- 67,80 m: Ton, sehr blassblaugrau [5B 8/1], teilweise gradiert mit Feinsandbändern und -flasern, karbonatisch; große Rutschungsstruktur; erosiv; Einfallen 0–25°, die obersten Sandschichten sind erosiv gekappt
- 67,95 m: Ton, hellgrau [N7], im unteren Teil schlierig; **67,92 m**: 2 beigefarbene, eingeregelter Linsen; Einfallen 5°
- 68,16 m: 1 cm Ton, grau [N6-7], mit eckigen Feinkiesklaster; darunter gradiert von Sand zu Ton; **68,10–68,16 m**: undeutlich laminiert, einzelne graue Klaster bis Mittelkiesgröße; erosiv
- 68,27 m: gradiert von Sand, karbonatisch, zu Schluff, hellgrau [N7], helle Linsen in der Mitte
- 68,29 m: gradiert von Feinsand, karbonatisch, zu Ton, hellgrau [N7]; Rippeln
- 68,31 m: 0,8 cm Ton; darunter Sand, karbonatisch, hellgrau [N7]; erosiv
- 68,33 m: auf einer Seite des Bohrkerns Ton, hellgrau [N7], auf der anderen Sandrippeln
- 68,40 m: gradiert von Sand, karbonatisch, zu Schluff, grau [N6-7]; mit Sand- und Tonlaminae
- 68,43 m: Ton, hellgrau [N7]; unregelmäßige Untergrenze
- 68,50 m: gradiert von Sand, karbonatisch, zu Schluff, tonig, grau [N6-7], undeutlich laminiert; Rippeln; erosiv
- 68,52 m: Ton, grau [N6], undeutlich laminiert
- 68,53 m: Sand, hellgrau [N7], karbonatisch, linsig
- 68,65 m: Ton, grau [N6], undeutlich laminiert
- 68,68 m: gradiert von Sand, karbonatisch, zu Schluff, grau [N6-7], z.T. laminiert; oben Klast mit hellen Höfen; erosiv
- 68,84 m: gradiert von Grob- bis Mittelsand, karbonatisch, zu Schluff, grau [N6-7], mit Laminae am Top; Fiamen Strukturen; erosiv
- 68,93 m: Ton, grau [N6]
- 68,94 m: Sand, hellgrau [N7], karbonatisch
- 69,04 m: Schluff bis Ton, grau [N6-7], laminiert, mit Sandrippeln
- 69,07 m: Ton, grau [N6]
- 69,09 m: Sand, hellgrau [N7], karbonatisch; Fließstrukturen
- 69,17 m: Ton, grau [N6], laminiert z.T. feingeschichtet und gradiert
- 69,23 m: gradiert von Grobsand, karbonatisch, zu Ton, grau [N6-7], karbonatisch; erosiv; Injektion ins Unterlagernde
- 69,30 m: Schluff und Sand, karbonatisch, grau [N6-7], laminiert oder feingeschichtet
- 69,60 m: Ton, laminiert und wenig Sand, grau [N7-5]; **ab 69,57 m**: gradiert, von Mittel- zu Feinsand
- 69,80 m: gradiert von Feinkies, sandig, mit weißen, grauen, braunen, grünlich verwitterten und roten Klaster, meist gerundet, zu Feinsand, grau [N6-7]; erosiv
- 69,94 m: gradiert von Schluff, feinsandig, zu Schluff, grau [N6], oben schlierig; Einfallen 5–10°
- 69,96 m: Sand, grau [N6], karbonatisch, mit Quarz und schwarzen Klaster bis Feinkiesgröße; Rippeln; erosiv
- 70,00 m: gradiert von Mittelsand, karbonatisch, zu Schluff, grau [N6-7]; erosiv
- 70,10 m: gradiert von Sand, karbonatisch, zu Schluff, grau, [N6-7], laminiert, mit einem Sandlaminum; Rippeln; erosiv
- 70,18 m: Sand, hellgrau [N7], karbonatisch, gradiert; Rippeln; erosiv
- 70,32 m: Schluff, grau [N6-7], undeutlich laminiert, mit einem Sandlaminum; erosiv
- 70,39 m: gradiert von Grobsand zu Schluff, schlierig laminiert, grau [N6-7], Sandrippeln
- 70,40 m: 1 cm Schluff; darunter Ton, grau [N6], quellfähig
- 70,56 m: 2 x von Sand, karbonatisch, zu Schluff, gradiert, grau [N6]; erosiv
- 70,89 m: 2 x gradiert von Sand, karbonatisch zu Ton, quellfähig, grau [N6-7]
- 71,00 m: Ton, schluffig, grau [N6-7], gradiert
- 71,09 m: Feinsand, schwach mittelsandig, karbonatisch, hellgrau [N7], massig
- 72,10 m: Schluff, grau [N7; N5; 5Y 8/1], laminiert oder feingeschichtet; im oberen Teil mit Karbonatsand, hellgrau [N7-9]; erosiv
- 72,50 m: Schluff und Sand, hellgrau [N7-8], karbonatisch, stückig zerbohrt
- 72,70 m: Ton bis Schluff, hellgrau [N7-8], massig; Einfallen 5°
- 72,89 m: Sand, hellgrau [N7], karbonatisch, große Fiamen Struktur
- 73,30 m: Ton, schwach sandig, hellgrau [N7], laminiert
- 73,37 m: gradiert von Mittel- zu Feinsand, hellolivgrau [5Y 6/1], karbonatisch; erosiv
- 73,42 m: Schluff, hellgrau [5Y 8/1], laminiert
- 73,48 m: gradiert von Mittel- zu Feinsand, hellolivgrau [5Y 6/1], karbonatisch; erosiv
- 73,54 m: Sand, karbonatisch, feingeschichtet und Ton, laminiert, grau [5Y 6-8/1]
- 74,00 m: Schluff, hellolivgrau [5Y 6/1], laminiert, in der Mitte, gradiert von Mittelsand zu Schluff; **73,71 m**: mittelkiesgroße Kohle? Linse; erosiv
- 74,11 m: Mittel- bis Feinsand, hellgrau [5Y 8/1], karbonatisch, massig; Einfallen 0–5°
- 74,30 m: Ton, hellolivgrau [5Y 6/1], massig oder laminiert; **74,13–74,14 m**: Ton, quellfähig; **bei 74,16 m**: Sand, feinkiesig, mit vielen eckigen bis angerunde-

- ten Quarzklasten; erosiv
- 74,50 m:** Sand, hellgrau [5Y 7-8/1], karbonatisch; **ab 74,45 m:** stückig zerbohrt
- 74,67 m:** gradiert von Schluff, feinsandig zu Ton, laminiert; hellgrau [5Y 6-8/1]
- 74,93 m:** Schluff, hellolivgrau [5Y 6/1], laminiert, mit sandigen Feinschichten, Rippeln
- 75,07 m:** oben Sand, karbonatisch und Ton, stückig zerbohrt; darunter Schluff, grau [N6-7], mit Sandlaminae; unregelmäßige Untergrenze
- 75,27 m:** Ton, graurot [10R 5/2]; unregelmäßige Untergrenze
- 75,42 m:** Ton, hellgrau [N7]; unten graurot [10R 5/2]
- 75,63 m:** Sand, hellgrau [N7], karbonatisch, linsig; **ab 75,50 m:** gradiert
- 76,00 m:** Wechsel von Ton, laminiert und Sand, karbonatisch, hellgrau [N7], feingeschichtet, teilweise gradiert, der Sand enthält Rippeln und Linsen; erosiv
- 76,20 m:** Sand bis Feinkies, schlecht sortiert, hellgrau [N7]; erosiv
- 76,51 m:** Sand, weißlichgrau [N9], karbonatisch, feingeschichtet, im Wechsel mit laminiertem Schluff, grau [N6, 5Y 6/1], Rippeln; Belastungsmarken; Untergrenze konvex; erosiv
- 77,15 m:** Schluff, grau [N6], laminiert, mit wenigen sandigen Feinschichten; **ab 77,00 m:** mehr sandige Feinschichten, karbonatisch, hellgrau [N7-9], mit Glimmer; Fiamme Struktur
- 77,91 m:** Schluff, grau [N6], massig, wenig Intraklasten; unten Feinsand, hellgrau [N8]; flaserige Klüfte
- 78,50 m:** gradiert von Grobsand, feinkiesig zu Fein- bis Mittelsand, grau [N6], mit roten Klasten
- 78,71 m:** Ton, grau [N5], laminiert, mit sandigen Feinschichten; erosiv
- 78,75 m:** gradiert von Grob- zu Feinsand, grau [N5-6], karbonatisch; unterster Zentimeter nochmals gradiert
- 78,85 m:** Sand, karbonatisch und laminiertes Ton, grau [N6], feingeschichtet; teilweise erosiv
- 78,90 m:** Sand, grau [N6], massig; Fiamme Struktur
- 78,91 m:** 0,5 cm Ton; darunter: Sand, grau [N6]; Fiamme Strukturen
- 78,93 m:** Sand, schlecht sortiert, hellgrau [N7]
- 79,04 m:** gradiert von Mittel- zu Feinsand, hellgrau [N7], karbonatisch; erosiv
- 79,26 m:** Ton, grau [N6], laminiert bis feingeschichtet
- 79,34 m:** gradiert von Mittelsand zu Feinsand bis Schluff, hellgrau [N7], karbonatisch; erosiv
- 79,60 m:** Ton, grau [N6-7], laminiert, im oberen Teil sandige Feinschicht, mit wenigen roten Klasten bis Feinkiesgröße; nach unten mehr Sand; erosiv
- 79,75 m:** gradiert von Mittelsand, laminiert, zu Feinsand, grau [N6], karbonatisch
- 80,00 m:** Wechsel von Ton, laminiert und Sand, karbonatisch, feingeschichtet, grau [N7-5], Glimmer; Rippeln;
- z.T. erosiv
- 80,12 m:** Ton mit Sandbändern, grau bis weiß [N6-9], karbonatisch
- 80,22 m:** Ton, grau [N7-5], fein laminiert
- 80,28 m:** gradiert von Sand, karbonatisch, zu Schluff, hellgrau [N7]
- 80,34 m:** oben Ton, unten Schluff, grau [N6]
- 80,37 m:** gradiert von Grobsand, karbonatisch, zu Ton, hellgrau [N7-5]; wellige Untergrenze
- 80,47 m:** Ton, laminiert, hellgrau [N7]; Belastungsmarken
- 80,55 m:** gradiert von Grob- zu Feinsand, grob wellig laminiert, hellgrau [N7], karbonatisch
- 80,56 m:** gradiert von Grobsand, karbonatisch, zu Schluff, grau [N7-5]; erosiv
- 80,62 m:** Ton und Sand, karbonatisch, grau [N7-5], feingeschichtet, z.T. gradiert; Fiamme Strukturen.
- 80,97 m:** Ton, grau [N5], massig, schlierig, oder laminiert; **80,74-80,89 m:** Sand, rötlich: [5R 6/2]
- 81,17 m:** gradiert von Grobsand, feinkiesig, mit schwarzen Klasten und Glimmer, zu Schluff, grau [N6-7]; erosiv
- 81,30 m:** invers von Mittel- zu Grobsand, gradiert, grau [N6-7], karbonatisch
- 81,32 m:** gradiert von Grob- zu Feinsand, hellgrau [N7]
- 81,37 m:** Sand, karbonatisch und Ton, grau [N6-7], laminiert
- 81,39 m:** oben invers; darunter normal gradiert (Mittelsand-Grobsand-Mittelsand) hellgrau [N7], karbonatisch; am Top Rippeln; Fiamme Strukturen
- 81,44 m:** Schluff, grob laminiert, grau [N6]; im unteren Teil teilweise mit Rippeln; z.T. erosiv
- 81,62 m:** Ton und Sand, bläulichweiß [5B 9/1], karbonatisch, feingeschichtet, teilweise gradiert
- 81,72 m:** gradiert von Sand, karbonatisch, zu Schluff, laminiert; erosiv, grau [N7-5]
- 81,77 m:** Feinsand, hellgrau [N7], karbonatisch; große Fiamme Struktur; erosiv
- 81,95 m:** oben Sand, grau [N5-6], karbonatisch; unten Ton, hellgrau [N7], laminiert; **81,80-81,90 m:** massig gradiert von Sand zu Ton, grau [N5-7]; Einfallen 0-5°
- 81,98 m:** Sand, hellgrau [N7], mit dunkelgrünen, roten und Quarzklasten bis Feinkiesgröße, schlecht eingeregelt
- 82,02 m:** Sand, hellgrau [N7], mit dunkelgrünen, roten und Quarzklasten bis Feinkiesgröße, schlecht eingeregelt
- 82,06 m:** Ton- und Sand, grau [N5-7], laminiert, **ab 82,04 m:** Schluff, feingeschichtet
- 82,09 m:** Sand, hellgrau [N7]; Rippeln; wellige Untergrenze
- 82,11 m:** Schluff, grau [N5-6], laminiert
- 82,15 m:** gradiert, im unteren Teil wechseln Grob- und Mittelsand Laminae, die nach oben feiner werden, hellgrau [N7]; wellige Untergrenze
- 82,30 m:** Schluff, grau [N6-5], mit groben Sandlaminae
- 82,34 m:** Sand, hellgrau [N7], grob laminiert
- 82,46 m:** Sand, feingeschichtet und Ton, laminiert, grau [N6]; erosiv

- 82,62 m: Ton, grau [N6], gebändert, mit einem Sandlaminum
- 82,68 m: gradiert von Sand zu Schluff, grau [N5-7]; schrägschichtet; erosiv
- 82,73 m: gradiert von Mittel- zu Feinsand, grau [N6-7]
- 82,78 m: invers gradiert von Feinsand zu Feinkies (dünne Lage von gerundeten dunklen Klasten), grau [N6-7]
- 82,82 m: Schluff, grau [N6], schlierig laminiert
- 82,86 m: gradiert von Mittel- zu Feinsand, grau [N6-7]; Fiamme Strukturen
- 82,90 m: Ton, grau [N6], mit Ton- und Grobsandklasten
- 83,13 m: Pelit, hellgrau [N7], oben und unten laminiert, sonst massig, ein Sandlaminum; Fließstrukturen und Schlieren; wellige Untergrenze
- 83,17 m: gradiert von Mittel- zu Feinsand, hellgrau [N7]
- 83,22 m: Ton, grau [N5-6], laminiert
- 83,33 m: Sand, hellgrau [N7], feingeschichtet
- 83,35 m: Ton, grau [N6], massig
- 83,44 m: gradiert von Grob- zu Feinsand, blass bläulichweiß [5B 9/1], karbonatisch, mit Klast (Kristallin), Mittelkiesgröße, angerundet
- 83,48 m: Schluff, grau [N6], gebändert; **ab 83,46 m:** grob laminiert, Grobsand, schwach feinkiesig in der Mitte
- 83,54 m: gradiert von Sand, karbonatisch, zu Schluff, grau [N7-5], bändrig; erosiv
- 83,61 m: gradiert von Mittelsand, karbonatisch, zu Schluff, grau [N7-5]; erosiv
- 83,67 m: Fein- bis Mittelsand, grau [N6-7], karbonatisch, laminiert
- 83,82 m: Schluff, grau [N5], laminiert, mit einigen Sandlaminae; unten 2 Feinschichten
- 83,86 m: gradiert von Grobsand, feinkiesig, mit Quarz und Feldspat, zu Feinsand, grau [N6]
- 83,94 m: Schluff, grau [N6], laminiert, in der Mitte Sandlaminae; z.T. mit Rippeln; unten schlierig
- 84,01 m: gradiert von Grobsand zu Schluff, grau [N6], mit weißen und dunklen Klasten, eckig oder gerundet
- 84,04 m: Schluff, grau [N5], laminiert
- 84,07 m: Fein- bis Mittelsand, grau [N6], schlierig laminiert
- 84,09 m: Ton, hellgrau [N7], massig
- 84,11 m: 1 cm Ton; darunter Sand, schwach feinkiesig, hellgrau [N7], schlierig
- 84,17 m: Sand und Schluff, hellgrau [N7], laminiert
- 84,21 m: Sand, massig, hellgrau [N7]; Rippeln
- 84,34 m: Ton, grau [N5], laminiert, mit sandigen Feinschichten, die unterste ist invers gradiert; z.T. mit Rippeln; erosiv
- 84,41 m: Sand, hellgrau [N7]; erosiv
- 84,66 m: Schluff und Sand, hellgrau [N7], grob laminiert, teilweise gradiert und erosiv
- 84,74 m: gradiert von Grob- zu Feinsand, hellgrau [N7]
- 84,97 m: Sand und Schluff, grau [N6], laminiert; unten stückig zerbohrt
- 85,17 m: gradiert von Grobsand, feinkiesig, mit wenigen roten Klasten, zu Sand, hellgrau [N8], z.T. rotbraun; Einfallen 0–10°
- 85,30 m: gradiert von Feinkies, sandig, zu Grobsand, hellgrau [5Y-YR 8/1], z.T. rotbraun, mit Glimmer, roten, grauen und weißen Klasten, unterschiedlich gerundet
- 85,41 m: Wechsel von Sand, gradiert und Ton, laminiert, hellolivgrau [5Y 6/1]; unten auch rotbraun
- 85,52 m: gradiert von Grobsand zu Schluff, schwach feinkiesig, hellgrau [5 GY 8-7/1]; erosiv
- 85,61 m: Schluff, grau [5GY 6/1], laminiert oder massig, mit sandigen Feinschichten, z.T. gradiert
- 85,71 m: gradiert von Grobsand, feinkiesig, mit eingeregelter laminierten Tonklasten, zu Schluff, hellgrau [5GY 8-7/1]; Untergrenze wellig
- 85,90 m: Sand und Ton, laminiert, hellgrünlichgrau [5GY 8-7/1]; **ab 85,76 m:** stückig zerbohrt
- 85,95 m: gradiert von Mittelsand zu Schluff, hellgrünlichgrau [5GY 8-7/1]; erosiv
- 86,03 m: Ton und Sand, hellgrünlichgrau [5GY 8-7/1], schwach karbonatisch, laminiert; **ab 85,99 m:** gradiert
- 86,21 m: gradiert von Sand, schwach feinkiesig, schwach karbonatisch, zu Schluff, hellgrünlichgrau [5GY 8-7/1]; erosiv
- 86,48 m: Schluff, hellolivgrau [5Y 6/1], massig oder schlierig, mit Sandintraklasten bis Mittelkiesgröße
- 86,90 m: Mittelsand, hellgelblichgrau [5Y 7/1], mit Grobsand-Schlieren, Glimmer; **ab 86,56 m:** Feinsand, schluffig, schlierig bis linsig; an der Basis Ball Struktur (im Kern rot)
- 87,40 m: 1 cm Sand, tonig; darunter Schluff, feinsandig, graurot [10R 6/1], oben 10 cm und unten 5 cm grau [5Y 7/1], schlierig, mit Sandlinsen bis Mittelkiesgröße
- 87,55 m: Sand, hellgelblichgrau [5Y 7/1], massig, mit Glimmer; Einfallen 0–5°
- 87,58 m: Schluff, hellgelblichgrau [5Y 7/1]
- 87,78 m: Mittel- bis Feinsand, oben Mittel- [N6], unten hellgrau [N7], karbonatisch, feingeschichtet; erosiv, mit aufgearbeiteten Klasten
- 87,88 m: gradiert von Kies, grobsandig, zu Schluff, gelblichgrau [5Y 7-6/1], Tonintraklasten, rote und graue Extraklasten bis Mittelkiesgröße
- 88,17 m: gradiert von (Mittel- bis) Feinkies, mit orangefarbenen, grauen und weißen, angerundeten oder eckigen Klasten, zu laminiertem Schluff, hellolivgrau [5Y 6/1]; erosiv
- 88,22 m: Schluff, rotgrau [10R 6/1], schlierig
- 88,40 m: Mittel- bis Grobsand, grünlichgrau [5GY 6/1], karbonatisch; Kluft senkrecht, **ab 88,30 m:** karbonatfrei

- 88,90 m:** Kernverlust
- 89,16 m:** Ton, brekzciös, grau [N5-7], bestehend aus Einzelklasten
- 89,20 m:** gradiert von Grobsand, feinkiesig, zu Feinsand, grau [N5, 5GY 6/1], mit schwarzen, grauen und wenigen weißen Klasten, schlierig; erosiv; Klüfte karbonatisch; Klufteinfällen 70–90°
- 90,40 m:** gradiert von Grobsand, mit mittelkiesgroßen Sand- und grobkiesgroßen Tonklasten, zu Feinsand, grau [N5 bis 5GY 6/1]
- 90,80 m:** Sand, grau [N6-7], karbonatisch; im unteren Teil, hellgrau [N8-9], feingeschichtet, unterschiedlich gradiert, meist von Mittel- zu Feinsand mit hell- und dunkelgrauen, türkisgrünen, weißen und wenigen roten Klasten bis Feinkiesgröße, Tonklasten; erosiv; Einfallen 40°; Klufteinfällen, 90°
- 91,93 m:** Ton, grau [N6], z.T. laminiert; oben Kluft; **91,00–91,90 m:** stückig zerbohrt; Einfallen 50°
- 92,15 m:** Sand und Schluff, grau [N6], grob laminiert; in rotgrau [10R 6/1] übergehend; unten wieder grau; schlierig-fransige Untergrenze
- 92,35 m:** Sand, grünlichgrau [5GY 6/1], schlierig, mit Tonklasten bis Grobkiesgröße
- 92,53 m:** Schluff, sandig, grünlichgrau [5GY 6/1], massig bis schlierig; **ab 92,43 m:** feinsandig und heller; Untergrenze wellig
- 92,77 m:** Ton, grau [5B bis 5GY 6/1], schlierig; Feinsand an der Basis; Klüfte
- 92,89 m:** gradiert von Fein- bis Mittelsand zu Ton, grünlichgrau [5GY 6/1], schlierig; erosiv
- 93,22 m:** gradiert von Grobsand, blauschwarz [5B 8/1], mit mittelkiesgroßen runden Sandklasten, Glimmer und dunkelroten Klasten, zu Feinsand, grau [5GY 6/1]
- 93,29 m:** Sand, grünlichgrau [5GY 6/1], undeutlich feingeschichtet
- 93,32 m:** Sand und Ton, grünlichgrau [5GY 7-6/1], schlierig, feingeschichtet; Fließstrukturen
- 93,40 m:** Fein- bis Mittelsand, grünlichgrau [5GY 6/1], feingeschichtet oder massig
- 94,05 m:** Ton, grau [N6-9], schlierig, mit einzelnen Feinkiesklasten (Grundgebirge); **ab 93,88 m:** sandige Schlieren, Glimmer, graue und rote Klasten; erosiv
- 94,11 m:** Fein- bis Mittelsand, hellgrau [N7], schlierig
- 94,42 m:** Schluff, stark sandig, schwach feinkiesig, hellgrau [N8]; unten grau [5Y-GY 6/1]; Holzrest; unregelmäßige Untergrenze
- 94,58 m:** gradiert von sandigem Mittel- bis Feinkies, mit Quarzklast, zu feinkiesigem Sand, grünlichgrau [5GY 6/1], mit roten, grünen und Feldspatklasten, eckig bis gerundet
- 94,90 m:** Ton, sandig, grau [5Y-GY 6/1]
- 95,50 m:** invers gradiert von sandigem Kies, grünlichgrau [5Y-GY 6/1], mit Quarz, roten, schwarzen und grünen Klasten bis Feinkies, zu Fein- bis Mittelsand, mit eingeregelter Tonklasten bis Grobkiesgröße, Hellglimmer; Einfallen 0–5°
- 95,80 m:** Fein- bis Mittelsand, grau [5Y-GY 6/1], mit einem mittelkiesgroßen Kristallinklasten
- 96,15 m:** Kies, grau [5Y-GY 6/1], durch unterschiedliche Korngrößen geschichtet, grüntürkisfarbene, orangefarbene, Kristallin-, Feldspat- und Amphibolitklasten bis Grobkiesgröße, gerundet oder plattig und eingeregelt; Einfallen 35°
- 97,50 m:** Kies, hellgrau [N8], mit grauen und graugrünen Lapilli, akkretionären Lapilli, grünen, hellrot-grünen, Granit- und Amphibolitklasten und dunkelgrauen Schlacken bis Grobkies sowie rosafarbenen Klasten bis Feinkiesgröße, partienweise viel Quarz, dunklere Partien mit Klasten wirken wie ein Klast; unten Sand; karbonatische Klüfte, Klufteinfällen 0° und 70°
- 98,50 m:** Sand, schluffig, hellgrau [N7-8], mit schlierigen, feinkiesgroßen Klasten von geklüftetem Ton; im unteren Teil einzelne Klasten bis Mittelkiesgröße
- 98,65 m:** gradiertes Mittel- bis Feinsandstein, vermutlich Rotliegend, hellgrau [N7-8]
- 98,70 m:** Sand- und Schluffstein, vermutlich Rotliegend, hellgrau [N8], schlierig; im unteren Teil bändrig
- 98,78 m:** Fein- bis Mittelsandstein, weißlichgrau [N9-5B 9/1], massig; erosiv; Klufteinfällen 0–80°, vermutlich Rotliegend
- 98,88 m:** Tonstein, vermutlich Rotliegend, grau [N6-7], stark geklüftet; Einfallen 10–15°
- 98,91 m:** gradiert von Mittel- zu Feinsandstein, vermutlich Rotliegend, weißlichgrau [N9-5 B 9/1]; Klufteinfällen 20–80°, karbonatisch
- 99,04 m:** Rotliegend-Tonstein, sandig, matt rotbraun [2,5YR 5/3]; Klüfte
- 99,20 m:** Rotliegend-Sandstein, 1 cm matt rotbraun [2,5YR 5/3]; darunter grau [N5-N9], schlierig feingeschichtet, mit Klasten bis Feinkiesgröße
- 99,28 m:** Rotliegend-Tonstein, grau [N5-7], unten matt rotbraun [2,5YR 5/3], laminiert oder feingeschichtet; **bei 99,25 m:** diskordante Schichtgrenze
- 99,45 m:** Feinsand- bis Schluffstein, vermutlich Rotliegend, weißgrau [N9], mit grobkiesgroßen Klasten, von dem Klüfte ausgehen; **bei 99,40 m:** Mittelkies, kohlige Matrix
- 100,00 m:** Sand- bis Schluffstein, vermutlich Rotliegend, graubraun [5YR 5/2], z.T. grau, schlierig; unten Glimmer
- 100,07 m:** invers gradiert von Schluff-, feinsandig, zu Mittelsandstein, vermutlich Rotliegend, graubraun [5YR 5/2]; Klufteinfällen 20–80°
- 100,08 m:** Sandstein, vermutlich Rotliegend; graubraun [5YR 5/2]; wellige Untergrenze
- 101,21 m:** gradiert von Sandstein, mittelkiesig, mit roten und

- weißen Klasten, zu Sandstein, graubraun [5YR 5/2], schlierig; an Klüften gebleicht, vermutlich Rotliegend; **bei 100,74 m**: Tonklasten bis Grobkiesgröße; **ab 101,01 m**: Kornverfeinerung; darunter gradiert von sandigem Feinkies zu Mittelsandstein, hellgrau [N8-9]
- 101,24 m**: Tonstein, vermutlich Rotliegend, Übergang von graubraun [5YR 5/2] in grau [N6], laminiert
- 101,50 m**: gradiert von Sand- zu Schluffstein, vermutlich Rotliegend, hellgrau [N7], unten z.T. graubraun [5YR 6/2], ein weißer Klast, der rote Klasten enthält
- 102,89 m**: Brekzie, sandig, durch Extraklasten gradiert, mehrfach Korngrößenwechsel, grau [N7-5G 7/1] oder leuchtend rotbraun [5YR 5/6], schlierig, mit eckigen bis abgerundeten, roten, schwarzen (Lapilli, Grundgebirge), grauen und weißen Klasten bis Mittelkies-, oben Grobkiesgröße; an der Untergrenze leuchtend rotbraun [5YR 5/6]; erosiv; Einfallen 10–15°
- 103,10 m**: Grobsand-, Feinkies- und Schluffstein, Rotliegend, undeutlich feingeschichtet, leuchtend rotbraun [5YR 5/6] und grau [N7], schlierig
- 104,10 m**: Rotliegend-Sandstein, schwach feinkiesig, leuchtend rotbraun [5YR 5/6], selten hellgrau [N7], mit bleichen Bändern und Sandintraklasten bis Mittelkiesgröße
- 104,80 m**: gradiert von Feinkies, sandig, zu Schluffstein, feinsandig, grau [N7-5], vermutlich Rotliegend; **ab 104,30 m**: leuchtend rotbraun [5YR 5/6], mit roten Klasten bis Feinkiesgröße; erosiv mit aufgearbeiteten Klasten; Einfallen 5–20°; Klufteinfällen 70°
- 106,00 m**: Sandstein, feinkiesig, leuchtend rotbraun [5YR 5/6], mit weißen und grauen, eckigen Klasten; unten etwas gröber
- 106,07 m**: Schluffstein, Rotliegend, feinsandig, leuchtend rotbraun [5YR 5/6]
- 106,24 m**: invers von Fein- zu Mittelkies gradiert, leuchtend rotbraun [5YR 5/6], schlecht sortiert, mit eckigem und gerundetem Basalt, weißen und grauen Klasten; Einfallen 5°; erosiv
- 106,86 m**: Rotliegend-Sandstein, matt rotbraun [5YR 5/3], mit bleichen Bändern [5G 8/1], Glimmer; **ab 106,81 m**: mit aufgearbeiteten Klasten des Unterlagernden
- 107,18 m**: gradiert von Kies zu Sand, feinkiesig, grau [N6], oder matt rotbraun [5YR 5/3], mit Lapilli, akkretionären Lapilli, basaltischen, weißen, grüngrauen und roten Klasten, eckig bis gerundet; Einfallen: 30°; Klüfte 5°, hellgrau entfärbt
- 108,70 m**: Sand, sehr schwach feinkiesig, leuchtend rotbraun [5YR 5/6], z.T. grau [N6]; **ab 107,20 m**: hellgrau [N7], z.T. leuchtend rotbraun [5YR 5/6], schlierig mit wenigen roten, Amphibolit und weißen Klasten bis Mittelkiesgröße; **107,55–107,60 m**: Schluff,
- sandig z.T. gelb, mehr Amphibolit; **ab 108,45 m**: mehr Klasten; unten grau [5G 6/1]
- 109,00 m**: Sand, schwach kiesig, matt rotbraun [5YR 5/3], mit roten, dunklen, rotgrauen und weißen Klasten bis Mittelkiesgröße, eckig bis abgerundet
- 109,30 m**: Feinsand, schluffig, hellgrau [N8, 5Y-GY 6/1], mit roten, dunkelroten, Amphibolit, Granit, grauen und weißen Klasten bis Mittelkiesgröße, eckig bis abgerundet; Injektion ins Unterlagernde; **ab 109,15 m**: mit roten Klasten bis Grobkies, am Rand zum Teil grau, grauer Sandklast, rote Schlieren
- 110,20 m**: Rotliegend-Schluffstein, sandig, weißlich grau [N9], partienweise matt rotbraun [5YR 5/3], laminiert; schlierige Untergrenze
- 111,03 m**: gradiert von Kies, mit mittelkiesgroßen Sandsteinklasten, Quarz, Amphibolit, roten und grauen Klasten bis Grobkiesgröße sowie rosafarbenem Feldspat, zu Fein- bis Mittelsand, hellgrau [N7, 5GY 7/1, 5G 6/1]
- 111,40 m**: gradiert von Sand, feinkiesig, matt rotbraun [5YR 5/3], mit roten, grauen und graugrünen Extraklasten, zu Grobsand, grau [N8], schlierig; Einfallen 25–30°
- 111,50 m**: Tonstein, vermutlich Rotliegend, matt rotbraun [5YR 5/3], mit Klasten bis Mittelkiesgröße; Untergrenze schlierig; Klüfte 80° Einfallen
- 112,10 m**: Brekzie, matt rotbraun [5YR 5/3], mit vielen roten, weißen, grauen und einzelnen roten, tonigen Klasten bis Grobkiesgröße
- 112,57 m**: Feinsandstein, vermutlich Rotliegend, matt rotbraun [5YR 5/3] oder grau [N7-6]; unten rote Klasten mit bleichem Rand; Klufteinfällen 10–90°
- 112,80 m**: gradiert von Sand, schwach feinkiesig, mit roten, grauen, schwarzen und türkisfarbenen Klasten, zu Sand, rotbraun [2,5YR 4/6]
- 113,90 m**: Grobsandstein, schwach feinkiesig, grüngrau [5G 6/1], mit weißen Klasten, Glimmer und roten Schlieren, **ab 113,00 m**: matt rotbraun [2,5YR 4/3], vermutlich Rotliegend
- 116,00 m**: Kernverlust
- 119,85 m**: Sand, feinkiesig, hellgrau [5GY 8/1], mit grünen, weißen und roten Klasten; **ab 116,20 m**: auch matt rotbraun [2,5YR 4/3], hinzu kommen Quarz und schwarzgraue Klasten bis Mittelkiesgröße, abgerundet; **ab 116,85 m**: grünlichgrau [5GY-G 6/1], hinzu kommen rosafarbener Feldspat und ein grobkiesgroßer, sandiger Klast, Korngröße wechselt; **ab 113,35 m**: hellgrau [5Y-5G 8/1], hinzu kommen Karneol, Amphibolit und Granit, plattig oder gerundet; **ab 119,40 m**: Übergang in dunkelrotbraun [2,5YR 3/6]; an Kluft grau
- 121,68 m**: 3 cm Sandstein, feinkiesig, tonig-schluffig, grau [N4]; darunter Rotliegend-Tonstein, rotorange

- [2,5YR 7/4, 2,5YR 4/6], laminiert, schräggeschichtet; im unteren Teil Schlieren mit Grobsand bis Feinkies; **ab 121,35 m**: dunkelrotbraun [5YR 3/6]; **ab 121,80 m**: grau [N6-7], mit roten Schlieren
- 123,40 m**: gradiert von Rotliegend-Grob- zu Feinsandstein, grau [5YR 8/1-8/1, N7, N5], oben teilweise rotbraun, schlierig flaserig, mit roten, eingeregelteten Tonklasten bis Mittelkiesgröße; Einfallen 50°, unten flacher; Klufteinfallen 30°; **ab 122,85 m**: teilweise gebändert, mit Quarz und roten Schlieren
- 124,15 m**: Sand, graurot [5YR 6/1], mit viel Quarz, Glimmer und roten Klasten, zerbohrt
- 124,65 m**: Rotliegend-Sandstein, hellgrau [5Y 7/1], schlierig flaserig
- 125,25 m**: Rotliegend-Tonstein, leuchtend braun bis rotgrau [2,5YR 5/6, 5YR 8/1], oben mit wenigen runden, grauen Feinkiesklasten; flaserige Untergrenze; erosiv; Einfallen 30–40°
- 125,42 m**: Rotliegend-Feinsandstein, grau [5G 8/1] und Ton, z.T. leuchtend braun [2,5YR 5/6], schlierig; **ab 125,84 m**: Ton, an Klüften grau [5YR 8/1]
- 126,22 m**: Rotliegend-Sandstein, hellgrau [5GY 8/1], z.T. leuchtend braun bis rotgrau [2,5YR 5/6, 5YR 8/1], schlierig, mit Quarz und Glimmer; geklüftet
- 129,15 m**: Brekzie, rot- bis hellgrau [5YR-5G 8/1], mit Quarz, roten, grauen, türkisfarbenen, rosafarbenen, dunkelrotbraunen, Feldspat und Granodioritklasten bis Grob- im unteren Teil Mittelkiesgröße; **ab 127,65 m**: auch schwarze, grüne und nach unten mehr rote, tonige Klasten; **ab 128,95 m**: hellgrau [5GY-5G 7/1], grüngraue Tonklasten bis Grobkiesgröße, plattige Klasten sind eingeregelt
- 129,35 m**: Rotliegend-Feinsandstein, tonig, grau [5GY-5G8/1], z.T. rotbraun; schräggeschichtet; unregelmäßige Untergrenze
- 130,22 m**: Brekzie, hellgrau [5YR-G 8/1, 10Y 4/4], mit Quarz, Melaphyr, roten, grauen (mit rotem Kern), schwarzen und graugrünen Klasten bis Grobkiesgröße, eckig bis angerundet; erosiv
- 130,65 m**: eine Seite: gradiert von Grobsand, feinkiesig, zu Sand, schluffig, hellgrau [N7], auf der anderen Seite Brekzie wie darüber
- 131,60 m**: Sand, grünlichgrau [5GY 6-7/1]; **130,90–130,95 m**: mit gerundeten Klasten bis Mittelkiesgröße; Einfallen 25°; **bei 131,07 m**: runder Sandklast
- 131,80 m**: Rotliegend-Sandstein, hellgrünlichgrau [5Y-5GY 8/1, 5GY 7/1], schlierig, feingeschichtet, mit Feinkiesklasten sowie Tonlinsen bis Grobkiesgröße; Einfallen 50–60°
- 132,00 m**: Rotliegend-Schluffstein, tonig, grünlichgrau [5GY 6-7/1, 10Y 6/6], mit weißen Schlieren; **132,07 und 132,15 m**: schwach feinkiesig-sandig, matt rot [10R 5/4]
- 132,60 m**: invers gradiert von Sandstein, feinkiesig, matt rot [10R 5/4], zu Mittelkies, hellgrau [5GY 8-6/1], mit Quarz, roten und weißen Klasten, Rotliegend
- 133,25 m**: Rotliegend-Sandstein, schwach feinkiesig, matt rot [10R 5/4], im unteren Teil auch hellgrau [5G 7/1], mit roten und weißen Klasten; Einfallen 0°, **133,20 m**: schlierig
- 133,27 m**: Brekzie, hellgrau [5G 7/1], mit roten, weißen und Quarzklasten bis Feinkiesgröße
- 133,65 m**: Brekzie, rot [10R 5/4], mit Rotliegend- und Kristallinklasten bis Mittelkiesgröße
- 135,15 m**: Sand, grau [5GY 6/1], mit Quarz und roten Klasten bis Mittelkiesgröße, unten weißer Fleck, fein- und grobklastische Bereiche wechseln
- 136,65 m**: Brekzie, hellgrau [5GY 7/1], z.T. rotgrau [10R 6/1], mit roten Klasten, Bleichflecken; nach unten mehr und bis Blockgröße, zwischen den Blöcken Feinkies, mit roten und schwarzen Klasten und Quarz bis Feinkiesgröße; **ab 136,40 m**: stückig zerbohrt
- 137,60 m**: Sand, schwach feinkiesig, meist rotgrau [10R 6/1], mit roten Klasten; erosiv; Einfallen 50°; **137,15–137,32 m**: Rotliegend-Tonsteinklast, hellgrau [5Y-5GY 8/1], mit Glimmer und einem mittelkiesgroßen, tonigen Klasten, rund; Untergrenze un- deutlich; Einfallen 5°
- 137,80 m**: Ton, kiesig, stark sandig, grünlichgrau [5G 6/1], mit Klasten bis Feinkiesgröße, rote Grobkiesklasten; unten grau [N6], mit gelben, eckigen Tonklasten bis Mittelkiesgröße; unregelmäßige Untergrenze
- 138,34 m**: Sand, stark tonig, matt rotbraun [2,5YR 5/4], mit roten und weißen, unten auch grauen Klasten bis Feinkiesgröße; unregelmäßige Untergrenze
- 138,72 m**: Rotliegend-Tonstein, feinsandig, matt rotbraun [2,5YR 5/4], grau an Klüften; unten bläulichgrau, [5B 5/1], mit sandigen Schlieren
- 139,80 m**: gradiert von Kies, korngestützt, zu Sand, kiesig, hellgrau [N7], mit roten, grauen, schwarzen, weißen und Quarzklasten bis Mittelkiesgröße, angerundet, im oberen Teil Tonintraklasten bis Mittelkiesgröße; **139,49–139,58 m**: bis Feinkiesgröße, hellgrau [5GY 8/1]
- 141,00 m**: Rotliegend-Sandstein, feinkiesig, grau [5G 6/1], schlecht sortiert, mit roten und weißen, tonigen Klasten; **140,15–140,47 m**: Tonstein, grau [5G 6/1] oder matt rotbraun [2,5YR 5/4], linsig bis laminiert, mit sandigen Intraklasten; **ab 140,47 m**: hellgrau [N7 bis 5G 6/1], feingeschichtet, mit Glimmer, vielen roten und wenigen weißen Intraklasten sowie einem grauen Feinsandklasten; wellige Untergrenze
- 141,15 m**: Rotliegend-Fein- bis Mittelsandstein, hellgrau [N7 bis 5G 6/1]; **ab 141,38 m**: Schluff, feinsandig
- 141,54 m**: Rotliegend-Tonstein bis Feinsandstein, hell- [N8] bis grünlichgrau [5G 5/1]; Untergrenze wellig

- 141,77 m: Tonklast, hellgrau [N8], z.T. laminiert, mit Feinsandbändern; in der Mitte Feinkies mit roten und weißen Klasten; Rutschungsstruktur
- 143,00 m: Sand, hellgrau [N7-8], schlierenweise mit roten und weißen Klasten bis Feinkiesgröße sowie tonigen Intraklasten
- 144,30 m: gradiert von Sand, schwach kiesig, mit Quarz, roten und weißen Klasten bis Mittelkiesgröße, zu Sand, feinkiesig, hellgrau [N7-5GY 7/1]; **144,10–144,30 m**: tonige Schluffklasten
- 144,50 m: Brekzie, hellgrau [N7-5GY 7/1], mit roten, grauen, türkisfarbenen, Quarz, Feldspat und Amphibolit bis Mittelkiesgröße, z.T. eckig
- 144,70 m: Sandstein, hellgrau [N7], schlierig, mit Kies und Tonklasten; erosiv
- 145,15 m: Sand und Ton, hellgrau [N7], schlierig laminiert
- 145,55 m: Brekzie, grau [N6], mit vielen roten Klasten bis Grobkies- und weißen, Quarz, Feldspat und Amphibolit bis Mittelkiesgröße, abgerundet
- 145,80 m: invers gradiert von Sand, feinkiesig, mit grauen und weißen Klasten, zu Sand, hellgrau [N7], undeutlich geschichtet
- 146,30 m: Brekzie, grau [5GY 6/1], schlecht sortiert, tonig, mit Quarz, roten und weißen Klasten bis Mittelkiesgröße, gerundet; **ab 146,00 m**: invers gradiert; erosiv
- 146,50 m: Sand, schwach feinkiesig, hellgrau [5GY 7/1], schlierig feingeschichtet, mit roten und grauen Klasten
- 146,75 m: oben invers gradiert von Sand, feinkiesig, zu Mittelkies, grau [5GY 6/1]; darunter normal zu Fein- bis Mittelkies, mit grauen und weißen Klasten; erosiv
- 147,00 m: Konglomerat, grüngrau [5GY 8/1] bis matt orange [5YR 7/6], mit Quarz, Feldspäten, roten, grauen und weißen Klasten bis Mittelkiesgröße bzw. Sand mit Schlieren
- 147,18 m: Mittel- bis Feinsand, hellgrau [N7], schlierig; undeutliche Untergrenze
- 147,45 m: Brekzie, hellgrau [N8-7], mit Quarz, Feldspäten, roten und weißen Klasten bis Mittelkiesgröße, geschichtet
- 147,50 m: Rotliegend-Mittel- bis Feinsandstein, hellgrau [N7], schlierig
- 148,00 m: Rotliegend-Ton- und Sandstein, hellgrau [N7-8], z.T. matt rotbraun [2,5YR 5/3], feingeschichtet, mit Glimmer, schlierig
- 148,10 m: Rotliegend-Sandsteinklast; matt rotbraun [2,5YR 5/3], laminiert
- 148,20 m: Mittel- bis Grobsand, hellgrau [N7], mit abgerundeten Klasten bis Feinkiesgröße, Quarzklast?, massig
- 148,30 m: Grobsand, schwach feinkiesig, grau [N5-6], mit flammenartigen Injektionsstrukturen von Sand; in den untersten 2 cm Sandbänder
- 148,43 m: Fein- bis Mittelsand, grau [N5-6], mit Tonklasten
- 148,80 m: Brekzie, hellgrau [5Y-GY 8/1], mit Tonklasten, Quarz und einem roten Klasten bis Grobkies, eckig bis gerundet, mehrere Korngrößenwechsel; unten dunkler (Klast?) und viele rote Klasten
- 149,70 m: Rotliegend-Tonstein, sehr blassblau [5B 7-9/1], laminiert, mit zerrissenen Laminae; nach unten zunehmend matt rotbraun [2,5YR 5/3], Laminae im Übergangsbereich sind teilweise halb rot; **ab 149,47 m**: invers von Schluff zu Mittelsand gadiert, matt rotbraun [2,5YR 5/3]
- 149,85 m: Grobsand, hellgrau [N7], mit grobkiesgroßem Tonklast; Knickfalte
- 150,00 m: Rotliegend-Schluffstein, blassblau [5B 8/2], laminiert bis linsig, im unteren Teil matt rotbraun [2,5YR 5/3]

Endteufe

Ersatzbohrung Prinz von Hessen B/97-BK 9A (von M. Felder)

- 4,50 m: nicht gekernt
- Tertiär, Eozän:**
- 5,50 m: Ton, grau [N5]; **ab 4,90 m**: rot- bis gelbbraun, mit kohligem Linsen und Schlieren; **bei 4,96 m**: weißer Klast
- 7,00 m: Schwarzpelit, kohlig, olivschwarz [7,5Y 3/2]; **ab 6,60 m**: orangefarben [7,5YR 6-5/6], nach unten dunkelbraun [7,5Y 2/6], Konkretionen
- 8,70 m: Schwarzpelit, olivschwarz [7,5Y 3/2], laminiert, linsig oder mit Schwarzpelitintraklasten, mit gelben Laminae; **bei 8,71 m**: helle Schlieren und Linsen
- 10,00 m: Schwarzpelit, grauolivgrün [5GY 2/3], laminiert oder linsig; **bei 9,45 m**: gelbbraune Laminae, Einfallen 0–5°
- 13,00 m: Schwarzpelit, grauolivgrün [5GY 2/3], schlierig laminiert oder massig, mit kohligem Laminae
- 14,50 m: Kernverlust
- 15,50 m: Ton, grünlichgrau [5GY 6/1] bis olivbraun [2,5Y 4/6], schlierig
- 16,00 m: Schwarzpelit, dunkelolivgrau [2,5GY 4/1], mit harten, verkieselten Lagen, Pflanzenreste
- 17,50 m: Schwarzpelit, dunkelolivgrau [2,5GY 4/1], linsig oder laminiert; **16,82–16,91 m**: laminiert, mit beigefarbenen Laminae; **16,36 und 16,40 m**: grauolivfarbene [7,5Y 6/2] Groblaminae

- 18,10 m:** Schwarzpelit, dunkelolivgrau [2,5GY 4/1], grob laminiert
- 18,20 m:** Siderit?, grauolivfarben [7,5Y 6/2], wellig-krummellig laminiert,

- 19,00 m:** Schwarzpelit, dunkelolivgrau [2,5GY 4/1], linsig oder undeutlich laminiert

Endteufe

Anhang 1.3 Forschungsbohrung Offenthal B/98-BK 1E (von V. Liebig)

Für die Beschreibung standen beide Kernhälften zur Verfügung. Ihr Zustand war allgemein gut bis sehr gut. Die Ansprache erfolgte bei Tageslicht, zeitweise mit Unterstützung durch weißes Neonlicht. Die Farbangaben entsprechen dem Schema der Rock-Colour Chart nach MUNSELL, bei bergfeuchtem Zustand der Gesteine.

In den Schwarzpeliten dominiert die Tonfraktion, sie führen jedoch immer einen schluffigen Anteil, der nicht extra erwähnt wird. Er war im Rahmen der Beschreibung schlecht zu quantifizieren. Eine eindeutige Klassifikation in Konglomerate oder Brekzien war nicht immer möglich, in diesen Fällen wurde der Begriff Diamiktit benutzt. Die Pyrite sind zum Teil alteriert, zum Teil kommen auch idiomorphe Kristalle vor. Blasige Lapilli wurden gefunden, jedoch nicht als Bims klassifiziert, da der Volumenanteil der Blasen nur unzureichend abgeschätzt werden konnte. Das vulkaniklastische Material im Liegenden des Basaltes wird als direkte Folge von Eruptionen angesehen. Demgemäß werden die granulometrische Klassifikation und das Nomenklaturschema für Vulkaniklastite nach Fisher & Schmincke (1984) angewendet. Im Hangenden des Basaltes dagegen wurden die Vulkaniklastika postvulkanisch resedimentiert, sind somit epiklastisch und werden wie nicht-vulkanische, detritische Sedimente behandelt.

Quartär, Holozän:

- 0,31 m:** Mittelsand, mittelgelbbraun [10YR 4/4], klastgestützt, polymodal, mäßig bis gut sortiert, ungeschichtet; Matrix gut sortiert; Klaster bis 4 cm, schwach gerundet bis gerundet (künstliche Auffüllung)

Quartär, Pleistozän (Würm-Kaltzeit):

- 0,60 m:** Mittelsand, dunkelbraun [10YR 3/2], klastgestützt, polymodal, unsortiert, ungeschichtet; Matrix schlecht sortiert; vermutlich beackert; eingearbeitete Klaster bis 2,5 cm
- 1,00 m:** Mittelsand, hellbraun [5YR 5/4], nach oben zunehmend dunkelbraun [10YR 2/2], klastgestützt, polymodal, mäßig bis gut sortiert, ungeschichtet; Matrix schlecht sortiert; Hauptbestandteil Quarz, Körner schwach eckig bis gut gerundet; zum Liegenden **bis 0,85 cm:** wegen Abnahme humoser Bestandteile zunehmend heller werdend
- 1,24 m:** Nachfall, sandig und sandig/humos
- 1,53 m:** Mittelsand, hellbraun [5YR 5/2-5/4], klastgestützt, polymodal, mäßig bis gut sortiert, ungeschichtet;

Matrix schlecht sortiert; Hauptbestandteil Quarz, schwach eckig bis gut gerundet; zum Liegenden heller werdend

Tertiär, Eozän:

- 1,80 m:** Schwarzpelit, mittelgelbbraun [10YR 4/4], verwittert, ursprüngliche Schichtung dadurch nur relik-tisch erhalten
- 2,00 m:** Schwarzpelit, mittelbraun-mittelgelbbraun [5YR 4/2-10YR 4/4], verwittert, ursprüngliche Feinschichtung und Laminierung trotzdem noch erkennbar; zum Liegenden dunkler werdend
- 2,37 m:** Nachfall, sandig und sandig/humos
- 2,69 m:** Schwarzpelit, mittelgelbbraun [10YR 4/4], verwittert, ursprüngliche Feinschichtung und Laminierung trotzdem noch erkennbar; 5 cm von Grobsand nach Schluff gradierte Basis, mittelgrüngrau [5GY 5/1]; im oberen Bereich mehrere stark alterierte Sideritlagen
- 3,00 m:** Schwarzpelit, dunkelbraun-mittelgelbbraun [5YR 2/2-10YR 5/6], verwittert, ursprüngliche Feinschichtung und Laminierung trotzdem noch erkennbar; mehrere stark alterierte Sideritlagen
- 3,09 m:** Nachfall, sandig und tonig
- 3,40 m:** Schwarzpelit, verwittert, ursprüngliche Feinschichtung und Laminierung trotzdem noch gut erkennbar; z.T. durch deutliche Farbwechsel [dunkelbraun-mittelgelbbraun, 10YR 1/2-5/4] gekennzeichnet; mehrere stark alterierte Sideritlagen
- 3,92 m:** Schwarzpelit, mittelgelbbraun [10YR 4/2-4/4], verwittert, ursprüngliche Schichtung und einige Sideritlagen dadurch nur relik-tisch erhalten; Schichtgrenzen verwischt; **3,71-3,53 m:** unregelmäßig verteilte Vivianit-Mineralien, mittelblau [5B 4/6], bis zu 3 mm Durchmesser
- 4,00 m:** Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], feingeschichtet bis laminiert, mittelsandig, angewittert
- 4,13 m:** Nachfall, Schwarzpelit, frisch und verwittert
- 5,00 m:** Schwarzpelit, grauschwarz [N2], feingeschichtet bis laminiert, mittelsandig; Mittelsandanteil nimmt zum Liegenden zu
- 5,08 m:** Nachfall, Schwarzpelit
- 5,57 m:** Schwarzpelit, dunkelgrau [N2,5], feingeschichtet bis laminiert, mittelsandig

- 5,69 m:** Schwarzpelit, mittelolivgrau [5Y 4/1]; Mittelsand und Kohleschmitzen führend; im oberen Teil in eine Wechsellagerung von feinsandig/schluffigem Schwarzpelit mit hellolivgrauen [5Y 5/2], siltig/tonigen Schichten übergehend
- 6,00 m:** Schwarzpelit, dunkelgrau [N2,5], feingeschichtet bis laminiert, mittelsandig
- 6,10 m:** Nachfall, Schwarzpelit
- 7,00 m:** Schwarzpelit, grauschwarz [N2], laminiert, mit Sideritlaminae; **um 6,20 m, 6,60 m und 6,93 m:** leichte Konzentration der Sideritlaminae
- 7,20 m:** Sandstein, konglomeratisch; resedimentierte Klaster bis 3 cm, Klaster aus Feinkonglomerat, Sand-, Schluff- und Tonstein; blasige Lapilli bis 1 cm, randlich alteriert
- 7,95 m:** Schwarzpelit, grauschwarz-dunkelgrau [N2-2,5], feingeschichtet; **bei 7,39 m:** Pyritschicht; **7,66–7,75 m:** Laminae und Sideritlagen; **bei 7,71 m:** 8 mm mächtige Schicht aus feinlaminiertem Siderit Kernverlust
- 8,00 m:** Kernverlust
- 8,18 m:** Schwarzpelit, grauschwarz [N2], feingeschichtet
- 8,25 m:** Schwarzpelit, mittelolivgrau [5Y 4/1] – Schluff-/Tonstein, hellgelbgrau [5Y 7/2] – Wechsellagerung
- 8,35 m:** Grobsandstein, 5 cm schwach gradiert; Übergang in Schwarzpelit, mittelolivgrau [5Y 4/1]
- 12,00 m:** Schwarzpelit, grauschwarz [N2], feingeschichtet bis laminiert; 8 cm feinkiesige/grobsandige, gradierte Basis mit Pyritaggregaten; unregelmäßig mehrere Dutzend Feinsandlagen zwischengeschaltet, die z.T. nach Ton gradiert, z.T. scharf abgegrenzt sind; **bei 8,49 m:** Tonlage, hellgelbbraun [5Y 8/6], 5 mm mächtig; **um 11,15 m, 11,25 m und 11,67 m:** Grobsand, Feinkies und Pyritaggregate im Schwarzpelit; **11–10 m:** stark durch Rammung gestaucht
- 12,18 m:** Schwarzpelit, grauschwarz [N2]; durch Rammung gestaucht; ursprünglich vermutlich mit mittelsandiger Basis und feingeschichtet
- 12,39 m:** Schwarzpelit, grauschwarz [N2], feingeschichtet; 2 cm mittelsandige Basis mit Pyrit; stark durch Rammung gestaucht
- 12,57 m:** Schwarzpelit, schwarzgrau [N1,5], feingeschichtet; 3 cm grobsandige Basis mit Pyrit, eine Pyritknolle 4 cm groß; stark durch Rammung gestaucht
- 12,93 m:** Schwarzpelit, schwarzgrau [N1,5], feingeschichtet; z.T. durch Rammung gestaucht
- 13,00 m:** Kernverlust
- 13,34 m:** Schwarzpelit, grauschwarz [N2]; zwei bis drei Schichten mit grobsandiger Basis; feingeschichtete, tonig-schluffige Deckschicht; Korngrößenzunahme zum Liegenden; stark durch Rammung gestaucht
- 13,56 m:** Schwarzpelit, grauschwarz [N2], massig; Deckschicht aus 2 mm reinem Ton; beständige aber nicht kontinuierliche Korngrößenzunahme zum Liegenden; 3 cm grobsandige Basis
- 13,77 m:** Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], feinlaminiert; 2–3 cm mittelsandige Basis, undeutlich gradiert; stark durch Rammung gestaucht
- 14,07 m:** Schwarzpelit, schwarzgrau [N1,5], zum Liegenden größer laminiert, an der Basis massig; stark durch Rammung gestaucht
- 14,24 m:** Diamiktit, mit bis zu 4 cm großen Klaster, darunter Tonsteinklaster und umgewandelten Vulkanite; stark durch Rammung gestaucht
- 14,51 m:** Abfolge aus fünf Schichten: Schwarzpelit-Laminae; darunter jeweils von Feinsand nach Ton gradierte Schichten; darunter jeweils feinkiesig-grobsandige Basen, gradiert
- 14,76 m:** Schwarzpelit, grauschwarz-olivschwarz [N2-5Y 2/1], feingeschichtet bis feinlaminiert; mehrere Dutzend von Feinsand nach Ton gradierte Schichten
- 14,94 m:** mehrere von Grobsandstein nach leicht bituminösem Tonstein, dunkelolivgrau [5Y 3/1] gradierte Schichten; bis 9 cm mächtig
- 15,00 m:** Kernverlust
- 15,87 m:** Diamiktit, polymikt; Korngröße meist kleiner 15 mm, Tonsteinklaster auch größer; basaltische Lapilli, Grundgebirgs- und Schwarzpelitklaster; Alterationssäume um Klaster, hoher Schluffanteil, load casts im Liegenden; Schwarzpelit zeigt z.T. Farbveränderungen durch sekundäre Umwandlungen; **bei 15,26 m:** fast vollständig umgewandelter Lithoklast, hellgelbgrau [5Y 7/2], 7 cm groß
- 16,00 m:** Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], massig; stellenweise mit Sideritlaminae
- 16,39 m:** Abfolge aus fünf von Grobsandstein nach schwach bituminösem Schluffstein gradierte Schichten, zwischen 4 und 12 cm mächtig; z.T. pyrithaltig
- 16,47 m:** Schluffstein-Tonstein-Wechsellagerung, olivschwarz [bis 5Y 2/1], feinlaminiert
- 16,51 m:** Konglomerat, mittelkiesig, klastgestützt, polymikt; polymodale, schlecht sortierte Matrix; ein Tonsteinklast mit 1,5 cm Durchmesser; Pyritaggregate, bis 5 mm groß
- 16,66 m:** Schwarzpelit, olivschwarz [bis 5Y 2/1], feinlaminiert; mit zwischengeschalteten Sideritlaminae und zwei geringmächtigen, von Mittelsandstein nach Tonstein gradierten Schichten
- 16,82 m:** Grobsandstein, mit Feinkiesanteil, matrixgestützt, polymikt; im obersten Teil leicht gradiert und in zwei Wechsel Feinsandstein-Tonstein übergehend; Pyritaggregate im Grobsandstein, bis 3 mm groß
- 17,00 m:** Feinsandstein-Schluffstein, mittelolivgrau [5Y 4/1], laminiert, bituminös; von zwei 0,5 cm mächtigen Mittelsandsteinlagen unterbrochen; im obersten Viertel sideritartig

- 17,51 m:** Konglomerat- und Grobsandsteinschichten, feinkiesig; in Wechsellagerung mit feinlaminierten, z.T. siderithaltigen Schwarzpelitschichten; syngenetische Rutschungen, Faltungen und Abscherungen; Schichtmächtigkeiten bis maximal 4 cm
- 17,64 m:** Diamiktit, von Mittelkies nach Mittelsand gradiert; Quarz-, Grundgebirgs- und Basaltklasten; im oberen Drittel Tonsteinklasten; alterierte Pyritaggregate
- 17,93 m:** schluffig-tonige Schicht, dunkelolivgrau [5Y 3/1], 10 cm mächtig; Übergang in darunterliegende flaserige Wechsellagerung aus Grob- bis Mittelsandstein, z.T. siderithaltigem bituminösem Tonstein und zwischengeschalteten Kohleschmitzen bis 8 mm Mächtigkeit; oberste Mittelsandsteinlage gradiert; darunter Basisdiamiktit, 6 cm mächtig, polymikt; Pyritaggregate in den grobklastischen Schichten
- 18,34 m:** Diamiktit, polymikt, schwach gradiert, sehr tonmatrixreich; Grundgebirgs-, Kohle- und Schwarzpelitklasten, Pyritaggregate; im obersten Bereich in mittelsandige bis tonige Schichten übergehend
- 18,68 m:** Grobsandstein-Tonstein-Abfolge, dunkelolivgrau [5Y 3/1]; drei Sedimentationseinheiten, jeweils erosive Basiskontakte, syngenetische Rutschungen und, besonders in der hangenden Schicht, resedimentierte sideritreiche Schwarzpelitklasten, hellolivgrau [5Y 6/2 und 7/2], bis 2 cm groß
- 18,94 m:** von Mittelsandstein nach Feinschluffstein gradierte Schicht, dunkelolivgrau [5Y 3/1]
- 19,00 m:** Grobsandstein – Schluffstein – Kohleschmitzen – Wechsellagerung
- 19,10 m:** schluffig-tonige Schichten mit Kohleschmitzen; durch syngenetische Rutschung oder Rammereffekt gestört
- 19,22 m:** Diamiktit, polymikt, leicht gradiert; mit Pyritresten
- 19,73 m:** Grobsandstein, mit Feinkiesanteilen und schluffig/tonig, bituminösem Anteil; Wechsellagerung, polymikt, schlecht sortiert; Schichtmächtigkeiten und Anteile der Grobklastika nehmen zum Liegenden der Wechselfolge kontinuierlich zu; Kohleschmitzen in der untersten Sandlage; in allen grobklastischen Schichten Pyritbildungen bis 3 mm Größe; Abnahme der Schichtenanzahl der Feinklastika zum Liegenden
- 19,92 m:** gradierte Schicht, dunkelolivgrau [5Y 3/1]; mittelsandige Basis mit mehreren cm-großen, umgelagerten, eingeregelteten Schwarzpelitklasten; dunkle, tonige Decklage mit Pyritaggregaten, bis 2 mm groß
- 20,00 m:** Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], feingeschichtet bis massig; jeweils mit schluffig/feinsandiger Basis und schluffig/tonigem Abschluss
- 20,09 m:** mittelsandig-toniges Material und Schwarzpelit; stark durch Rammung gestaucht
- 20,36 m:** Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], feingeschichtet bis massig; jeweils mit schluffig/feinsandiger Basis und tonigem Abschluss pro Schicht
- 20,58 m:** Diamiktit, drei Schichten mit 6–8 cm Mächtigkeit, polymikt, leicht gradiert; jeweils mit tonig-bituminöser Decklage
- 21,00 m:** rhythmische Wechsellagerung von sieben Schichten; jeweils gradiertes Mittelsandstein, Mächtigkeit 1–3 cm, schluffig/tonige Schichten oder fein laminiertes Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1]; Spuren von Pyrit in den Mittelsandsteinen
- 21,25 m:** Kernverlust
- 21,62 m:** Schluffstein, mittelolivgrau-mittelgrau [5Y 4/1-N6], feingeschichtet, bituminös, kieselig gebunden; z.T. von Mittelsand nach Schluff gradierte Schichten mit Belastungsmarken an der Basis; **um 21,58 m:** Sideritlaminae
- 21,78 m:** Schluffstein, mittelolivgrau-mittelgrau [5Y 4/1-N6], feingeschichtet bis laminiert, bituminös, kieselig gebunden; mit feinsandigen, pyritführenden Laminae
- 21,90 m:** Schluffstein, mittelolivgrau-mittelgrau [5Y 4/1-N5,5], bituminös, massig, kieselig gebunden; mit grobsandiger, leicht flaseriger Basis
- 22,01 m:** Schwarzpelit, olivschwarz [5Y 2/1], feingeschichtet
- 22,20 m:** Schluffstein, mittelolivgrau-mittelgrau [5Y 4/1-N5,5], bituminös, massig, kieselig gebunden; mit grobsandiger Basis
- 22,50 m:** Konglomerat, mittelgrau [N5,5], grobkiesig, überwiegend klastgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert; im oberen Viertel nach Grobsand gradiert und unverfestigt, Klasten schwach eckig bis gerundet; Hauptbestandteil epiklastische, basaltische, dichte bis blasige Lapilli, z.T. eventuell Bims-lapilli, Lapilli oft mit komagmatischem oder xenolithischem Kern; untergeordnet Grundgebirgsklasten, Quarz und akkretionäre Lapilli
- 22,60 m:** zwei von Grobsandstein nach Schluffstein, mittelgrüngrau [5GY 5/1], gradierte Schichten, schwach kieselig gebunden; jeweils mit laminiertes/bituminöser Wechsellagerung als Basis; Pyritaggregate in den sandigen Partien
- 22,67 m:** von Schluffstein nach Grobsandstein invers gradierte Schicht, kieselig gebunden; Abschluss zum Hangenden durch eine bis 2,5 mm mächtige Pyritlage, durch eine senkrechte Kluft mit den Pyritaggregaten der unterlagernden Einheit verbunden, konkordante Pyritlagen im sandigen Bereich
- 22,68 m:** schluffig-tonige Wechsellagerung, grüngrau-mittelolivgrau [5GY 6/1-5Y 4/1], laminiert, bituminös; eine invers gradierte Schicht; geschlossene Lage Pyritaggregate in den beiden grobkörnigsten Feinschichten
- 22,80 m:** mittelsandig-tonige Schicht, mittelgrüngrau [5GY

- 6/1], laminierte und rippelige Lagen, kieselig gebunden; Fortsetzung der liegenden Schicht
- 22,97 m:** Konglomerat, mittelgrau [N 5,5], grobkiesig, klastgestützt, polymodal, polymikt, schlecht bis mäßig sortiert, Klasten schwach eckig bis gerundet, kieselig gebunden; Hauptbestandteil epiklastische, basaltische, dichte bis blasige Lapilli, z.T. mit komagmatischem oder xenolithischem Kern; wenige resedimentierte Grundgebirgs- und Rotliegendklasten und Quarz; in zwei Schüben sedimentiert
- 23,25 m:** Wechsellagerung aus grobsandigen bis schluffig-tonigen Schichten, grüngrau [SGY 6/1]; z.T. feinlaminiert, häufig gradiert und mit erosiver Basis; maximale Schichtmächtigkeit 4,5 cm
- 23,39 m:** Konglomerat, mittelkiesig, klastgestützt, polymodal, polymikt, Mittelkiesklasten schwach eckig bis gerundet, schlecht sortiert; Matrix kieselig gebunden; resedimentierte Grundgebirgs- und Rotliegendklasten und Quarz, stark erosive Basis
- 23,45 m:** zwei von Grobsandstein nach Schluffstein gradierte Schichten, grüngrau [SGY 6/1], klastgestützt, polymodal; Klasten schwach eckig und schlecht sortiert; jeweils mit erosiver Basis
- 24,26 m:** Sand-/Schluffstein, mittelgrüngrau [SGY 6/1-5/1], kieselig gebunden; 1 cm feinlaminierte Sand-Schluff-Wechsellagerung; darunter 7,5 cm schluffig/tonige, laminierte Schicht; darunter 22,5 cm feinsandig/schluffige Schicht, mit Belastungsmarken und Flame Strukturen an der Basis und z.T. durch Flaserschichtung nachgezeichneten Strömungsrippeln; darunter 25 cm Mittelsand, laminiert; darunter 26 cm von Grob- nach Mittelsand gradierte Schicht mit erosiver, konglomeratischer Basis; **bei 24,21 m:** Häufung von Pyritnestern [eine Sequenzierung nach Bouma (1962) oder Kelts & Arthur (1981) ist möglich]
- 24,54 m:** Konglomerat, mittelgrau [N5,5-6,5], klastgestützt, stark kieselig gebunden; Konzentration toniger Klasten im oberen Bereich
- 25,44 m:** Konglomerat, dunkelgrüngrau [SGY 3/1], grobkiesig, klastgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert, stellenweise schwach geschichtet, Klasten schwach eckig bis gerundet; Matrix größtenteils nicht vorhanden oder stellenweise kieselig, Kornverband zerfällt; Hauptbestandteil epiklastische, basaltische, dichte bis blasige Lapilli, z.T. mit komagmatischem oder xenolithischem Kern; sehr wenig resedimentierte Grundgebirgs-, Rotliegend- und Schluffklasten und Quarz
- 25,59 m:** Konglomerat, grobkiesig, klastgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert, Klasten schwach eckig bis gerundet; leichte Konzentration der größten Klasten in der Mitte der Schicht und Abreicherung im Liegenden und Hangenden; Hauptbestandteil epiklastische, basaltische, dichte bis blasige Lapilli; kaum resedimentierte Rotliegendklasten, Quarz und Schluffsteinklasten
- 25,98 m:** Konglomerat, grobkiesig, klastgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert, Klasten schwach eckig bis gerundet; leichte Konzentration der größten Klasten in der Mitte der Schicht und Abreicherung im Liegenden und Hangenden; Hauptbestandteil epiklastische, basaltische, dichte bis blasige Lapilli, untergeordnet resedimentierte Rotliegendklasten und Quarz; erosive Basis mit Belastungsmarken
- 26,10 m:** von grob-mittelkiesigem Konglomerat nach Schluffstein gradierte Schicht, klastgestützt, polymodal, polymikt; Klasten schwach eckig bis gerundet; Hauptbestandteil epiklastische, basaltische, blasige Lapilli; untergeordnet resedimentierte Rotliegendklasten und Quarz; erosive Basis mit Belastungsmarken
- 26,28 m:** Konglomerat, hellgrüngrau-dunkelgrüngrau [SGY 4/1-7/1], grob-mittelkiesig, klastgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert, Klasten schwach eckig bis gerundet; Hauptbestandteil epiklastische, basaltische, blasige Lapilli; untergeordnet resedimentierte Rotliegendklasten und Quarz; erosive Basis mit Belastungsmarken
- 26,34 m:** von grob-mittelkiesigem Konglomerat nach Feinsandstein gradierte Schicht, klastgestützt, polymodal, polymikt; Grobkies eckig und mäßig sortiert; Abschluss der Schicht durch eine Schlufflage; Hauptbestandteil epiklastische, basaltische, blasige Lapilli; untergeordnet resedimentierte Rotliegendklasten und Quarz; erosive Basis mit Belastungsmarken
- 26,50 m:** mehrere von feinkiesigem Grobsandstein nach Schluffstein gradierte Schichten, z.T. mit Belastungsmarken
- 26,55 m:** schwach von Feinsandstein nach Schluffstein gradierte Wechsellagerung, mittelgrüngrau [SGY 6/1]
- 26,67 m:** Sandstein, mittelgrüngrau [SGY 6,5/1], feingeschichtet, schwach kieselig gebunden; im obersten Teil eine und an der Basis zwei von Schluff nach Mittelsand invers gradierte Schichten, jeweils mit einer Feinschlufflage abschließend
- 26,80 m:** acht von Grobsandstein nach Schluffstein gradierte Schichten, mittelgrüngrau [SGY 6/1]; z.T. mit erosiver Basis mit Belastungs- und Rollmarken; Schichtmächtigkeiten von 1–4,5 cm
- 26,87 m:** von Feinsandstein nach Schluffstein gradierte Schichten, mittelgrüngrau [SGY 6/1], feingeschichtet, schwach kieselig gebunden; Wechsellagerung, Schichtmächtigkeit maximal 8 mm
- 26,94 m:** von Mittelsandstein nach Schluffstein gradierte

- 27,38 m:** Schicht, hellgrüngrau [5GY 7/1], kieselig gebunden Konglomerat, klastgestützt, gradiert; Hauptkomponente epiklastische, überwiegend gerundete, basaltische Lapilli und resedimentierte, feinkörnige Rotliegendesandstein-Klasten, meistens gebleicht und mit rötlichem Rand; zum Hangenden durch eine 5 cm mächtige, von Mittelsand nach Schluff gradierte Schicht abgeschlossen; Wellenrippel mit Länge 5 cm und Höhe 1 cm
- 27,83 m:** Diamiktit, dunkelbraun-mittelrot [5YR 3/2-5R 4/4]; nur Rotliegendesandstein-Klasten, schwach eckig bis gerundet, teilweise gebleicht; ein Rotliegend-Block auf 51,5 cm Länge angeschnitten und von 13 lagerungsparallelen Klüften durchzogen
- 28,58 m:** Konglomerat, klastgestützt; Hauptbestandteil epiklastische, basaltische, überwiegend gerundete Lapilli, einer mit plutonischem Kern, und feinkörnige Rotliegendesandstein-Klasten, meist gebleicht und mit rötlichem Rand, ein Plutonitklast; **bei 28,10 m:** Grobsandsteinklast, dunkelbraun-mittelrot [5YR 3/2-5R 4/4], 11 cm groß
- 29,04 m:** Brekzie, vulkaniklastisch, matrixgestützt; blasige, basaltische Klasten, mittelgrau-mittelgrüngrau [N4-5GY 6/1], bis 12 cm Größe „schwimmen“ in einer tonig-feinschluffigen Matrix, mittelgrüngrau [5GY 6/1]; scharfe Sohlfläche mit Belastungsmarken, Basis sandig-feinkiesig mit Rippeln und kleinsten Falten
- 29,36 m:** Brekzie, vulkaniklastisch, matrixgestützt; blasige, basaltische Klasten, mittelgrüngrau [5GY 6/1], bis 10 cm Größe „schwimmen“ in einer rotgrün melierten, tonig-schluffigen Matrix; scharfe Sohlfläche, Basis tonig-feinkiesig mit Rippeln und kleinsten Falten
- 29,72 m:** Brekzie, vulkaniklastisch, überwiegend matrixgestützt, polymodal, monomikt, schlecht sortiert; basaltische Klasten, Korngröße bis 12 cm; randlich stark alteriert (Farbverschiebung zu Rottönen); dicht gestaffelte, meist lagerungsparallele, karbonatgefüllte Klüfte; Blasenräume karbonatisch/nichtkarbonatisch verfüllt; tonige Matrix, dunkelbraun [5YR 3/2]; im obersten Bereich Reliefausgleich durch toniges Material, dunkelgraugrün [5GY 3/2]
- 29,98 m:** Olivinbasalt-Bruchstück, grünschwarz [5GY 2/1]; stark blasig, randlich fragmentiert; Durchmesser 26 cm
- 30,87 m:** Brekzie, grünschwarz [5GY 2/1], vulkaniklastisch, überwiegend matrixgestützt, polymodal, monomikt, sehr schlecht sortiert; basaltische Klasten, Korngröße bis 8 cm; Blasenräume karbonatisch/nichtkarbonatisch verfüllt; tonige Matrix, dunkelbraun [5YR 3/2]
- 31,07 m:** Olivinbasalt-Bruchstück, grünschwarz [5GY 2/1], Durchmesser über 20 cm, randlich fragmentiert
- 31,15 m:** Brekzie, vulkaniklastisch, matrixgestützt, polymodal, monomikt, mäßig sortiert; basaltische Klasten (starke Farbunterschiede), Korngröße bis 5 cm; dicht gestaffelte, lagerungsparallele karbonatgefüllte Klüfte; Blasenräume karbonatisch/nichtkarbonatisch verfüllt; tonige Matrix, dunkelbraun [5YR 3/2]
- 32,18 m:** Brekzie, grünschwarz [5GY 2/1], vulkaniklastisch, überwiegend matrixgestützt, polymodal, monomikt, sehr schlecht sortiert; basaltische Klasten, Korngröße bis 15 cm; viermalige Konzentration lagerungsparalleler, karbonatgefüllter Klüfte; Blasenräume karbonatisch/nichtkarbonatisch verfüllt; tonige Matrix, dunkelbraun [5YR 3/2]
- 32,63 m:** Brekzie, grünschwarz [5GY 2/1], vulkaniklastisch, matrixgestützt, polymodal, monomikt, schlecht sortiert; basaltische Klasten, Korngröße bis 5 cm; in der unteren Hälfte Häufung lagerungsparalleler karbonatgefüllter Klüfte; Blasenräume karbonatisch/nichtkarbonatisch verfüllt; dunkelbraune, tonige Matrix [5YR 3/2] fehlt im oberen Drittel
- 32,80 m:** Olivinbasalt, grünschwarz [5GY 2/1], brekziös; Übergang zur hangenden Brekzie; unregelmäßiges Kluftsystem, Klüfte und Blasenräume mit karbonatigem/nichtkarbonatigem, hellgrau [N8,5] oder tonigem Material, dunkelbraun [5YR 3/2], gefüllt; ursprünglicher Zusammenhang der Basaltklasten noch erkennbar
- 33,93 m:** Olivinbasalt, grünschwarz [5GY 2/1], dicht, homogen; 18 eng stehende, waagerechte Klüfte in Abständen von 1–6 cm, meist mit karbonatischer Füllung, hellgrau [N8,5], die z.T. mit nichtkarbonatischen Lagen, mittelgraugrün [10GY 5/2], schichtweise abwechselt; drei karbonatisch/nichtkarbonatisch gefüllte Diagonalklüfte, hellgrau-dunkelbraun [N8,5-5YR 3/2]
- 34,10 m:** Kernverlust
- 34,50 m:** Olivinbasalt, grauschwarz [N2], dicht, homogen; zwölf maximal 1 mm weite, eng stehende, lagerungsparallele Klüfte in Abständen von 2–4 mm; ein Diagonalkluft
- 39,00 m:** Olivinbasalt, dunkelgrau [N2,5], dicht, homogen, schwach klüftig; dreizehn lagerungsparallele Klüfte, acht Diagonalklüfte und drei senkrechte Klüfte, bis 1 cm weit; Klüfte z.T. lagenweise karbonatisch verfüllt, hellgrau-hellgraugrün [N8,5-10GY 6/2]; **36,73–37,50 und 37,50–38,14 m:** ohne Klüfte
- 39,12 m:** Kernverlust
- 41,85 m:** Olivinbasalt, dunkelgrau [N2,5], dicht, homogen, klüftig; sechs lagerungsparallele Klüfte, nur wenige mm offen, fünf diagonale und zwei senkrechte Klüfte, bis 8 mm offen; Klüfte meist lagenweise karbonatisch verfüllt, hellgrau-hellrosagrau-hellgelbgrau-hellgrüngrau [N8,5-5YR 8/1-5Y 8/1-5GY 8/1]

- 43,50 m:** Olivinbasalt, dunkelgrau [N2,5], dicht, homogen, stark klüftig; vierzehn lagerungsparallele Klüfte, maximal wenige mm offen, sieben diagonale Klüfte und vier senkrechte Klüfte, bis 5 mm offen; Klüfte meist lagenweise silikatisch, hellgrün-mittelgrün [5G 7/2-10GY 5/2] und karbonatisch verfüllt, weiß-hellgrüngrau [N9-5G 9/1]
- 43,65 m:** Kernverlust
- 55,35 m:** Olivinbasalt, dunkelgrau [N2,5], dicht, homogen, stark klüftig; vierundsechzig lagerungsparallele Klüfte, nur wenige mm offen, zwanzig diagonale Klüfte, etwas weiter offen, vierzehn senkrechte Klüfte, bis 7 mm offen; Klüfte meist lagenweise zunächst silikatisch, dann karbonatisch verfüllt, hellgrauorange-hellgrüngrau [10R 8/2-5GY 8/1]; stellenweise mm-große glasige Blasenfüllungen; **bei 54,26 m:** 3–5 cm mächtige, blasige, inhomogene Einschaltung
- 58,85 m:** Olivinbasalt, dunkelgrau [N2,5], dicht, homogen, schwach klüftig; fünf lagerungsparallele Klüfte nur wenige mm offen, eine diagonale Kluft nur wenige mm offen, eine senkrechte Kluft bis 1 cm offen; Klüfte meist lagenweise zunächst silikatisch, hellgrauorange [10R 8/2], dann karbonatisch verfüllt, hellgrau-hellgrüngrau [N8,5-5GY 8/1]
- 58,99 m:** Olivinbasalt, dunkelgrüngrau-grün-schwarz [5GY 4/1-5G 2/1], blasig; Basis des überlagernden Basaltes, komprimiertes, autobrekziertes Material; Blasen teilweise karbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 59,10 m:** Lapillituff, klastgestützt, mäßig sortiert; durch überlagernden Olivinbasalt komprimiert; die hangende, pyritführende Schicht blasiger Lapilli, mittelgrüngrau [5GY 6/1], geht zum Liegenden in eine 4 cm mächtige Schicht juveniler, basaltischer Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1], über; Zwickel im Hangenden teilweise karbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5], Zwickelanteil zum Liegenden zunehmend
- 59,21 m:** Grobaschentuff, hellolivgrau [5Y 5/2], 20% Lapillianteil, leicht gradiert; die obersten 2 cm Feinaschen; die Grenzschicht zur überlagernden Schicht wird von einer Rippel gebildet
- 59,84 m:** Lapillituff, klastgestützt, schlecht sortiert; Hauptbestandteil juvenile, schwach blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1], schwach eckig bis schwach gerundet; untergeordnet blasige Lapilli, dunkelgrüngrau-mittelgrüngrau [5GY 4/1-5/1]; 5–10% Rotliegendxenolithe, bis max. 6 cm groß, dunkelbraun-mittelrot [5YR 3/2-5R 4/4], z.T. entfärbt; Klasten über 2 cm Größe invers gradiert; Basislage aus 3 cm mächtigen Grobaschen; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 60,00 m:** Kernverlust
- 60,37 m:** Lapillituff, grobkörnig, klastgestützt, matrixreich
- Klasten eckig bis schwach gerundet, teilweise verschweißt, Hauptbestandteil juvenile, gering blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1], und blasige Lapilli, dunkelgrüngrau-mittelgrüngrau [5GY 4/1-5/1], fast xenolithfrei; zum Liegenden wird der Anteil feiner Lapilli zunehmend durch eine nichtkarbonatische Matrix ersetzt; Zwickel nicht karbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]; Liegendgrenze fällt mit 45° ein
- 60,52 m:** Lapillituff, grobkörnig, klastgestützt, polymodal, matrixreich, gradiert, Klasten eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil juvenile, z.T. verschweißte, gering blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1], und blasige Lapilli, dunkelgrüngrau-mittelgrüngrau [5GY 4/1-5/1]; fast xenolithfrei; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 61,10 m:** Lapillituff, schwach geschichtet, klastgestützt, polymodal, polymikt, Klasten schwach eckig bis schwach gerundet, Hauptbestandteil juvenile, gering blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1]; untergeordnet blasige Lapilli, dunkelgrüngrau-mittelgrüngrau [5GY 4/1-5/1]; 1% Rotliegendxenolithe; Zwickelanteil gering und nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 61,37 m:** Lapillituff, klastgestützt, schlecht sortiert, Klasten schwach eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil juvenile, z.T. verschweißte, gering blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1]; 10% blasige Lapilli, mittelgrüngrau-hellgrüngrau [5GY 5/1-7/1]; 30% Rotliegendxenolithe, dunkelbraun-mittelrot [5YR 3/2-5R 4/4], z.T. entfärbt, bis 4 cm groß; Rotfärbung der Aschenfraktion, graubraun [5YR 3/4]
- 61,50 m:** Kernverlust
- 63,08 m:** Lapillituff, sehr schlecht sortiert, klastgestützt, brekziös, klüftig, Klasten eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil juvenile, z.T. verschweißte, gering blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1], bis max. 3 cm groß; Grundgebirgs- und vor allem Rotliegendxenolithe: geschichtete Schluff- bis Grobsandsteine, dunkelbraun-mittelrot [5YR 3/2-5R 4/4], z.T. entfärbt; Brekzien- und Blockanteil (bis max. 31 cm groß) besteht nur aus Rotliegendmaterial; **ab 62,50 m:** zum Liegenden deutlicher Rückgang der Rotfärbung der Aschenfraktion, graubraun [5YR 3/4] und Abnahme des gradierten Xenolith-Anteils; Basislage von Grobaschen nach Lapilli gradiert
- 63,35 m:** Rotliegendsandstein-Block, mittelrot [5R 4/4], klastgestützt, polymodal, mit hohem Feinkiesanteil
- 63,54 m:** Konglomerat, schwach geschichtet, polymodal, polymikt, sehr schlecht sortiert; Sohlmarken; durch überlagernden Rotliegendklast verdichtet

- 65,37 m:** Lapillituff, grobkörnig, klastgestützt, polymodal, matrixreich, Klasten eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil juvenile, z.T. verschweißte, gering blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1]; fast xenolithfrei, aschenfrei, etliche Blöcke; Zwickel schwach karbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 67,77 m:** Lapillituff, klastgestützt, polymodal, polymikt, Klasten schwach eckig bis schwach gerundet, durch leichte Sortierung, Verdichtung und Verschweißung undeutlich geschichtet; Hauptbestandteil juvenile, gering blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1]; untergeordnet blasige Lapilli, dunkelgrüngrau-mittelgrüngrau [5GY 4/1-5/1]; **ab 66,50 m:** bis zu 5%, darunter 1%, Rotliegendxenolithe, max. 5 cm groß; Zwickelanteil gering und nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 67,81 m:** Grobaschentuff, dunkelgrüngrau [5GY 3/1], klastgestützt, unscharf begrenzt, gleicht das Relief um einen Rotliegendklast aus
- 68,47 m:** Lapillituff, klastgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert, Klasten schwach eckig bis gerundet, durch leichte Sortierung schwach geschichtet; Hauptbestandteil juvenile, häufig verschweißte, gering blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1]; untergeordnet blasige Lapilli, dunkelgrüngrau-mittelgrüngrau [5GY 4/1-5/1]; bis zu 5% Rotliegendxenolithe, max. 5 cm groß, grobkörnige Rotliegendklasten gebleicht; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 69,00 m:** Lapillituff, klastgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert, mit Grobaschenanteil, Klasten schwach eckig bis gerundet, durch leichte Sortierung und Verschweißung schwach geschichtet, drei mehrere cm mächtige verschweißte Lapilli-Lagen; Hauptbestandteil juvenile, gering blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1], und blasige Lapilli, dunkelgrüngrau-mittelgrüngrau [5GY 4/1-5/1]; bis zu 5% Xenolithe, längliche Rotliegendklasten eingeregelt, max. 5 cm lang, grobe Fraktion der Rotliegendklasten gebleicht; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 69,12 m:** Kernverlust
- 69,50 m:** Lapillituff, klastgestützt, polymodal, polymikt, invers gradiert, mit Grobaschenanteil, Klasten schwach gerundet; Hauptbestandteil juvenile, häufig verschweißte, gering blasige, basaltische Lapilli [5GY 3/1], hoher Anteil blasiger Lapilli, dunkelgrüngrau-mittelgrüngrau [5GY 4/1-5/1]; 1% Xenolithe; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 70,78 m:** Lapillituff, klastgestützt, polymodal, polymikt, Klasten schwach eckig bis schwach gerundet, durch leichte Sortierung undeutlich geschichtet; Hauptbestandteil juvenile, häufig verschweißte, gering blasige, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1], und blasige Lapilli, dunkelgrüngrau-mittelgrüngrau [5GY 4/1 bis 5/1]; bis zu 5% Rotliegendxenolithe, max. 5 cm groß; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]; **69,40–69,50 m:** komprimiert, Zwickel fast völlig reduziert
- 71,67 m:** Lapillituff, klastgestützt, polymodal, fast monomikt, Klasten eckig bis schwach gerundet, durch leichte Sortierung oder Verschweißung schwach geschichtet; Hauptbestandteil feinblasige bis blasige, juvenile, häufig verschweißte, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1], bis 5 cm groß, sehr unregelmäßige Kornform; maximal 1% Rotliegendxenolithe; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 71,77 m:** Lapillituff, polymikt, schwach geschichtet, Klasten eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil feinblasige, juvenile, häufig verschweißte, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1]; 1% Rotliegendxenolithe; eine zentrale und eine abschließende Grobaschenlage; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]
- 71,86 m:** Aschentuff, dunkelgraurot [10R 4/2]; durch eingeschaltete, feinkörnige Lapillilagen undeutlich geschichtet
- 72,45 m:** Lapillituff, matrixgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert, schwach klüftig, ungeschichtet, kristallführend, Klasten eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil feinblasige, juvenile, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1], einige blasige Lapilli und Rotliegendxenolithe; größere Lapilli „schwimmen“ in einer Matrix aus feinen Lapilli und Grobaschen, dunkelgraurot [10R 3/2]. Eine fast senkrechte, gangartige Spalte durchschneidet den Tuff, sie ist zum Hangenden trichterartig erweitert und mit unsortiertem, klastgestütztem, polymodalen, polymikten Lapillituff gefüllt, Klasten eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil feinblasige, juvenile, z.T. verschweißte, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1]; untergeordnet blasige Lapilli und Xenolithe, meist Rotliegendmaterial; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt.
- 73,36 m:** Lapillituff, matrixgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert, schwach klüftig, kristallführend, Klasten eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil feinblasige, juvenile, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [5GY 3/1]; maximal 5% blasige Lapilli, maximal 5% Xenolithe, meist Rotliegendmaterial; größere Lapilli „schwimmen“ in einer Matrix aus feinen Lapilli und Grobaschen, dunkelgraurot [10R 3/2]

- 77,74 m:** Lapillituff, klastgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert, Klasten eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil feinblasige, juvenile, z.T. verschweißte, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [SGY 3/1]; bis 10% Bims-Lapilli, häufig als Fiamme, bis 3 cm Länge; 10% Xenolithe, meist Rotliegendematerial, meist gebleicht, bis über 8 cm groß; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt; **73,36–73,50 m:** deutliche Korngrößenabnahme
- 77,92 m:** Rotliegend-Block, dunkelrotbraun [10R 3/4 bis 2/4], geschichtet, über 20 cm groß; Korngrößen von Schluff bis Grobkies
- 79,14 m:** Lapillituff, klastgestützt, polymodal, polymikt, schlecht sortiert, klüftig, Klasten eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil feinblasige, juvenile, häufig verschweißte, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [SGY 3/1], selten mit Kern; einige blasige

Lapilli, z.T. als Fiamme; 10% Xenolithe, fast nur Rotliegendematerial, maximal 6 cm groß; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt, Klüfte bis 2 mm weit und karbonatisch verfüllt; **etwa bei 76,40 m:** zum Liegenden Übergang von Rot- zu Grünfärbung der Matrix; **bei 76,50 m:** undeutliche Schichtung

- 80,50 m:** Lapillituff, klastgestützt, polymodal, fast monomikt, mäßig sortiert, lokal multipel symmetrisch gradiert, durch leichte Sortierung undeutlich geschichtet, Klasten eckig bis schwach gerundet; Hauptbestandteil feinblasige, juvenile, häufig verschweißte, basaltische Lapilli, dunkelgrüngrau [SGY 3/1], selten mit Kern; maximal 1% Plutonit- oder Rotliegend xenolithe; Zwickel nichtkarbonatisch verfüllt, hellgrau [N8,5]

Endteufe

Anhang 2. Schichtenverzeichnisse zweier Lagerstättenbohrungen im „Ölschiefer“-Vorkommen Erlenwiese bei Eppertshausen (zusammengestellt von F.-J. Harms mit einem Beitrag von M. Hottenrott)

Im Bohrarchiv des HLOG sind Profilbeschreibungen und sonstige Untersuchungsberichte zu zwei im Jahr 1976 im „Ölschiefer“-Vorkommen Erlenwiese bei Eppertshausen abgeteuften Bohrungen hinterlegt. Sie waren im Auftrag des HLOG zur Erkundung oberflächennaher Lagerstätten von der Firma Hydro-Bohr (Eichenried) ausgeführt worden. Bislang sind von diesem Vorkommen der Messel-Formation nur wenige Informationen veröffentlicht worden, die letztlich alle schon auf Wittich (1899: 99) zurückgehen. Daher sollen die seinerzeit von den HLOG-Mitarbeitern W. Barth und C.P. Ziehlke aufgenommenen Schichtenverzeichnisse hier im Wesentlichen unverändert abgedruckt werden. Aus beiden Bohrungen sind im Bohrarchiv des HLOG Daten von einigen Sieb- und Schlämmanalysen, röntgendiffraktometrische Mineralbestimmungen und chemischen Analysen hinterlegt. Demnach sind die wichtigsten mineralischen Komponenten des „Ölschiefers“ in beiden Bohrungen Smekтите (Montmorillonit). Quarz tritt regelmäßig als Nebenkomponekte oder in Spuren auf, eine auch für den Messeler „Ölschiefer“ typische Assoziation. In fünf Proben aus der Bohrung A/76-B 19 lag der Glühverlust des „Ölschiefers“ nach vierstündiger Vortrocknung (110°C) bei 17,5–46,0% und der Corg.-Gehalt bei 0,5–24,5%. Auch diese Werte entsprechen den aus den anderen „Ölschiefer“-Vorkommen des Sprendlinger Horstes vorliegenden Befunden.

Lagerstättenbohrung A/76-B 1

Bohrarchiv-Nr. HLOG: 6018/117

Lage: Gemeinde Ober-Roden, Staatsforst Langen, ca. 3,5 km SW Ober-Roden in der Erlenwiese

Blatt und Koordinaten: 6018 Langen, R: 34 86 450, H: 55 34 890
 Ansatzhöhe über NN: 151,5 m
 Endteufe: 37,8 m
 Bohrverfahren: 0,0–37,8 m Rammkernbohrung
 Bohrmeister: Mauerer
 Zeit der Ausführung: 6.9.–13.9.1976

Quartär:

- 0,25 m:** Boden, sandig, dunkelgelbbraun
-0,40 m: Feinsand, etwas eisenschüssig verbacken, mittelgelbbraun
-1,40 m: Feinsand, stark mittelsandig, schwach grobsandig, schwach schluffig, mittelgelbbraun bis mittelgraubraun

Tertiär, Eozän (Messel-Formation):

- 1,60 m:** Ton, schwach schluffig; **bis 1,50 m:** hellblau bis hellgrau; **bis 1,55 m:** graugrün; **bis 1,60 m:** grünlichmittelgrau
-1,80 m: Feinsand, sehr schwach schluffig, mittelgraubraun
-1,90 m: Ton, mittel- bis dunkelgrau mit grünlichem Farbstick
-2,05 m: Kohle, schwarz
-2,15 m: Ton, kohlig-lignitisch, dunkelgrau bis schwarz
-2,25 m: Kohle, schwarz
-2,33 m: Ton, kohlig-lignitisch, graubraun bis braunschwarz
-2,35 m: Kohle, schwarz
-2,95 m: Ton, stark kohlig-lignitisch, dunkelbraun bis braunschwarz; besonders **bis 2,40 m, bei 2,65 m und**

- 2,80 m:** dünne kohlige Lagen (braune Holzreste unter Luftzutritt rasch stark schwärzend)
- 3,05 m:** Kohle, schwarz
- 3,20 m:** Ton, kohlig-lignitisch, dunkelgrau mit braunschwarzen Sprenkeln (Holzreste)
- 5,10 m:** Ton, stark kohlig-lignitisch, braunschwarz bis schwarz (verwittert); vor allem **bei 3,20–3,50 m, 3,65–3,70 m, 4,15–4,25 m, 4,40–4,45 m, 4,65–4,70 m, bei 4,85 m und 4,95–5,00 m:** kohlige Lagen
- 5,80 m:** Ton, kohlig-lignitisch, mittel- bis hellgrau, braunstichig (Holzpartikel)
- 7,30 m:** Ton, schwach schluffig; **bis 7,20 m:** mittel- bis dunkelgrau und schwarz gesprenkelt (kohlige Holzreste); **bis 7,30 m:** grünlich-braungrau und stärker schluffig; besonders **bei 6,40 m, 6,45 m, 6,55 m und 6,85 m:** dünne, kohlige, schwarze Lagen; **bei 7,00–7,10 m:** hellbraune, mm-große Flecken, sandig?
- 7,90 m:** Ton, sehr stark kohlig-lignitisch, schwarz – [bröckelig zerbohrt]
- 9,05 m:** Folge von Kohle und „Ölschiefer“, frischer Kern schwarz – [bröckelig zerbohrt]
- 9,15 m:** Ton, mit zahlreichen kohligen Holzresten, braunschwarz
- 10,10 m:** Kohle, schwarz; **bei 9,55–9,65 m, 9,80–9,85 m und 10,00–10,10 m:** mit dunkelbraungrauen Tonzwischenlagen – [bröckelig zerbohrt]
- 10,60 m:** Ton, kohlig-lignitisch; vor allem **bei 10,45–10,50 m:** kohlige Lage; mittel- bis dunkelgrau, auch bräunlichmittelgrau
- 19,60 m:** „Ölschiefer“, sehr einheitlich, braunschwarz
- 20,15 m:** Ton, stark schluffig, sandig, mittelgrau; **bei 19,95–20,05 m:** braungetönt; **bei 19,60–19,80 m und 19,90–20,00 m:** erhöhter Sandgehalt
- 25,75 m:** Ton, unterschiedlich schluffig; **bis 23,00 m:** mittel- bis dunkelbraun, meliert; darunter olivbraun, gebändert; **bei 21,15 m und 21,45–21,65 m, 21,90–22,00 m und 22,20–22,25 m:** sandig, graue Farbtöne überwiegen; **unterhalb von 22,35 m:** nur mehr schwach schluffig
- 26,20 m:** Ton, stark schluffig, schwach fein- bis mittelsandig, grüngrau
- 27,30 m:** Ton, grüngrau
- 31,15 m:** Ton, mittel- bis dunkelbraun, meliert und gestreift
- 31,80 m:** Ton, schluffig, schwach feinsandig, grünlichbraun
- 37,80 m:** Ton, stark schluffig, grüngrau mit braunen Sprenkeln und Streifen (Holzreste)

Endteufe

Anmerkungen: gesamtes Bohrgut ist kalkfrei;
Ruhewasserstand lag am 13.9.1976 bei 1,8 m unter Flur.

Lagerstättenbohrung A/76-B 19

Bohrarchiv-Nr. HLUG: 6018/128
Lage: Gemeinde Ober-Roden, ca. 3,2 km SSW Ober-Roden in der Erlenwiese
Blatt und Koordinaten: 6018 Langen, R: 34 86 610, H: 55 34 980
Ansatzhöhe über NN: 150,0 m
Endteufe: 45,0 m
Bohrverfahren: 0,0–30,0 m Rammkernbohrung, 30,0–45,0 m Rotarybohrung
Bohrmeister: Mauerer & Druskovic
Zeit der Ausführung: 12.11.–23.11.1976

Quartär:

- 0,30 m:** Boden, tonig, mittelgraubraun; unterhalb 0,20 m dunkelbraungrau
- 0,65 m:** Ton; **bis 0,50 m:** mittel- bis dunkelbraungrau, darunter überwiegend grünlich- und gelblichgrau mit nach der Tiefe zunehmendem Schluff- bis Sandgehalt
- 0,85 m:** Feinsand, schwach schluffig, schwach mittel- bis grobsandig, überwiegend gelbbraun
- 2,20 m:** Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, hellbraun mit rötlichem Farbstich; mit zahlreichen Kiesen und Steinen (Quarz, bis 10 cm Kantenlänge)

Tertiär, Pliozän(?):

- 2,75 m:** Ton, schluffig; **bis 2,40 m:** sandig und olivgrau; **bis 2,50 m:** olivgrün, darunter bräunlicholivgrau; **bei 2,60 m:** Tongeröll mit 5 cm Durchmesser
- 3,95 m:** Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, hellbraun mit rötlichem Farbstich, mit zahlreichen Kiesen und Steinen (Quarz, bis 12 cm Kantenlänge)

Tertiär, Eozän (Messel-Formation):

- 6,70 m:** Sand, tonig, schwach schluffig, feinkiesig; vor allem **bei 5,90–6,25 m:** humos (braunschwarz), hellblaugrau, mittel- und braungrau, z.T. mit dunkelgrauen bis schwarzen Flecken und Lagen
- 33,00 m:** „Ölschiefer“, fest bis bröckelig, mit unterschiedlichem Ton-, Schluff- und organischem (Lignit-)Gehalt
bis 7,80 m: dunkelolivbraun
bis 8,00 m: mittelolivbraun
bis 10,05 m: dunkelolivbraun
bis 10,15 m: mittelolivbraun
bis 10,75 m: dunkelolivbraun
bis 10,85 m: mittelolivbraun
bis 11,40 m: dunkelolivbraun
bis 11,45 m: mittelolivbraun mit hellbraunen Schlieren
bis 11,90 m: dunkelolivbraun mit einigen hellbraungrauen Schlieren
bis 13,00 m: mittelolivbraun mit hellbraungrauen Lagen

- bis 13,20 m:** dunkelolivgrau
bis 13,70 m: hell- und mittelbraungrau gebändert
bis 14,20 m: mittel- bis dunkelolivbraungrau
bis 14,60 m: überwiegend mittelolivgrau
bis 15,10 m: hellgrau
bis 15,80 m: überwiegend mittelbraungrau
bis 16,80 m: mittel- bis dunkelolivbraungrau
bis 18,75 m: dunkelolivgrau
bis 20,75 m: mittelolivgrau, hell- bis dunkelbraungrau gebändert
bis 22,25 m: dunkelolivgrau
bis 22,85 m: mittel- bis dunkelbraungrau
bis 33,00 m: braunschwarz; unterhalb 31,65 m einzelne sandige, glimmerhaltige und hellgrau gefärbte Zwischenlagen
- 33,70 m:** Grobsand, mittel- bis feinsandig, schwach fein- bis mittelkiesig (überwiegend Quarz), tonig bis schluffig gebunden, hell- und mittelgrau gebändert
- 40,35 m:** „Ölschiefer“, fest bis bröckelig, mit unterschiedlichem Ton-, Schluff- und organischem (Lignit-)Gehalt, braunschwarz; mit tonig-, sandig- und schluffigen Zwischenlagen, hell- bis braungrau, z.T. gefleckt
- 41,25 m:** Mittelsand, stark tonig bis schluffig, grobsandig, einzelne Feinkiese
bis 40,60 m: mittelgraubraun mit helleren Sprenkeln
bis 40,70 m: überwiegend braunschwarz (stark humos)
bis 41,00 m: hell-, mittel- und braungrau gebändert
bis 41,10 m: überwiegend braunschwarz (stark humos)
bis 41,25 m: braungrau mit hell- bis mittelgrauen Sprenkeln
- 42,05 m:** Sand, schluffig, tonig, vereinzelt Feinkiese, hellbraungrau bis mittelgrau gebändert
- Perm, Rotliegend:**
- 45,00 m:** Detritussandstein, zersetzt, grünlichgrau, gesprenkelt; 42,50–42,70 m olivgelb [nach MUNSSELL-Farbansprache: 7,5 Y 6/3 mit Stich 10 Y 6/2]; 44,00–44,20 m grauoliv [7,5 Y 6/2]
- Endteufe**
Anmerkungen: gesamtes Bohrgut ist kalkfrei; gespanntes Grundwasser, Überlauf ca. 1 l/sec.

Palynostratigraphische Datierung der „Ölschiefer“ der Erlenwiese bei Eppertshausen (Lagerstättenbohrung A/76-B 19, A/76-B 1; Mittel-Eozän, Messel-Formation) (von M. Hottenrott)

Bereits Mitte der achtziger Jahre sind vom Verfasser insgesamt drei Proben aus diesen Bohrungen am Geologisch Paläontologischen Institut der Justus Liebig-Universität Gießen aufbereitet und Präparate auf Sporomorphen hin durchgesehen worden (das Material ist seinerzeit freundlicherweise vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden zur Verfügung gestellt worden). Zur Aufbereitung wurden Salpetersäure und Natronlauge verwendet, der Rückstand durch Zentrifugieren gewonnen. Eine ausführliche Auswertung und Darstellung der Ergebnisse ist seinerzeit unterblieben und wird hiermit in kurzer Form nachgeholt. Die Proben A/76-B 19 (26,70–27,00 m und 38,0–38,20 m) lieferten nicht sehr reichhaltige Mikroflora, der Erhaltungszustand der Formen ist aber sehr gut. Im Spektrum der Probe A/76-B 1 (2,20–2,40 m) weist ein Teil der Formen Korrosionserscheinungen auf. Der Befund im Einzelnen ist aus Tab. 8 ersichtlich (qualitative Darstellung ohne Anspruch auf Vollständigkeit), charakteristische Vertreter sind auf Taf. 4 abgebildet.

Auch wenn kein Zweifel an der Zugehörigkeit der „Ölschiefer“ im Profil der Bohrung A/76-B 19 und A/76-B 1 zur (mittleren) Messel-Formation bestand, so handelt es sich doch bei diesem Beitrag sehr wahrscheinlich um die bislang einzige biostratigraphische Einstufung des Vorkommens Erlenwiese bei Eppertshausen.

Erste Ergebnisse palynologischer Untersuchungen von Einzelproben der Messel-Formation des Vorkommens Grube Messel sind von Pflug (1952), Thomson & Pflug (1953) und von Krutzsch (1957) mitgeteilt worden. Thomson & Pflug (1953) und Krutzsch (1957) haben auch die ersten Sporomorphen von Messel abgebildet. An der grundsätzlichen palynostratigraphischen Position innerhalb der Tertiärgliederung nach Mikroflora und der durch Säugerfunde geeichten Einstufung in das (ältere) Mittel-Eozän sowie den gezogenen Vergleichen zu anderen Profilen gleicher Altersstellung (z.B. Geiseltal, Helmstedter Oberflöze) hat sich auch in den nachfolgenden Jahrzehnten nichts Wesentliches geändert. So fand Messel auch immer wieder Berücksichtigung in palynostratigraphischen Gliederungen nach Pollenbildern und Zonen, die im Laufe der Zeit immer weiter verfeinert wurden (u.a. Thomson & Pflug 1953, Pflug 1957, Krutzsch 1957, 1966, 1970, 1976, Pflug 1986, Meyer 1988, Schuler 1990, Krutzsch 1992). Eine erste eingehendere Sporomorphensliste zu Messel stammt von Sittler (1965, 1968), beruht allerdings offenbar auch nur auf unhorizontierten Einzelproben.

Die erste umfassende (auch quantitative) palynologische Bearbeitung von Bohrprofilen aus Messel (mittlere Messel-Formation) ist von Thiele-Pfeiffer (1988) vorgelegt worden. Im Profil der Bohrung 4 (in der Nähe des Grubenzentrums gelegen) konnte

Tab. 8. Liste der registrierten Sporomorphen (● = vorhanden).

	A/76-B 19 38,00– 38,20 m	A/76-B19 26,70– 27,00 m	A/76-B 1 2,20– 2,40 m
<i>Leiotriletes maxoides</i> Krutzsch 1962 (Schizaeaceae: <i>Lygodium</i>)		●	●
<i>Leiotriletes triangulus</i> (Mürriger & Pflug 1952) Krutzsch 1962	●		●
<i>Triplanosporites sinomaxoides</i> Krutzsch 1962 (Schizaeaceae: <i>Lygodium</i>)	●	●	
<i>Baculatisporites</i> sp. (Osmundaceae)		●	
<i>Cicatricosisporites dorogensis</i> R. Potonié & Gelletich 1933 (Schizaeaceae)		●	●
<i>Cicatricosisporites paradorensis</i> Krutzsch 1959 (Schizaeaceae)	●	●	●
<i>Echinatisporis hungaricus</i> Kedves 1973 (Selaginellaceae)			●
<i>Echinatisporis longechinus</i> Krutzsch 1959 (Selaginellaceae)			●
<i>Tegumentisporis tegumentis</i> (Krutzsch 1959) Krutzsch 1963 (Selaginellaceae)			●
<i>Tegumentisporis villosoides</i> (Krutzsch 1959) Krutzsch 1963 (Selaginellaceae)			●
<i>Tegumentisporis sculpturoides</i> (Krutzsch 1959) Krutzsch 1963 (Selaginellaceae)			●
<i>Tegumentisporis</i> sp. (Selaginellaceae)			●
<i>Polypodiaceosporites</i> sp. (Polypodiaceae, Selaginellaceae, Cyatheaceae)		●	●
<i>Verrucingulatisporites</i> sp. (Polypodiaceae, Selaginellaceae, Cyatheaceae)			●
<i>Camazonosporites heskemensis</i> Pflanzl 1955 (Lycopodiaceae)	●		●
<i>Laevigatosporites haardtii</i> (R. Potonié & Venitz 1934) Thomson & Pflug 1953 (Polypodiaceae)	●	●	●
<i>Laevigatosporites discordatus</i> Pflug 1953 (Polypodiaceae)	●	●	●
<i>Pityosporites</i> sp. (Pinaceae: <i>Pinus</i>)	●	●	●
<i>Inaperturopollenites concedipites</i> (Wodehouse 1933) Krutzsch 1971 (Taxodiaceae)	●	●	●
<i>Milfordia</i> sp. (Restionaceae)		●	●
<i>Sparganiaceapollenites</i> sp. (Sparganiaceae)		●	●
<i>Emmapollis pseudoemmaensis</i> Krutzsch 1970 (Chloranthaceae)	●	●	●
<i>Monocolpopollenites tranquillus</i> Thomson & Pflug 1953 (Palmae)	●		●
<i>Pompeckjoidaepollenites subhercynicus</i> (Krutzsch 1954) Krutzsch 1967 (<i>Normapolles</i>)	●		
<i>Nudopollis terminalis</i> (Thomson & Pflug 1953) Pflug 1953 (<i>Normapolles</i>)	●	●	
<i>Plicapollis pseudoexcelsus</i> (Krutzsch 1957) Krutzsch 1961 (<i>Normapolles</i>)	●	●	●
<i>Plicatopollis plicatus</i> (R. Potonié 1934) Krutzsch 1962 (Juglandaceae)	●	●	●
<i>Platycaryapollenites</i> sp. (Juglandaceae: <i>Platycarya</i>)	●	●	●
<i>Subtriporopollenites anulatus</i> Thomson & Pflug 1953 (?Juglandaceae)	●	●	
<i>Subtriporopollenites</i> cf. <i>anulatus</i> Thomson & Pflug 1953 (größere Typen) (?Juglandaceae)	●	●	●
<i>Pterocaryapollenites stellatus</i> (R. Potonié 1931) Thiery 1937 (Juglandaceae: <i>Pterocarya</i>)	●		●
<i>Momipites quietus</i> (R. Potonié 1931) Nichols 1973 (Juglandaceae: <i>Engelhardia</i>)		●	●
<i>Polyporopollenites eoulmoides</i> Krutzsch & Vanhoorne 1977 (Ulmaceae)	●	●	●
<i>Polyporopollenites undulosus</i> (Wolff 1934) Thomson & Pflug 1953 (Ulmaceae: <i>Ulmus/Zelkova</i>)	●	●	●
<i>Intratriporopollenites ceciliensis</i> Krutzsch 1961 (Tiliaceae)	●	●	●
<i>Intratriporopollenites</i> sp. (größerer Typ) (Tiliaceae)		●	●
<i>Anacolosidites efflatus</i> (R. Potonié 1934) Erdtman 1954 (Olacaceae: <i>Anacolosia</i>)		●	●
<i>Labrapollis labraferus</i> (R. Potonié 1931) Krutzsch 1968	●	●	●
<i>Compositoipollenites rhizophorus rhizophorus</i> (R. Potonié 1934) R. Potonié 1960 (Icacinaeae)	●	●	●
<i>Compositoipollenites rhizophorus burghasungensis</i> (Mürriger & Pflug 1952) Thomson & Pflug 1953 (Icacinaeae)	●	●	●
<i>Porocolpopollenites vestibulum</i> (R. Potonié 1931) Thomson & Pflug 1953 (Symplocaceae)	●		
<i>Pentapollenites pentangulus</i> (Pflug 1953) Krutzsch 1957	●	●	●
<i>Tricolporopollenites cingulum</i> (R. Potonié 1931) Thomson & Pflug 1953 (?Fagaceae)	●	●	●
<i>Tricolporopollenites quisqualis</i> (R. Potonié 1934) Krutzsch 1954	●		
<i>Tricolporopollenites megaexactus exactus</i> (R. Potonié 1931) Thomson & Pflug 1953 (Cyrillaceae)	●	●	●
<i>Tricolporopollenites marcodurensis</i> Thomson & Pflug 1953 (Vitaceae)	●	●	●
<i>Tricolporopollenites satzveyensis</i> Pflug 1953 (?Mastixiaceae)		●	
<i>Tricolporopollenites parmularius</i> (R. Potonié 1934) Krutzsch 1960 (Eucommiaceae: <i>Eucommia</i>)	●		
<i>Tricolporopollenites solé de portai</i> Kedves 1965 (?Anacardiaceae, ?Rosaceae)	●	●	●
<i>Tricolporopollenites messelensis</i> Thiele-Pfeiffer 1988	●	●	●
<i>Tricolporopollenites kruschi</i> (R. Potonié 1931) Nagy 1969 (Nyssaceae: <i>Nyssa</i>)	●	●	●
<i>Ilexpollenites margaritatus</i> (R. Potonié 1931) Thiery 1937 (Aquifoliaceae: <i>Ilex</i>)		●	●
<i>Tricolporopollenites belgicus</i> Krutzsch & Vanhoorne 1977	●	●	●
<i>Tetracolporopollenites sapotoides</i> Thomson & Pflug 1953 (Sapotaceae)	●	●	●
<i>Tetracolporopollenites manifestus</i> (R. Potonié 1931) Thomson & Pflug 1953 (Sapotaceae)	●	●	●
<i>Tetracolporopollenites</i> sp. (Sapotaceae)	●	●	●
<i>Polycolpites helmstedtensis</i> Krutzsch 1969	●	●	
<i>Ericipites callidus</i> (R. Potonié 1931) Krutzsch 1970 (Ericaceae)	●	●	●

Fortsetzung Tab. 8.

	A/76-B 19 38,00– 38,20 m	A/76-B19 26,70– 27,00 m	A/76-B 1 2,20– 2,40 m
<i>Ericipites ericius</i> (R. Potonié 1931) R. Potonié 1960 (Ericaceae)	•	•	•
<i>Botryococcus</i> sp.	•	•	•
<i>Ovoidites</i> sp.	•	•	
<i>Pediastrum</i> sp.		•	

sie 173 verschiedene Sporomorphen nachweisen. Für zwei Drittel der Formen wurde die rezentbotanische Zugehörigkeit ermittelt. Von den 63 Gattungen sind heute 18 überwiegend tropisch, 21 tropisch bis subtropisch und 7 gemäßigt verbreitet (weitere 15 in allen Klimazonen). Den drei von Krutzsch (1967) für das Alttertiär aufgestellten klimaökologischen Sporomorphen-Gruppen lassen sich die nachgewiesenen Sporen und Pollen wie folgt zuordnen: 5 Formen gehören dem wärmeliebenden Normapolles-Element an, 90 Formen dem eozän-paläotropischen Element und 17 Formen dem gemäßigten prä-arktoterziären Element. Die quantitative Auswertung hat für das ganze Profil ein relativ gleichförmiges Pollenbild ergeben. Dies deutet darauf hin, dass sich die Waldgesellschaft in der Zeit, in der der Messeler See bestanden hat, nicht wesentlich geändert hat. Ferner kann auf einen relativ kurzen Ablagerungszeitraum geschlossen werden.

Nach der Vertebraten-Gliederung gehört die (mittlere) Messel-Formation in die Zone MP 11 (Franzen & Haubold 1986, 1987) des älteren Mittel-Eozäns und korreliert palynologisch mit dem älteren Abschnitt der SPP-Zone 15, die sich zumindest im

Geiseltal noch weiter in Subzonen aufgliedern lässt (SPP-Zone 15 A einschließlich der Übergangszone SPP-Zone 14/15; Krutzsch 1976, 1992). Thiele-Pfeiffer (1988) konnte für die Profile von Messel keine mikrofloristische Zuordnung zu einer der Subzonen der SPP-Zone 15 durchführen, lediglich eine Einstufung in diese Großzone, die auch Geiseltalbild genannt wird. Aufgrund u.a. der Anwesenheit von *Nudopollis* in den Spektren von Thiele-Pfeiffer (mit höheren Anteilen im tieferen Abschnitt) dürfte sich allerdings zwanglos eine Altersstellung im älteren Teil der SPP-Zone 15 ergeben (vgl. Krutzsch 1992).

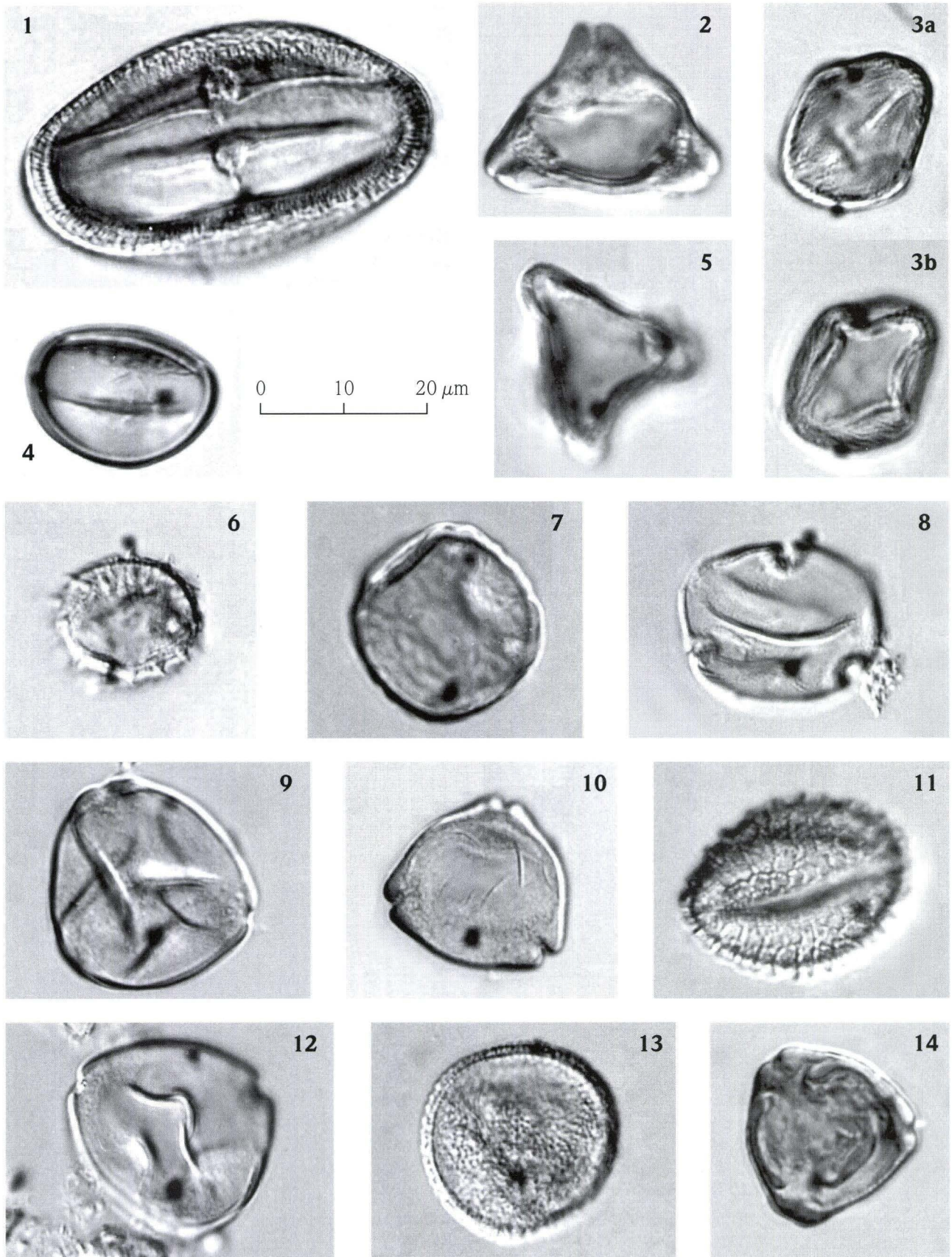
Die Mikrofloren des Vorkommens Erlenwiese bei Eppertshausen (A/76-B 19: 26,70–27,00 m und 38,00–38,20 m) zeigen eine Zusammensetzung, wie sie typisch für mitteleozäne Spektren ist, Formen mit ausschließlicher Verbreitung im Prä-Mittel-Eozän sind nicht vorhanden. Die Masse der registrierten Formen zählt zu den sog. Eozän-Elementen („eozäner Grundstock“), bzw. Eozän-paläotropische Elemente. Enthalten sind damit auch Formen, die noch in jüngeren Abschnitten des Eozäns eine teils wichtige Rolle spielen und solche, die auch noch bis in das ältere

Tafel 4



- Fig. 1:** *Tricolporopollenites marcodurensis* Thomson & Pflug 1953 (Vitaceae)
- Fig. 2:** *Nudopollis terminalis* (Thomson & Pflug 1953) Pflug 1953 (Normapolles)
- Fig. 3a+b:** *Tricolporopollenites solé de portai* Kedves 1965 (?Anacardiaceae, ?Rosaceae) unterschiedlich fokussiert
- Fig. 4:** *Tricolporopollenites parmularius* (R. Potonié 1934) Krutzsch 1960 (Eucommiaceae: *Eucommia*)
- Fig. 5:** *Pentapollenites pentangulus* (Pflug 1953) Krutzsch 1957
- Fig. 6:** *Compositoipollenites rhizophorus burghasungensis* (Mürriger & Pflug 1953) Thomson & Pflug 1953 (Icacinaceae)
- Fig. 7:** *Polyporopollenites undulosus* (Wolff 1934) Thomson & Pflug 1953 (Ulmaceae: *Ulmus/Zelkova*)
- Fig. 8:** *Intratrirporopollenites ceciliensis* Krutzsch 1961 (Tiliaceae)
- Fig. 9:** *Plicatopollis plicatus* (R. Potonié 1934) Krutzsch 1962 (Juglandaceae)
- Fig. 10:** *Plicapollis pseudoexcelsus* (Krutzsch 1957) Krutzsch 1961 (Normapolles)
- Fig. 11:** *Tricolporopollenites messelensis* Thiele-Pfeiffer 1988
- Fig. 12:** *Plicatopollis plicatus* (R. Potonié 1934) Krutzsch 1962 (Juglandaceae)
- Fig. 13:** *Emmapollis pseudoemmaensis* Krutzsch 1970 (Chloranthaceae)
- Fig. 14:** *Pompeckjoidapollenites subhercynicus* (Krutzsch 1954) Krutzsch 1967 (Normapolles)

Alle Objekte entstammen der Probe A/76-B 19 (38,00–38,20 m)



Oligozän hineinreichen. Sog. Arktotertiär-Elemente, wie sie im jüngeren Tertiär dominieren, sind nur unterrepräsentiert. Wichtig für eine präzisere Einstufung ist besonders die Anwesenheit des Normapolles-Elementes, hier mit den Vertretern *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*, *Nudopollis terminalis* und *Plicapollis pseudoexcelsus*. Die Normapolles (Pflug 1953) repräsentieren alttertümliche Angiospermen und haben ihre Hauptverbreitung in der Ober-Kreide und im ältesten Tertiär. Im Mittel-Eozän sind nur noch wenige Gruppen vorhanden, die in der nachfolgenden Zeit rasch ausklingen. *Nudopollis terminalis* verschwindet nach Krutzsch (1966, 1970, 1992) mit dem Ende der SPP-Zone 15/16. Pflug (1957) vermerkt vom Borkener Profil (Hauptflöz) in Nordhessen über *Nudopollis terminalis*: „...gilt im Borkener Bild als ganz seltene Rarität.“ Das Borkener Hauptflöz ist nach derzeitigem Kenntnisstand (insbesondere nach den Säugerfunden; Tobiasen 1961) in die SPP-Zone 15 D zu stellen (u.a. Krutzsch 1966, 1992, Pflug 1986). Nach den Ergebnissen von Thiele-Pfeiffer (1988) ist die *Nudopollis terminalis*-Gruppe in den von ihr bearbeiteten Profilen (Bohrung 4) im tieferen Abschnitt noch regelmäßig vertreten und wird weiter oben im Profil seltener. In unseren beiden Spektren ist *Nudopollis terminalis* jeweils als Einzelelement auf Anhieb registriert worden, immerhin spricht dies für eine regelmäßige Anwesenheit dieser Form zumindest im Liegendabschnitt der „Ölschiefer“ der Bohrung A/76-B 19. Ähnlichen Befund zeigt die Mikroflora eines neu entdeckten kleinen Vorkommens der Messel-Formation ebenfalls bei Eppertshausen an der Sellborn-Schneise (Harms et al. 2000). Hier hat eine relativ wahllos ausgesuchte Probe diese Form geliefert. *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* gehört ebenfalls mit zu den langlebigsten Normapolles-Elementen. Er verschwindet noch etwas später als *Nudopollis terminalis* am Ende des Mittel-Eozäns (Meyer 1988 (letztmalig in SPP-Zone 16/17 im Hundertsatz nach Blumenstengel et al. 1996). Mit letzten Resten ist *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* bis in das mittlere Oligozän hinein nachgewiesen, die allerdings teilweise auch als Umlagerung gewertet werden können (Krutzsch 1992, Blumenstengel et al. 1996). Diese wichtige Form ist von Thiele-Pfeiffer (1988) nur als Einzelfund in ihrem Profil (Bohrung 4; tiefer Abschnitt) registriert worden. Die *Plicapollis pseudoexcelsus*-Gruppe klingt spä-

testens im mittleren Oligozän aus, sie ist aber bereits nach Ende der SPP-Zone 18 o (Ober-Eozän) nur noch selten bis sehr selten vorhanden (Blumenstengel et al. 1996, vgl. Meyer 1988). Eine weitere wichtige in unserem Material nachgewiesene Form ist *Tricolporopollenites messelensis*, welche von Thiele-Pfeiffer (1988) aus Messel neu beschrieben wurde und bislang in identischer Ausbildung und Größe auch nur von dort bekanntgemacht worden ist.

Insgesamt folgt aus dem Befund, daß das „Ölschiefer“-Profil der Bohrung A/76-B 19 in die SPP-Zone 15 nach Krutzsch und damit in das ältere Mittel-Eozän gestellt werden kann. Aufgrund der Anwesenheit der genannten Normapolles folgt für unsere Proben, daß sie dem älteren Abschnitt des von Thiele-Pfeiffer (1988) bearbeiteten Profils (Bohrung 4) entsprechen dürften (und damit einem älteren Abschnitt der SPP-Zone 15; vermutlich SPP-Zone 15 A). Dies erscheint umso mehr logisch, da unsere Proben der Bohrung A/76-B 19 ebenfalls dem unteren Abschnitt der dortigen „Ölschiefer“ entstammen.

Die Probe der Bohrung A/76-B 1 (2,20–2,40 m) kommt aus dem Hangendabschnitt der dort erbohrten organischen Sedimente, der mikrofloristische Befund ist aus Tab. 8 ersichtlich. Sehr zahlreich sind im Spektrum die verschiedenen Sporen vertreten, was fazielle Ursachen haben dürfte. Auffällig ist hier, daß *Nudopollis terminalis* und *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* nicht gefunden wurden. Dies scheint darauf hinzudeuten, daß im Hangendabschnitt der Messel-Formation des Vorkommens Erlenwiese diese Formen nicht mehr vorhanden oder zumindest sehr selten geworden sind. Ähnliches zeigt sich ja auch im Diagramm der Bohrung 4 von Messel (Thiele-Pfeiffer 1988). Eine konkrete Eingliederung des untersuchten Horizontes der Bohrung A/76-B 1 in das Profil der Bohrung 4 von Messel ist kaum möglich, es dürfte sich jedenfalls ehestens um einen Abschnitt in der oberen Hälfte dieses Profils handeln.

Ein derzeit nicht mehr zugängliches und anscheinend größtenteils bereits abgeräumtes Braunkohlenflöz in der oberen Messel-Formation (Lokalität Messel) ist von Pflug (1952, 1957) mit dem Borkener Bild verglichen worden, sodass die Messel-Formation insgesamt auch noch jüngere Glieder des Eozäns umfassen dürfte (vgl. Sittler 1965, 1968).

Manuskript eingegangen am 27. 07. 2000, angenommen am 04. 09. 2000

Dieter Meischner & Stefan Steinmetz¹

Die Mineralquellen von Bad Wildungen (Hessen), tektonische Stellung und Herkunft der gelösten Bestandteile

Kurzfassung

Die Mineralwässer von Bad Wildungen dringen am Ostrand des nördlichen Kellerwaldes in variscisch gefalteten, paläozoischen Gesteinen auf. Sie verdanken ihre Mineralisation und ihren Aufstieg Kohlendioxid aus späten Exhalationen des tertiärzeitlichen Vulkanismus der benachbarten Hessischen Senke. Das Kohlendioxid steigt entlang tief durchgreifender Zerrüttungszonen auf. Die Kohlensäure löst verstärkt Alkalien und Erdalkalien der Gesteine. Der Ionenbestand der Mineralwässer ist daher ähnlich dem der gering mineralisierten Quell- und Grundwässer der Region. Die Wildunger Mineralwässer sind kalte

Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Säuerlinge. Wo Spilite („Diabase“) gelöst werden, kommt ein Anteil nicht durch Chlorid kompensierter Natrium-Ionen hinzu. Nahe der östlichen Randverwerfung des Kellerwaldes sind Natrium und Chlorid erhöht. Dieser Bestand wird aus dem zechsteinzeitlichen Salinar der Hessischen Senke abgeleitet.

Die Mineralquellen sind an Verwerfungen und an große Überschiebungen gebunden, an denen unterschiedlich deformierte Stockwerke aufeinander aufgeschoben sind. An den Überschiebungen ist das Gestein kataklastisch und durch Mineralwässer tiefgründig zer-

setzt. Die Mineralquellen treten in Tal-lagen aus, wo Überschiebungsbahnen und sie schneidende Verwerfungen austreichen. Die aufsteigende gasförmige Kohlensäure expandiert mit fallendem hydrostatischem Druck und hebt die mineralisierten Wässer über den lokalen Grundwasserspiegel.

Ein Teil der Mineralquellen wird als Heilwasser des Hessischen Staatsbades Bad Wildungen und der Bad Reinhardquelle GmbH genutzt oder gelangt in den Verkauf. Wo Mineralwasser über die natürliche Förderleistung hinaus abgepumpt wird, strömt mit Nitrat belastetes Grundwasser nach.

Abstract

The mineral wells of Bad Wildungen (Spa, State of Hessen) are situated at the eastern margin of the northern Kellerwald Horst, in Paleozoic rocks deformed during the Variscan orogeny. The mineralization and the upwelling of the waters are caused by late exhalations of carbon dioxide from Tertiary volcanism in the adjacent Hessian Depression (Hessische Senke). Dissolved carbon dioxide favours the solution of alkali and calc-alkali cations from the surrounding rocks. The ionic composition of the mineral wells is similar to that of lesser mineralized ground- and well-water in the same region; the concentration, howe-

ver, increases with that of carbon dioxide. The mineral waters of Wildungen are balneologically cold calcium-magnesium-bicarbonate waters. Where spilites are being leached, some sodium is added which is not balanced by chloride. Near the eastern faults of the Kellerwald sodium plus chloride concentrations are elevated due to haline waters from the Permian Zechstein salinar in the Hessian Depression.

The mineral wells are bound to major thrusts along which differently deformed tectonic etages are thrust one above the other. The rocks are cataclastic here and heavily leached by mineral

waters. The mineral wells spring in valleys where overthrusts and steep faults are exposed by erosion. Carbon dioxide from deep sources expands progressively with falling hydrostatic pressure and thus lifts the mineralized waters above the local groundwater level.

Some of the mineral wells are used for medical treatment in the spas of Wildungen and neighboring Reinhardshausen; part of the water is bottled and sold on the market. Where mineral water is pumped beyond the natural supply, groundwater may compensate the deficit and so dilute the mineral well and introduce nitrate from agricultural sources.

¹ Prof. Dr. D. Meischner, Dr. S. Steinmetz, Universität Göttingen, Zentrum für Geowissenschaften, Abteilung Sediment-Geologie, Goldschmidt-Straße 3, D-37077 Göttingen

Inhaltsverzeichnis

1. Die Mineralquellen von Bad Wildungen	84
2. Der geologische Bau des nördlichen Kellerwaldes	84
3. Bindung der Mineralquellen an tektonische Strukturen	99
4. Beschaffenheit der Mineralwässer	100
5. Herkunft und Aufstieg der Mineralwässer	104
6. Glossar	105
7. Schriftenverzeichnis	105

1. Die Mineralquellen von Bad Wildungen

Die Heilquellen des Hessischen Staatsbades Bad Wildungen und der Bad Reinhardquelle GmbH gehören zu einer Provinz variabler Mineralquellen in der Osthälfte des nördlichen Kellerwaldes. Die Wildunger Quellen sind seit Jahrhunderten als heilkräftig bekannt. Sie sind besonders bei Krankheiten der Harnwege und bei Stoffwechselstörungen angezeigt.

Hölting (1966: 8, 9) gibt einen Abriss der Geschichte der Quellen und ihrer Nutzung. Heute gehören dem Staatsbad Bad Wildungen 13 Quellen, der Bad Reinhardquelle GmbH 6 Quellen. Der Kurbetrieb in Bad Wildungen und Reinhardshausen ist ein bedeutender Wirtschaftsfaktor in der Region.

Über die Herkunft der Wildunger Mineralquellen und ihre Stellung im Gebirgsbau des nördlichen Kellerwaldes ist viel gemutmaßt worden. Denckmann (1901: 88) glaubte sicher zu wissen, dass nur die jüngsten Verwerfungen des Kellerwaldes Kohlensäure-haltiges Wasser führten. Seine Vorstellungen liegen der Bemessung des Heilquellenschutzgebietes für die Wildunger Quellen zugrunde. Udluft (1952: 264) und Hölting (1966: 12, 1969: 230, 1973: 289, 1991: 146) vermuteten, dass die Quellen an „Sattelzonen“ gebunden wären, in denen die Gesteine durch Spannungsklüfte aufgelockert und da-

her für aufsteigende Wässer wegsam wären. Meischner (1959) nahm einen Zusammenhang mit Überschiebungen in Sätteln an, von denen die Wässer aber, dem Gefälle folgend, auf Querverwerfungen abwanderten und im jeweils Taltiefsten austräten.

Steinmetz (1994: 48) stellt fest, dass die Mineralquellen entlang flacher Überschiebungsbahnen besonders am flachen SE-Schenkel des Hundsdorfer Sattels und an größeren Verwerfungen (Reinhardshausener Sprung, Wildunger Abbruch) austreten. Steinmetz (1994) hat durch chemische Untersuchungen an Grund- und Mineralwässern gezeigt, dass sich die gelösten Inhaltsstoffe aus den Gesteinen des unmittelbaren Einzugsgebietes herleiten.

Die Unsicherheit bei der Zuordnung der Mineralquellen zur geologischen Struktur rührt von dem komplizierten, kleinräumigen Gebirgsbau her. Dieser ist nur aus dem engen Einzugsgebiet der Quellen heraus nicht zu verstehen. Im folgenden geben wir daher einen Überblick über den Bau des nördlichen Kellerwaldes und ordnen die Quellen tektonischen Strukturen zu. Dabei spielt der Lösungsinhalt der Wässer eine bedeutende Rolle.

2. Der geologische Bau des nördlichen Kellerwaldes

Der Kellerwald gehört zu den strukturell kompliziertesten Gebieten des variscischen Gebirges. Die Komplikation besteht in der engräumigen Fazies-Gliederung der paläozoischen Sedimente, dem teils synsedimentären, teils intrusiven basaltischen Magmatismus und in der intensiven, faziesabhängigen Faltung und Schuppentektonik des Gebirges. Meischner (1968) hat die enge Nachbarschaft gleichaltriger Gesteine kontrastierender Fazies auf ein synsedimentäres Relief des Geosynkinalbodens zurückgeführt. Dem liegt die Vorstellung zugrunde, dass im Extensionsstadium des Gebirges, bis zum Ende des Unter-Karbon II, die Kruste durch Abschiebungen in schmale Schollen gegliedert war, an deren Grenzen basaltische Magmen aufdringen konnten. Meischner &

Schneider (1967) haben Alter und Verbandsverhältnisse der Spilite (alterierte Basalte; ältere Literatur: Diabase) beschrieben und gezeigt, dass die basaltische Förderung vom Mittel-Devon bis in das Unter-Karbon II anhielt. Herrmann & Wedepohl (1970) haben die Ausgangsgesteine der Spilite als tholeiitische Basalte aus Milieus unter kontinentaler Kruste oder ozeanischen Inseln beschrieben. Meischner (1991) hat den tektonischen Bau des Kellerwaldes vereinfacht dargestellt. Im Zuge der variscischen Platten-Kollision im höheren Karbon wurden die Gesteine eingengt und je nach mechanischen Eigenschaften und Mächtigkeiten der Serien eng verfaltet und geschiefert. Folgende Stockwerke sind im Untersuchungsgebiet ausgebildet:

Unteres Stockwerk: Gefaltete hemipelagische Tonschiefer und turbiditische Sandsteine, hohes Unter-Devon bis tiefes Ober-Devon.

Mittleres Stockwerk: Vorwiegend oberdevonische und unterkarbonische Spilite, Sandsteine und Kieselschiefer, zu einem Schuppen-Stapel aufeinander geschoben (Duplex-Struktur).

Oberes Stockwerk: Unterkarbonische Tonschiefer und Grauwacken zu offenen Falten mit in Siltsteinen beginnender Schieferung verformt.

Die tektonischen Stockwerke sind an weithin verfolgbaren, flachen Überschiebungen übereinander gestapelt. Entlang der Überschiebungsbahnen sind die Gesteine mehrere Meter bis Dekameter dick bis zur Unkenntlichkeit kataklasiert und miteinander vermengt. Die bedeutendste Überschiebung im nördlichen Kellerwald ist die Wildunger Überschiebung, an der verschuppte Gesteine des Mittleren Stockwerkes den gefalteten Tonschiefern und Sandsteinen des Hundsdorfer Gewölbes flach auflagern. Von Wildungen über Reinhardshausen

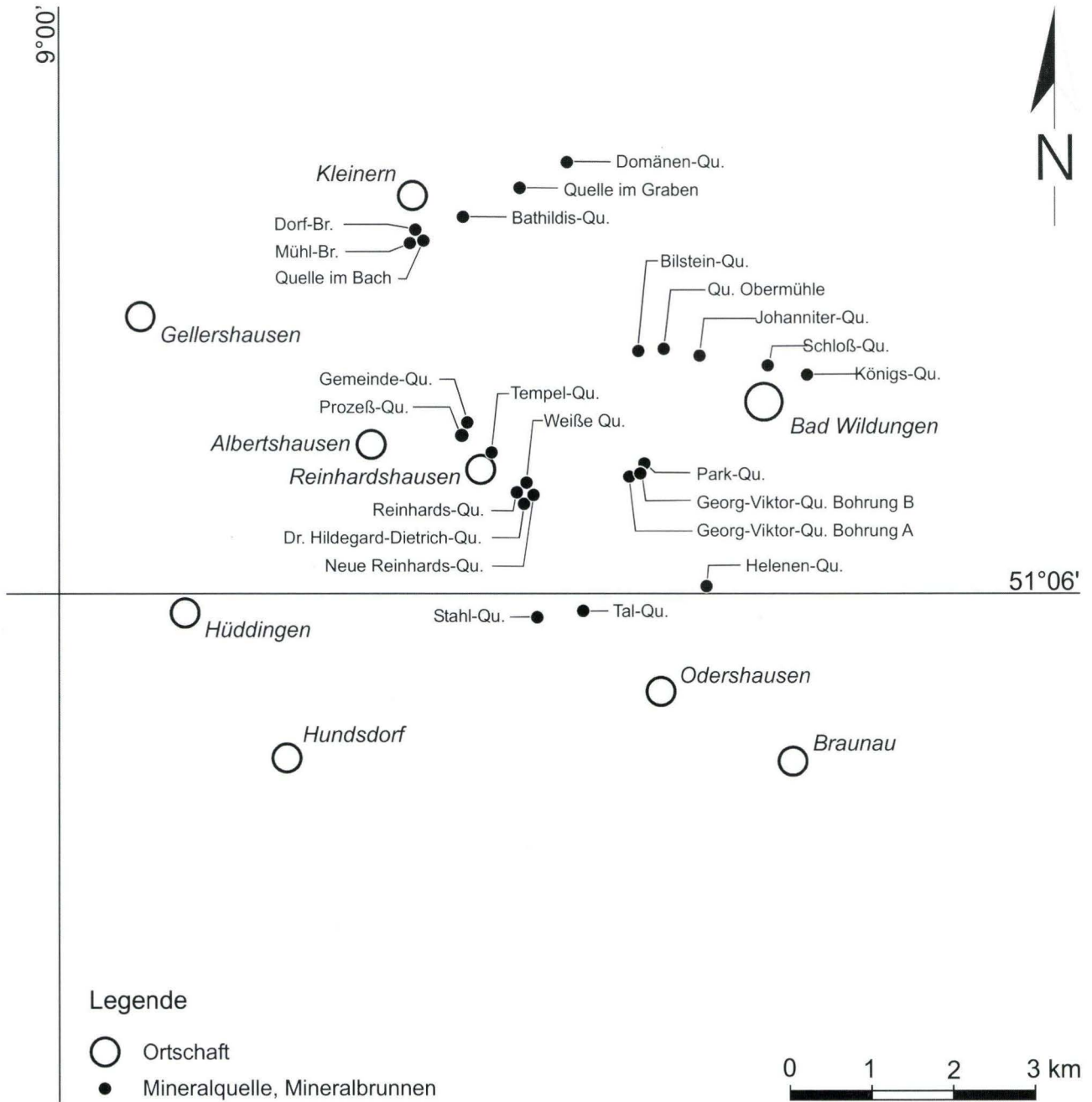
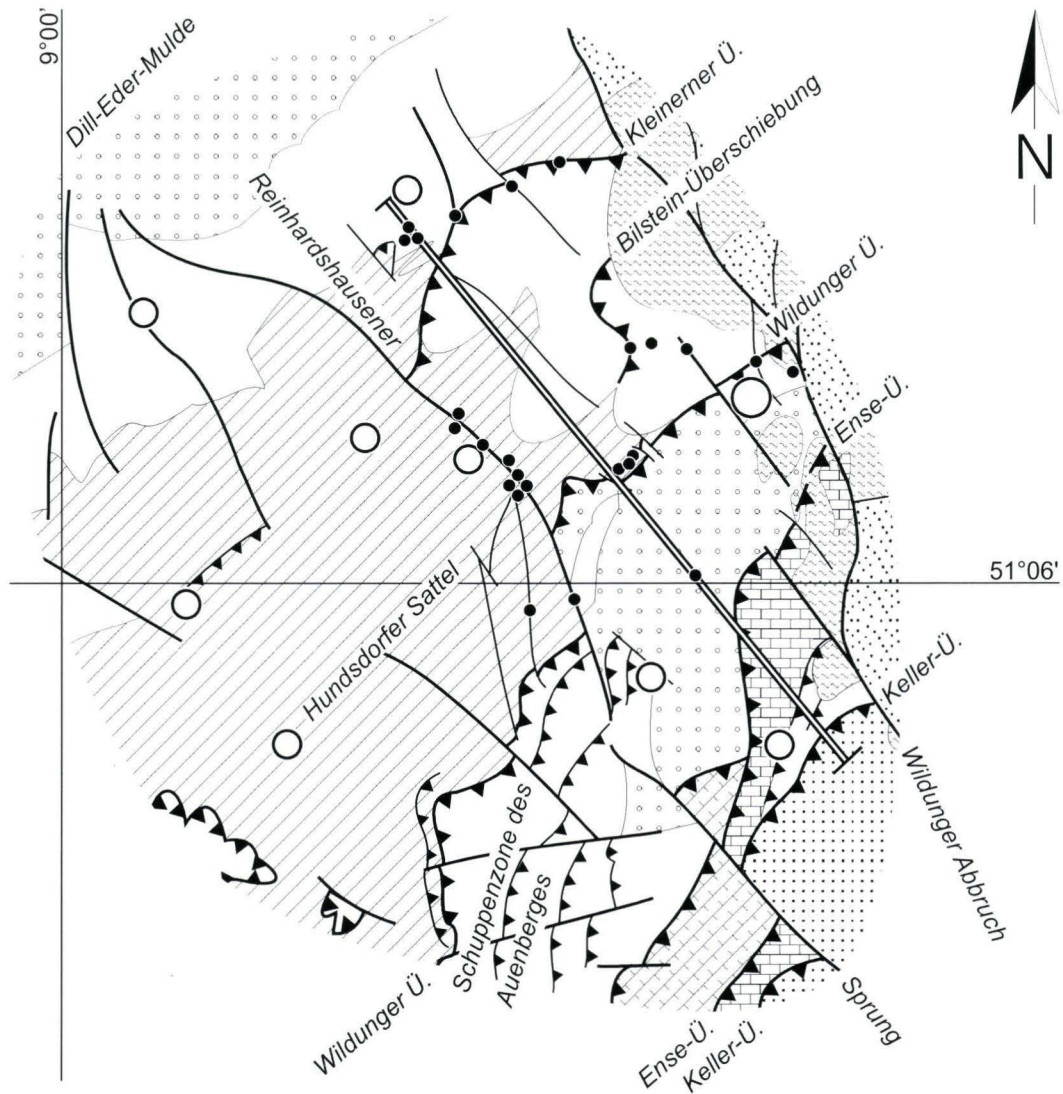


Abb. 1. Namen der Mineralquellen, Mineralbrunnen und der Ortschaften von Abb. 2.



Legende

Deckschichten

Unterer Buntsandstein: Ton- und Sandsteine

Zechstein: Vorwiegend Kalke und Tonsteine

Variscisches Gebirge

Oberes Stockwerk: Kulm-Tonschiefer und -Grauwacken

Mittleres Stockwerk: Vorwiegend Aschkoppen-Sandstein, Kulm-Kieselschiefer und Diabase

Schuppenstapel: Tonschiefer und Diabase

Ense-Schuppen: Kalke und Tonschiefer

Unteres Stockwerk: Tonschiefer mit Hahnberg-Sandstein

Quarzit-Zug: vorwiegend kieselige Schiefer und Quarzit

Verwerfung

Überschiebung

Profil (s. Abb. 3)

Ortschaft

Mineralquelle, Mineralbrunnen



Abb. 2. Strukturgeologische Übersichtskarte des nordöstlichen Kellerwaldes mit Lage der Mineralquellen, Mineralbrunnen und Ortschaften (nach Meischner 1991, Abb. 1, verändert).

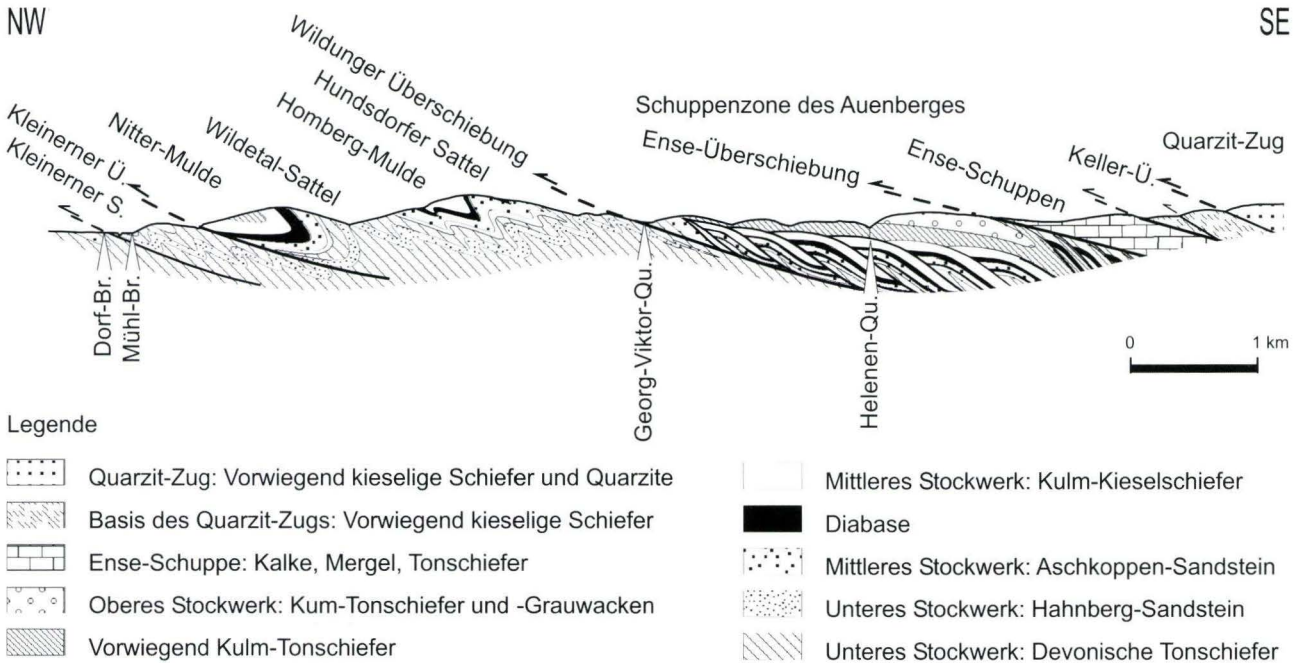


Abb. 3. Querprofil durch den nordöstlichen Kellerwald mit Lage der Mineralquellen (nach Meischner 1991, Abb. 2, verändert).

nach Kleinern geht die Überschiebungstektonik in Faltenbau über. Spilite sind hier geringer mächtig und vorwiegend auf das tiefe Unter-Karbon beschränkt. Der Aschkoppen-Sandstein wird nach Norden durch mächtigere Tonschiefer ersetzt. Die Grenze zwischen vorwiegend tonigem Mittel-Devon und sandigem Ober-Devon ist aber auch hier noch durch Überschiebungen gekennzeichnet.

Im Austrittsgebiet der Wildunger Quellen sind von Norden nach Süden folgende Strukturen aneinander gereiht (Abb. 2 und 3):

1. Kleinerner Sattel
Kleinerner Überschiebung

2. Nitter-Mulde, Wildetal-Sattel, Homberg-Mulde
Bilstein-Überschiebung
3. Hundsdorfer Sattel
Wildunger Überschiebung
4. Schuppenzone des Auenberges, überlagert vom
5. Spezialgefalteten Kulm des Kirchröders zwischen Bad Wildungen und Odershausen
Diese Strukturen im Streichen des Gebirges werden an Querverwerfungen versetzt; die nordöstliche Scholle ist gegenüber der südwestlichen abgesenkt. Von SW nach NE:
 1. Reinhardshausener Sprung
 2. Wildunger Abbruch

3. Bindung der Mineralquellen an tektonische Strukturen

Die Wildunger Mineralquellen sind an die Zerrüttungszonen der Überschiebungen und an größere Querverwerfungen gebunden (s. Karte Abb. 2 und Profil Abb. 3). In der Umgebung der Quellen sind die an die Überschiebungsbahnen und Verwerfungen angrenzenden Gesteine häufig intensiv gelaugt. Beispielsweise sind ursprünglich karbonatische Tonschiefer und turbiditische Sandsteine der Eifel-Stufe an dem ehemaligen Klinkerwerk Reinhardshausen völlig entkalkt. Entlang derselben (Wildunger) Überschiebung treten, wo Spilite und Arkosen angrenzen, mehrere Dezimeter dicke, reine Kaolinit-Lager auf. Einige Dekameter westlich der Talquelle stehen unmittelbar am Reinhardshausener Sprung stark gelaugte Spilite an.

Die Mineralquellen in Reinhardshausen liegen im Unteren tektonischen Stockwerk am Reinhardshausener Sprung. Es sind von NW nach SE: Gemeindequelle, Prozeßquelle, Tempelquelle, Reinhardtsquelle, Weiße Quelle, Dr. Hildegard-Dietrich-Quelle und Neue Reinhardtsquelle.

Die Talquelle liegt in der westlichen Verlängerung der Wildunger Überschiebung, wo diese vom Reinhardshausener Sprung versetzt wird, in Schiefen des Unteren tektonischen Stockwerks und oberflächennah im Kontakt zu den Serien des Mittleren Stockwerks. Die benachbarte Stahlquelle liegt in mitteldevonischen Tonschiefern an einer von Reinhardshausen nach Süden verlaufenden Verwerfung.

Entlang der Wildunger Überschiebung liegen die Quellen im Wildunger Kurgelände: Georg-Viktor-Quelle mit Bohrungen A und B und die Parkquelle. Die Schloßquelle am Fuße des Schloßberges in Altwildungen liegt ebenfalls an der Wildunger Überschiebung, die hier vom Wildunger Abbruch geschnitten wird. Etwa einen Kilometer weiter südöstlich liegt auf demselben Abbruch die Königsquelle.

Steinmetz (1994) kartierte am Bilstein westlich Reitzenhagen eine Überschiebung, die den Spezialfaltenbau am Südflügel des Wildetal-Sattels diagonal schneidet. Dieser Überschiebung dürfte die Bilstein-Quelle zugeordnet sein.

Die Mineralquellen im Wese-Tal bei Kleinern: Mühlbrunnen, Dorfbrunnen, Bathildis- und Domänen-Quelle, und zwei weitere, von Steinmetz (1994) gefundene Mineralquellen (Quelle im Bach, Quelle im Graben) sind an die Kleinerne Überschiebung gebunden; sie durchbrechen in der Talau des Wese-Tales den Grundwasserspiegel in den Schottern.

Die Lage der Helenenquelle mag rätselhaft erscheinen. Die ursprüngliche Quelle, Salzbrunnen genannt, trat im Schotterbett des Sonderbaches aus, inmitten mächtiger unterkarbonischer Tonschiefer und ohne offensichtliche Bindung an eine tektonische Struktur. Denckmann (1901: 88) räsonierte, die Helenenquelle läge „... in einem derart verworfenen Gebiete, dass lediglich die Schwierigkeit festzustellen, welcher Verwerfung ihr Austreten zu verdanken sei, den ... Zweifel über die Veranlassung ihres Austritts veranlasst.“ Udluft (1952) hat die Kleintektonik der Umgebung der Helenenquelle im Detail aufgenommen und vermutet ein Aufdringen an einer lokalen Sattelachse auf Ost–West streichenden Klüften. Auffällig ist die hohe Mineralisation der Helenenquelle; sie ist mit 137,7 mmol(eq)/l gelösten Mineralbestandteilen und 3760 mg/l frei-

er Kohlensäure die am stärksten mineralisierte Quelle des Quellbezirkes von Bad Wildungen.

Die Helenenquelle liegt im Oberen tektonischen Stockwerk, in den unterkarbonischen Schiefen und Grauwacken, welche die Schuppenzone des Auenberges (Mittleres Stockwerk) bedecken. Das Mittlere Stockwerk taucht von der Wildunger Überschiebung nach SE ab und wird von wirt verfallenen und verschuppten Tonschiefern bedeckt, auf die sich dann die gefalteten unterkarbonischen Grauwacken legen. Die schwer durchlässigen unterkarbonischen Tonschiefer auf den durchlässigen Gesteinen des Mittleren Stockwerkes wirken wie ein Deckel, Mineralwasser und Kohlensäure werden an dieser oberen Grenzfläche des Mittleren Stockwerkes gestaut und haben längere Verweildauer, so dass sich die Wässer mit Mineralbestandteilen höher aufsättigen können. Ein natürlicher Durchbruch erlaubte den Austritt des Salzbrunnens im Sonderbachtal mit etwa 10 l/min (Höltling 1966: 18). Durch eine 1950/51 abgeteufte Bohrung bis 73,4 m u.GOK wurden die durchlässigen Kieselschiefer des Unter-Karbons erreicht. Die Druckentlastung führte zu einem Anstieg der Mineralwasser-Spiegelhöhe um rund 4,4 m. Verbunden damit waren eine Erhöhung der Schüttung auf 40 l/min und ein heftiger Ausbruch freier Kohlensäure, der das Mineralwasser meterhoch in die Luft schleuderte (Schäfer 1951).

Gerade die Helenenquelle wird damit zur besten Stütze unserer Hypothese, nach der die Mineralquellen von Bad Wildungen an die weitflächigen Überschiebungen gebunden sind und dort austreten, wo diese entweder in natürlicher Weise durch Verwerfungen oder aber durch Bohrungen angeschnitten sind.

4. Beschaffenheit der Mineralwässer

Die Mineralquellen des nordöstlichen Kellerwaldes sind balneologisch kalte Säuerlinge. Die Wassertemperatur liegt zwischen 10 und 13 °C. Es handelt sich daher nicht um Mineralwässer, die aus großen Tiefen gefördert werden. Im Gelände können diese Wässer durch ihren geringen pH-Wert und ihre hohe elektrische Leitfähigkeit von den geringer mineralisierten Grundwässern unterschieden werden. Der pH-Wert der Mineralwässer am Quellort liegt bei pH 6, die elektrische Leitfähigkeit zwischen 460 und 4600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Abb. 4). Während die Grundwässer einen frischen Geschmack haben, fallen die Mineralwässer durch ihren prickelnden, säuerlichen und Eisen-Geschmack auf. Um die Mineralquellen ist oft eine heftige Kohlendioxid-Entgasung zu beobachten.

In der Summe der gelösten Bestandteile gehen die Mineralwässer stufenlos aus den Grundwässern hervor. Sie unterscheiden sich von ihnen zunächst durch den Gehalt an freier Kohlensäure (Abb. 5). Die Mineralwässer im nördlichen Kel-

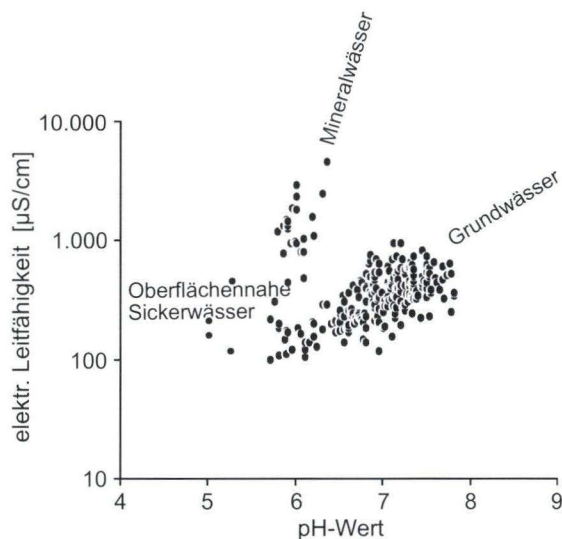


Abb. 4. Mineralwässer und Grundwässer aus Quellen und Brunnen im nordöstlichen Kellerwald; pH-Wert und elektrische Leitfähigkeit (nach Steinmetz 1994, Abb. 3).

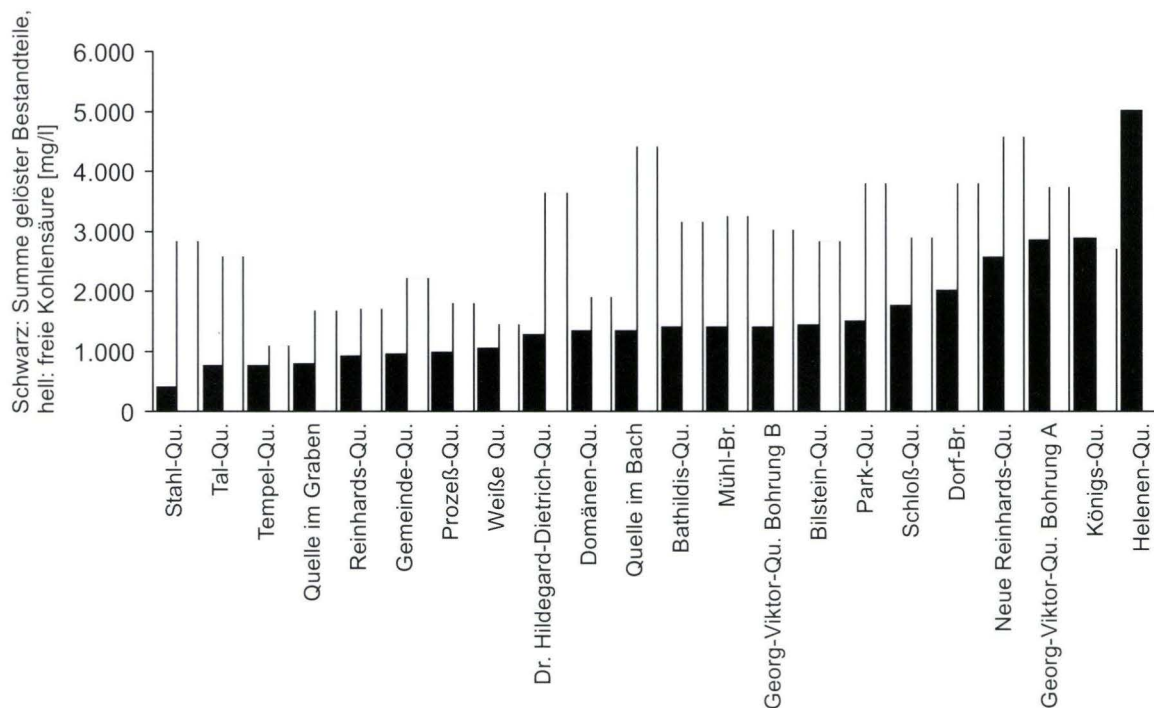


Abb. 5. Mineralwässer aus Quellen und Brunnen im nordöstlichen Kellerwald; Summe der gelösten Bestandteile (schwarz) und Gehalt an freier Kohlensäure (weiß), nach Steinmetz 1994, Abb. 5. Die freie Kohlensäure wurde aus den Konzentrationen der Hydronium- und Hydrogencarbonat-Ionen und über die thermodynamischen Gleichgewichts-Konstanten berechnet (DEV, D8).

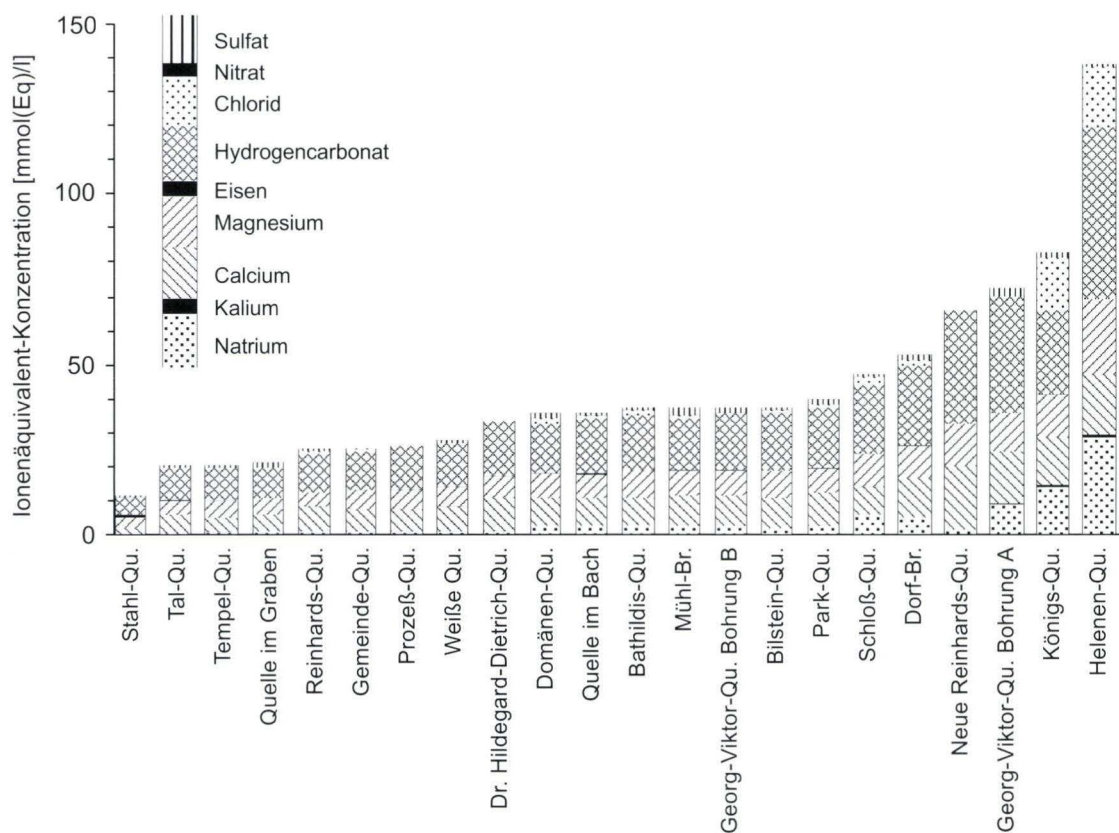


Abb. 6. Mineralwässer aus Quellen und Brunnen im nordöstlichen Kellerwald, Ionenäquivalent-Konzentrationen (nach Steinmetz 1994, Abb. 6).

lerwald besitzen an ihrem Quellort einen Gehalt an freier Kohlensäure von über 1000 mg/l, während Grundwasser unter 100 mg/l aufweisen.

Calcium, Magnesium und Hydrogencarbonat sind stets die Hauptbestandteile der Grund- und Mineralwässer (Abb. 6, Abb. 7). Natrium und Chlorid treten nur bei einigen Mineralwässern in erhöhten Konzentrationen auf. Eisen und Schwefel (oxidiert zu Sulfat) werden aus im Schiefer fein verteiltem Pyrit gelöst.

Im Unteren tektonischen Stockwerk treten **Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Säuerlinge** aus. Calcium und Magnesium werden aus den Carbonaten und den Tonmineralen der Schiefer gelöst, Hydrogencarbonat stammt sowohl

aus dem Carbonat der Schiefer als auch aus der Dissoziation der Kohlensäure. Die Konzentration von Calcium ist gegenüber der von Magnesium leicht erhöht. Die Mineralquellen in Reinhardshausen sind Säuerlinge dieses Typus.

Die Mineralquellen des Mittleren tektonischen Stockwerks sind **Natrium-reiche Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Säuerlinge oder Calcium-Magnesium-Natrium-Hydrogencarbonat-Säuerlinge**. Calcium und Magnesium stammen aus den Carbonaten und Tonmineralen der Schiefer und aus den Spiliten. Natrium wird vorwiegend aus den albitisierten Plagioklasen der Spilite gelaugt. Bei den Anionen dominiert Hydrogencarbonat. Chlorid liegt in viel geringeren Äquivalent-Konzentrationen vor als Natrium. Die Ionenä-

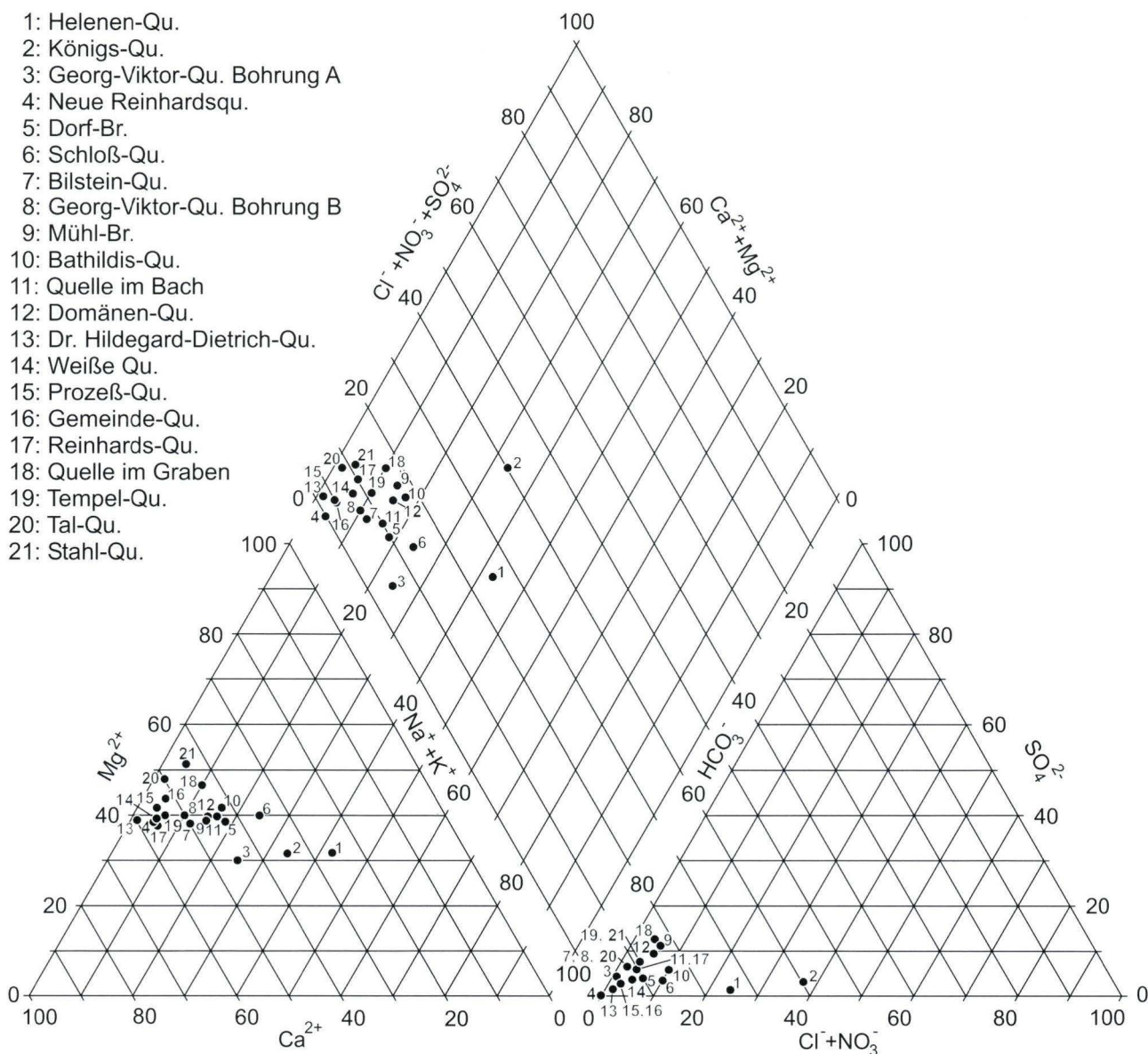


Abb. 7. Mineralwässer aus Quellen und Brunnen im nordöstlichen Kellerwald, prozentuale Ionenäquivalent-Konzentrationen im Piper-Diagramm.

quivalent-Konzentration von Natrium liegt unter denen des Calciums und Magnesiums.

Am Abbruch des nordöstlichen Kellerwald-Gebirges zur Hessischen Senke treten **Natrium-Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Säuerlinge** aus. Während Calcium, Magnesium und teilweise Natrium aus dem Schiefergebirge selbst gelöst werden, stammt der überwiegende Teil des Natriums und des Chlorids aus halinen Wässern der Hessischen Senke, die bis zum Gebirgsabbruch vordringen. Die Ionenäquivalent-Konzentration von Natrium liegt hier über denen von Calcium und Magnesium. Diese Verteilung hat Hölting (1966: 37) Innere, Übergangs- und Äußere Zone genannt.

Die freie Kohlensäure ist das steuernde Element der Wildunger Mineralquellen; sie verstärkt die Lösung der Gesteinsarten, reichert die Wässer mit den gebirgeigen Mineralstoffen an und fördert zugleich das hochmineralisierte Wasser aus tieferen Grundwasser-Stockwerken bis über den örtlichen Grundwasserspiegel. Infolge des hohen Druckes in der Tiefe ist entsprechend viel Kohlensäure gelöst (Abb. 8). Das CO₂-Gas steigt entlang Zerrüttungszonen auf, expandiert unter fallendem hydrostatischen Druck, vergrößert hierdurch sein Volumen exponentiell und fördert durch den Auftrieb des gegenüber Wasser leichteren CO₂/Wasser-Gemisches in Art des Lufthebeverfahrens das Mineralwasser bis über den Grundwasserspiegel (Abb. 9).

Die austretenden Mineralwässer stehen im Ungleichgewicht mit den physikochemischen Bedingungen am Quellort. Der CO₂-Partialdruck der Atmosphäre liegt weit unter dem der Mineralwässer; die überschüssige Kohlensäure entgast, der pH-Wert der Mineralwässer steigt an. Das Redoxpotential der Mineralwässer liegt am Quellort etwa zwischen 100 und 250 mV. An vielen Mineralquellen ist ein intensiver Schwefel-

wasserstoff-Geruch auffällig; Sulfat ist teilweise zu Schwefelwasserstoff reduziert. Die Gehalte an gelöstem Eisen liegen zwischen 1 und 20 mg/l, die Gehalte an gelöstem Mangan um 1 mg/l. Bei Zutritt von Luftsauerstoff wird das zweiwertige Eisen oxidiert und fällt bei steigendem pH-Wert als Eisen-Ocker schon am Quellort aus.

Unter den reduzierenden Bedingungen der Mineralwässer ist Nitrat instabil. In frei auslaufenden Mineralquellen ist daher auch kein Nitrat nachweisbar. Nur wenn das Mineralwasser, wie bei einigen Mineralquellen im Wese-Tal, durch einen nitratreichen Aquifer perkoliert, ist Nitrat nachweisbar. Liegt die Förderrate beim Bepumpen von Mineralbrunnen über der natürlichen Mineralwasserschüttung, gelangt Nitrat aus dem umgebenden Aquifer in die Brunnen. Weil Calcium, Magnesium und Hydrogencarbonat in den Grundwässern in gleichen Ionenäquivalent-Konzentrations-Verhältnissen wie in den Mineralwässern gelöst sind, fällt der Zufluss von Grundwasser in die Mineralbrunnen zunächst nicht auf. Die Konzentration der gelösten Mineralstoffe nimmt lediglich ab. Nitrat kann daher als Anzeiger für das Zusitzen von Grundwasser benutzt werden.

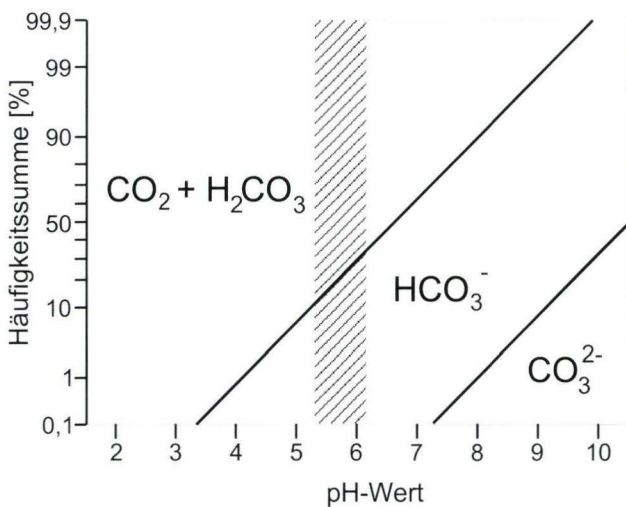


Abb. 8. Kohlensäure-Spezies in Abhängigkeit vom pH-Wert des Wassers bei 10 °C. Schraffen: Mineralwässer von Bad Wildungen.

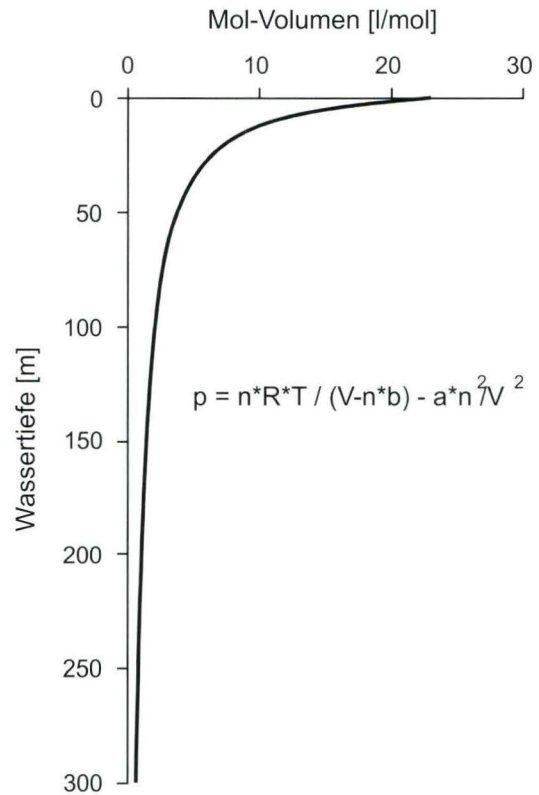


Abb. 9. Mol-Volumen von Kohlendioxid-Gas nach der van der Waals-Gleichung in Abhängigkeit vom Wasserdruck bei 10 °C (aus Steinmetz 1994, Abb. 9).

5. Herkunft und Aufstieg der Mineralwässer

Wir erklären die Herkunft und den Aufstieg der Wildunger Mineralwässer wie folgt (Abb. 10): Kohlendioxid entgast aus größerer Erdtiefe und steigt entlang weit durchgreifender Zerrüttungszonen auf. Das aufsteigende Kohlendioxid löst sich im Grundwasser als Kohlensäure, dissoziiert und erniedrigt den pH-Wert des Wassers. Im Unteren tektonischen Stockwerk des Gebirges werden bevorzugt Calcium und Magnesium der Carbonate und Tonminerale gelöst. Diese Wässer sind kalte Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Säuerlinge. Im Kontakt mit den Gesteinen des Mittleren Stockwerks wird neben Calcium und Magnesium zusätzlich Natrium aus Spiliten gelöst; es entstehen kalte Calcium-Magnesium-Natrium-Hydrogencarbonat-Säuerlinge. Bis in die Randbereiche des nördlichen Kellerwaldes strömen Natrium-Chlorid-reiche haline Wässer der Hessischen Senke. Wo diese sich mit Säuerlingen mischen, entstehen kalte Natrium-Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Säuerlinge. Der nicht durch Chlorid kompensierte Anteil an Natrium-Ionen wird durch Lösung aus dem Gebirge erklärt.

Die Mineralwässer in Bad Wildungen und Reinhardshausen werden als Heilwässer genutzt, teils für Anwendungen am Orte, teils in Flaschen gefüllt und bundesweit vermarktet. Die Nutzung birgt die Gefahr, dass mehr Mineralwasser entnom-

men wird als auf natürlichem Wege nachströmen kann. In diesem Fall kann die Mineralquelle durch Zustrom von Grundwasser aussüßen. Mit dem Grundwasser kann Nitrat nachgezogen werden, das geradezu als Indikator einer solchen Beeinträchtigung angesehen werden kann. Reines Mineralwasser führt kein Nitrat.

Die Wildunger Mineralquellen sind an die Zerrüttungszonen der Überschiebungen und an größere Verwerfungen gebunden. Für den Aufstieg von Mineralwässern an geologischen Sätteln bzw. Sattelzonen, wie Hötting (1966: 12, 1969: 230, 1973: 289, 1991: 146) postuliert und 1989 (106) durch unterschiedliche hydraulische Leitfähigkeiten an Falten durch Entspannungs- und Pressklüfte erklärt, gibt es keinen Hinweis.

Zwischen Wese-Tal und Georg-Viktor-Quelle streichen drei Falten des Mittleren Stockwerks aus (s. geol. Kt., Bl. 4820 Bad Wildungen). Das Untere Stockwerk ist intensiv spezialgefaltet. Die Falten sind NW-vergent und tauchen nach NE zunehmend steiler ab. Das Ausstreichen der Achsenflächen kann besonders im Wese-Tal und im Talkessel von Reinhardshausen wegen der mächtigen quartären Deckschichten nicht verfolgt werden. Die Zuordnung der Mineralquellen zu geologischen Sätteln ist daher im Wese-Tal und im Kessel von Reinhardshausen spekulativ. Reinhardshausen liegt in einer großen Synklinal-Struktur. Wir kön-

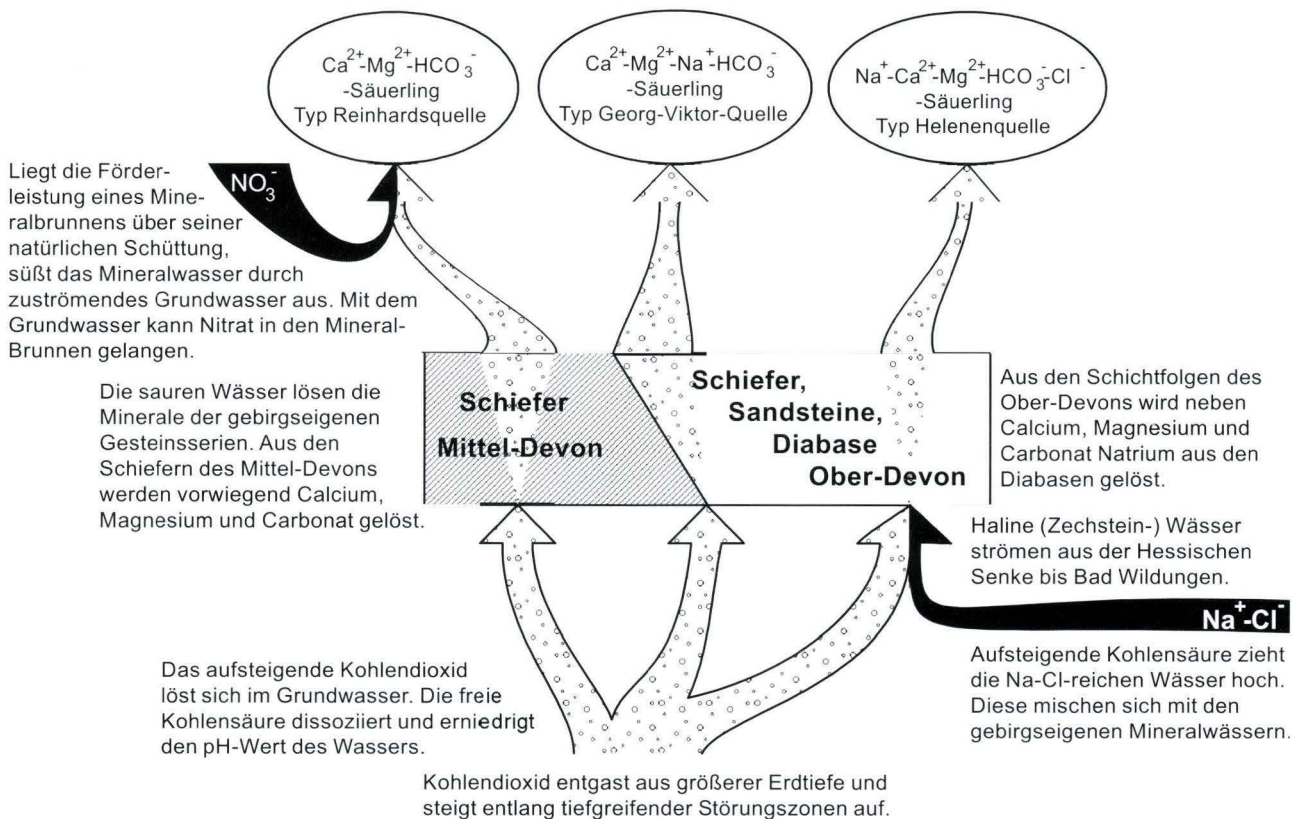


Abb. 10. Aufstieg und Mineralisation der Mineralwässer im nordöstlichen Kellerwald (nach Steinmetz 1994, Abb. 10).

nen keine tektonischen Elemente erkennen, die eine erhöhte Wasserwegsamkeit bieten. Gerade die Schiefer des Unteren Stockwerkes sind in der Region als Wasserhemmer bekannt.

Quellen im Unteren Stockwerk treten bevorzugt an Querverwerfungen aus.

6. Glossar: Zu den Begriffen Grund-, Mineral- und Heilwasser

Der Begriff **Grundwasser** wird hier im Sinn der Deutschen Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlamm-Untersuchung DEV (1993: A18, 3), nach DIN 4049, Teil 1 benutzt. Der Begriff **Natürliches Mineralwasser** wird in der Verordnung über natürliches Mineralwasser, Quellwasser und Tafelwasser (Mineral- und Tafelwasser-Verordnung MTVO 1984/1990) definiert. Der Begriff **Heilwasser** ist in „Begriffsbestimmung – Qualitätsstandards für die Prädikatisierung von Kurorten, Erholungsorten und Heilbrunnen“ (BQPKEH 1998) erklärt.

Die DEV definieren **Mineralwasser** als Wasser, das die Anforderungen der MTVO erfüllt. Der Begriff Natürliches Mineralwasser ist ungeeignet, Mineralwässer von Grundwässern zu unterscheiden. Die Wässer der Mineralquellen im nordöstlichen Kellerwald sind im Sinne der DEV keine Grundwässer, weil ihre Bewegung durch die aufsteigende Kohlensäure induziert wird,

die der Schwerkraft entgegen gerichtet ist. Die Wildunger Mineralquellen werden nicht zur Herstellung von natürlichem Mineralwasser genutzt und schütten definitionsgemäß kein Natürliches Mineralwasser, können daher auch keine Mineralwässer im Sinne der DEV sein. Die Quellen der Bäder in Bad Wildungen und Reinhardshausen sind anerkannte Heilquellen, und ihre Wässer sind nach BQPKEH Heilwässer. Für die Wässer natürlicher Quellen mit Gehalten an freier Kohlensäure von mehr als 1000 mg/l, die durch aufsteigende Kohlensäure aufgetrieben werden, gibt es nach den genannten Definitionen streng genommen keinen Begriff.

In dieser Arbeit bezeichnen wir, abweichend von der DEV, alle Wässer als Mineralwässer, deren Gehalt an freier Kohlensäure größer als 1000 mg/l ist, unabhängig von der Summe ihrer gelösten Mineralstoffe.

7. Schriftenverzeichnis

- Denckmann, A. (1901): Der geologische Bau des Kellerwaldes. – Kurze Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Kellerwaldes 1:100 000. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **34**: 88 S., 2 geol. Kt. 1:25 000, 1 geol. Kt. 1:100 000; Berlin.
- Deutscher Bäderverband e.V. (1998): Begriffsbestimmungen – Qualitätsstandards für die Prädikatisierung von Kurorten, Erholungsorten und Heilbrunnen. – 11. Aufl., 82 S.; Bonn (BQPKEH).
- Fachgruppe Wasserchemie in der Gesellschaft Deutscher Chemiker in der Gemeinschaft mit dem Normausschuß Wasserwesen (NAW) im DIN Deutsches Institut für Normung e.V. (1993): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlamm-Untersuchung – physikalische, chemische, biologische und bakteriologische Verfahren. – 1–4; Weinheim (VCH-Verlagsgesellschaft) (DEV).
- Herrmann, G., Wedepohl, K.H. (1970): Untersuchungen an splitischen Gesteinen der variscischen Geosynklinalen in Nordwestdeutschland. – Contr. Mineral. Petrol., **41**: 277–300, 2 Abb., 9 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- Hölting, B. (1966): Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **53**: 59 S., 7 Abb., 9 Tab.; Wiesbaden.
- Hölting, B. (1969): Geologie des Kellerwaldes und der Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern. – Mitt. Markscheiderw., **76**(4): 226–236, 3 Abb.; Herne/Westf.
- Hölting, B. (1973): Hydrogeologie. – In: Horn, M., Kulick, J., Meischner, D. (1973a): Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4820 Bad Wildungen. – 386 S., 69 Abb., 20 Tab., 2 Taf., 3 Beil.; Wiesbaden.
- Hölting, B. (1989): Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie. – 3., neu bearb. Aufl., 39 S.; Stuttgart (Enke).
- Hölting, B. (1991): Die Heilquellen von Bad Wildungen – Kraftwerk Edersee (Exkursion G am 5. April 1991). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. **73**: 143–154, 2 Abb., 2 Tab.
- Horn, M., Kulick, J., Meischner, D. (1973b): Geologische Karte von Hessen 1:25 000. – Blatt 4820 Bad Wildungen; Wiesbaden.
- Meischner, D. (1959): Geologische Strukturuntersuchung im Gebiet der Reinhardtsquelle bei Bad Wildungen. – Archiv. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 4820/70: 42 S., 7 Abb., 6 Anl.; Göttingen (unveröff.).
- Meischner, D. (1968): Stratigraphische Gliederung des Kellerwaldes. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 18–30, 5 Abb.; Wiesbaden.
- Meischner (1991): Kleine Geologie des Kellerwaldes. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **73**: 115–142, 10 Abb.; Stuttgart.
- Meischner, D. & Schneider, J. (1967): Art und Alter des Deckdiabas-Vulkanismus im Kellerwald. – Geologie **16**: 5–28; Berlin.
- Schäfer (1951): Neufassung der Wildunger Helenenquelle durch Bohrung. – Schriftenreihe des Deutschen Bäderverbandes e.V., **8**: 1–5; Gütersloh.
- Steinmetz, S. (1994): Die Mineralquellen von Bad Wildungen: Herkunft und tektonische Stellung – mit strukturgeologischer Kartierung 1:25 000. – Dipl.-Arb. Univ. Göttingen, 98 S., 7 Tab., 10 Abb., 4 Anl.; Göttingen (unveröff.).
- Udluft, H. (1952): Die geologisch-hydrologische Stellung der Helenenquelle bei Bad Wildungen. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**: 263–277; Wiesbaden.
- Verordnung über Natürliches Mineralwasser, Quellwasser und Tafelwasser (Mineral- und Tafelwasser-Verordnung) vom 1. August 1984 (BGBl. I S. 1036) i.d.F. der ÄndV vom 5.12.1990 (BGBl. I S. 2600, 2610) (MTVO).

Tab. 1. Kataster der Wildunger Mineralquellen und Mineralbrunnen. Chemische Daten mit Datum der Probenahme aus Steinmetz (1994), soweit nicht anders angegeben.

Quelle, Brunnen	Mühl-Brunnen	Dorfbrunnen	Quelle im Bach	Bathildis-Quelle	Quelle im Graben	Domänen-Quelle
Datum	04.06.1993	04.06.1993	10.06.1993	04.06.1993	10.06.1993	10.06.1993
Rechtswert	35 04 500	35 04 620	35 04 515	35 05 090	35 05 780	35 06 188
Hochwert	56 66 925	56 67 085	56 66 930	56 67 390	56 67 665	56 68 015
Höhe [m NN]	240	239	238	233	230	223
Schüttung [l/min]	36,0	4,8	1,2	6,6	1,2	0,2
Wassertemperatur [°C]	10,4	10,1	10,0	10,2	10,5	13,5
pH-Wert	5,83	5,96	5,72	5,86	5,87	6,03
elektrische Leitfähigkeit [μ S/cm]	1320	1730	1290	1330	820	1310
Redoxspannung [mV]	386	391	325	389	572	332
Na ⁺ [mg/l]	60,7	103	62,9	65,2	20,5	57,4
K ⁺ [mg/l]	3,08	3,71	3,32	3,53	2,43	3,11
Ca ⁺ [mg/l]	170	228	153	157	91,7	157
Mg ⁺⁺ [mg/l]	85,3	120	83,4	95,4	57,3	83,7
Fe ⁺⁺ [mg/l]	9,13	8,38	11,0	4,08	2,23	7,47
Mn ⁺⁺ [mg/l]	0,959	0,950	0,745	0,586	0,633	0,796
Cl ⁻ [mg/l]	34,2	50,4	33,7	57,6	11,0	40,8
HCO ₃ ⁻ [mg/l]	949	1440	973	961	531	912
NO ₃ ⁻ [mg/l]	0	0	0	5,76	1,00	9,80
SO ₄ ⁻ [mg/l]	99,9	62,0	46,1	53,3	71,1	77,8
Summe gel. Bestandteile [mg/l]	1410	2020	1370	1400	789	1350
CO ₂ -frei [mg/l]	3320	3810	4430	3150	1650	1890

Quelle, Brunnen	Königsquelle	Schloßquelle	Johanniter-Quelle*	Quelle Obermühle**	Bilsteinquelle	Helenenquelle
Datum	22.06.1993	22.06.1993	28.05.1946	03.01.1966	22.06.1993	22.06.1993
Rechtswert	35 09 210	35 08 840	35 08 090	35 07 620	35 07 060	35 08 100
Hochwert	56 65 275	56 65 370	56 65 455	56 65 615	56 65 725	56 62 810
Höhe [m NN]	223	228	245	254	260	271
Schüttung [l/min]	3,2	4,0	-	-	17,5	27,8
Wassertemp. [°C]	12,4	11,7	8	-	10,9	12,7
pH-Wert	6,11	6,00	-	-	5,93	6,33
elektr. Leitfähigkeit [μ S/cm]	3200	1600	-	-	950	4600
Redoxspannung [mV]	391	359	-	-	375	384
Na ⁺ [mg/l]	324	122	129,4	88,30	51,6	660
K ⁺ [mg/l]	11,0	8,38	4,533	7,70	3,95	13,6
Ca ⁺ [mg/l]	274	172	118,7	147,28	184	363
Mg ⁺⁺ [mg/l]	156	114	55,39	88,04	84,8	262
Fe ⁺⁺ [mg/l]	0,89	2,56	1,207	1,17	6038	6,38
Mn ⁺⁺ [mg/l]	0,823	0,915	0,237	0,39	0,573	0,360
Cl ⁻ [mg/l]	542	90,8	14,66	25,5	10,6	624
HCO ₃ ⁻ [mg/l]	1510	1240	920,1	963,80	1030	3070
NO ₃ ⁻ [mg/l]	0	0	-	-	0	0
SO ₄ ⁻ [mg/l]	75,9	36,5	32,83	66,25	58,6	34,6
Summe gel. Bestandteile [mg/l]	2900	1790	2104,1	1388	1430	5030
CO ₂ -frei [mg/l]	2720	2910	769,4	-	2840	3390

* Werte aus Hölting 1966, Tab. 1 übernommen

** Werte aus Hölting 1966, Tab. 3 übernommen

Fortsetzung Tab. 1.

Quelle, Brunnen	Dr. Hildegard-Dietrich-Qu.	Neue Reinhardts-Quelle	Weißer Quelle	Reinhardts-Quelle	Tempel-Quelle	Prozeß-Quelle
Datum	29.06.1993	29.06.1993	29.06.1993	29.06.1993	29.06.1993	29.06.1993
Rechtswert	35 05 880	35 05 970	35 05 870	35 05 785	35 05 575	35 05 260
Hochwert	56 63 870	56 63 930	56 63 970	56 63 960	56 64 205	56 64 565
Höhe [m NN]	328	330	325	322	314	305
Schüttung [l/min]	10,0	8,1	16,7	2,0	42,9	10,0
Wassertemperatur [°C]	12,6	12,1	11,5	13,0	12,3	11,7
pH-Wert	5,79	6,01	6,09	5,94	6,05	5,98
elektrische Leitfähigkeit [μ S/cm]	1180	2300	1020	950	800	970
Redoxspannung [mV]	378	321	405	441	422	465
Na ⁺ [mg/l]	10,2	27,0	16,8	15,7	11,6	10,8
K ⁺ [mg/l]	2,03	3,89	1,98	2,18	1,92	2,45
Ca ⁺ [mg/l]	1,95	3,74	153	142	107	140
Mg ⁺⁺ [mg/l]	78,8	152	64,4	56,0	49,8	66,2
Fe ⁺⁺ [mg/l]	4,04	5,98	3,85	3,16	6,15	5,96
Mn ⁺⁺ [mg/l]	0,463	0,544	0,838	0,833	0,309	0,346
Cl ⁻ [mg/l]	6,38	4,25	16,3	20,9	14,2	6,38
HCO ₃ ⁻ [mg/l]	991	2000	772	668	554	753
NO ₃ ⁻ [mg/l]	0,52	0,35	0,22	0,44	0,13	0,66
SO ₄ ⁻ [mg/l]	11,0	12,5	22,1	34,6	39,9	25,0
Summe gel. Bestandteile [mg/l]	1300	2580	1050	943	785	1010
CO ₂ -frei [mg/l]	3630	4570	1430	1700	1100	1790

Quelle, Brunnen	Georg-Viktor-Qu.		Parkquelle	Talquelle	Stahlquelle	Gemeinde-Quelle
	Bohrung A	Bohrung B				
Datum	22.06.1993	22.06.1993	22.06.1993	22.06.1993	22.06.1993	22.06.1993
Rechtswert	35 07 110	35 07 240	35 07 310	35 06 540	35 06 035	35 05 250
Hochwert	56 64 090	56 64 110	56 64 155	56 62 400	56 62 375	56 64 610
Höhe [m NN]	305	301	297	341	352	304
Schüttung [l/min]	0,9	35,3	36,8	21,0	4,6	9,5
Wassertemperatur [°C]	12,0	11,4	11,0	10,4	8,9	11,4
pH-Wert	6,11	5,90	5,83	5,71	5,39	5,86
elektrische Leitfähigkeit [μ S/cm]	2510	1320	1390	780	470	950
Redoxspannung [mV]	390	393	370	438	423	405
Na ⁺ [mg/l]	202	37,5	49,2	4,30	3,30	11,7
K ⁺ [mg/l]	7,22	4,15	4,52	1,24	1,20	2,15
Ca ⁺ [mg/l]	314	183	193	102	35,7	128
Mg ⁺⁺ [mg/l]	135	92,3	92,3	55,3	32,3	68,4
Fe ⁺⁺ [mg/l]	5,53	8,98	10,1	9,63	19,1	6,29
Mn ⁺⁺ [mg/l]	0,367	0,565	0,686	1,83	1,53	0,366
Cl ⁻ [mg/l]	8,86	18,4	21,6	8,51	6,38	10,6
HCO ₃ ⁻ [mg/l]	2070	1030	1080	570	293	711
NO ₃ ⁻ [mg/l]	0	0	0	0	0	0
SO ₄ ⁻ [mg/l]	114	54,8	58,6	20,2	19,2	29,8
Summe gel. Bestandteile [mg/l]	2860	1430	1510	773	412	968
CO ₂ -frei [mg/l]	3760	3030	3780	2570	2800	2220

Manuskript eingegangen am 28.11.2000, angenommen am 04.01.2001

Jörg Neumann, Gerd Fleck & Peter Wycisk¹

Flächendifferenzierte Bewertung und Interpretation der hydrogeologischen Situation am südöstlichen Stadtrand von Kassel

Kurzfassung

Inhalt der vorliegenden Arbeit ist die GIS-gestützte Anwendung eines Multiparameter-Bewertungsverfahrens als Instrument der Umweltplanung. Die ausgewählte Methode nach Hölting et al. (1995) erlaubt eine praktikable und

schnelle Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung. Am Beispiel des Untersuchungsgebietes Kassel-Waldau werden die räumliche Verteilung der Bewertungsergebnisse und die Teileinflüsse der Einzelparameter diskutiert.

Abschließend werden zusätzliche hydrogeologische Auswertungen desselben Datenbestandes zur Veranschaulichung der Vorgehensweise sowie der Plausibilität der Ergebnisse herangezogen.

Abstract

In this paper we present a GIS-based application of a complex evaluation procedure as an instrument of environmental planning. The selected method (Hölting et al. 1995) allows a rational and rapid de-

termination of the natural ability of the cover to protect the groundwater in the uppermost aquifer. The spatial distribution of the results and the influences of each parameter in the example of the

Kassel-Waldau area are discussed. Finally we use additional hydrogeological assessments of the same database to illustrate the method and the plausibility of its results.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	98
2. Untersuchungsgebiet	98
3. Lokale Geologie und Hydrogeologie	98
4. Methodik	99
4.1 Bewertungskonzept	99
4.2 GIS-Datenmanagement	99
5. Ergebnisse	101
5.1 Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung	101
5.2 Hydrogeologische Situation	102
5.3 Plausibilität der Gesamtaussage	104
6. Zusammenfassung	105
7. Schriftenverzeichnis	106

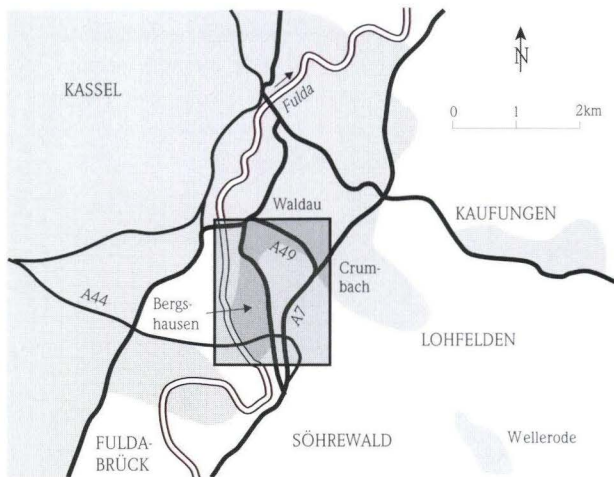
¹ Dipl.-Geol. J. Neumann, Dipl.-Ing. G. Fleck, Prof. Dr. P. Wycisk, Institut für Geologische Wissenschaften, FG: Umweltgeologie, Martin-Luther-Universität, Domstraße 5, D-06108 Halle/Saale

1. Einleitung

Komplexe Verknüpfungs- und Ableitungsregeln können mit Hilfe von Geoinformationssystemen vergleichsweise einfach kartographisch umgesetzt werden. Geowissenschaftliche Spezialkarten haben deshalb in den letzten Jahren eine weite Verbreitung erfahren und stellen aktuell ein wichtiges Instrument der umweltorientierten Fachplanung dar. Für die Plausibilität derarti-

ger Flächenbewertungen ist es entscheidend, ob der Verfahrensablauf nachvollziehbar ist und die erzielten Ergebnisse einer kritischen Betrachtung standhalten. Wie dies GIS-basiert realisiert werden kann, soll am Beispiel einer flächendifferenzierten Bewertung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung (Höling et al. 1995) gezeigt werden.

2. Untersuchungsgebiet



Das Untersuchungsgebiet befindet sich am südöstlichen Stadtrand von Kassel nahe den Orten Fulda-Brück-Bergshausen, Lohfelden-Crumbach und Kassel-Waldau. Der Naturraum ist charakterisiert durch die Fuldaaue im Westen und die Höhen des Söhrewaldes im Süden. Aktuell zeichnen sich die ehemals landwirtschaftlich genutzten Bereiche durch eine zunehmende Versiegelung und Flächeninanspruchnahme seitens Industrie und Gewerbe (Güterverkehrszentrum Kassel) aus.

Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes

3. Lokale Geologie und Hydrogeologie

Regionalgeologisch gesehen befindet sich das Untersuchungsgebiet im nördlichen Teil der Hessischen Senke (Rambow 1976). Die lokale Geologie wird hier durch den Mittleren Buntsandstein des Söhrewaldes und die auflagernden pleistozänen Terrassenkiese der Fulda geprägt. Stellenweise treten außerdem tertiäre Sedimente und Tonsteine des Röt (Oberer Buntsandstein) hinzu, die an Graben- oder Subrosionsstrukturen gebunden sind. So

spielen im Norden des Untersuchungsgebietes der Ost-West verlaufende Kasseler Graben (Lemmer & Rambow 1994) und im Osten die Waldauer Tertiärsenke (Bernhard et al. 1973) als regional bedeutsame Strukturen eine wichtige Rolle.

Die hydrogeologische Situation vor Ort lässt sich grundsätzlich wie in Abb. 2 dargestellt charakterisieren: Das Grundwasser strömt vom Söhrewald nach NW in Richtung Fulda. Die Grund-

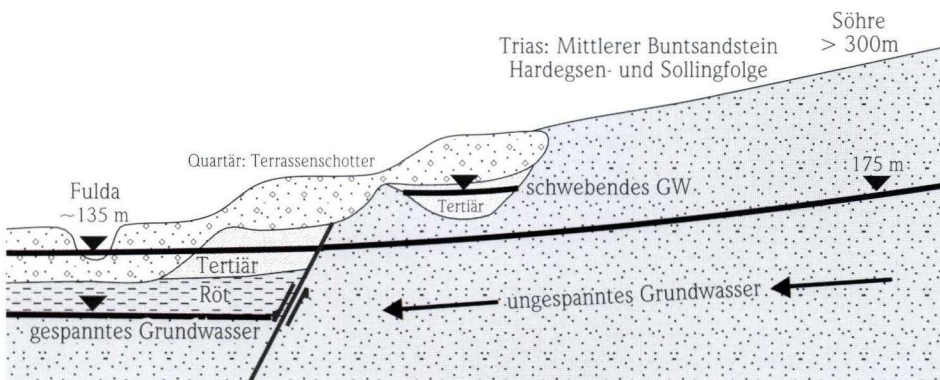


Abb. 2. Schematische Darstellung der lokalen Hydrogeologie.

wasseroberfläche ist ungespannt und geht mit abnehmenden Höhen vom Buntsandstein in den Lockergesteinsbereich über. Nur im Norden des Untersuchungsgebietes trennen die Röttonsteine innerhalb des Kasseler Grabens den Grundwasserleiter in

einen artesisch gespannten und einen ungespannten Teil. Mit feinkörnigen Tertiärsedimenten kann lokal schwebendes Grundwasser assoziiert sein.

4. Methodik

Der Arbeit liegt die GIS-gestützte Anwendung eines Multi-parameter-Bewertungsverfahrens zugrunde. Zusätzliche Auswertungen des dafür aufbereiteten Datenbestandes lieferten eine Flurabstandskarte, eine Karte der hydrogeologischen Situation und eine Karte der Lockergesteinsmächtigkeit, die zur Prüfung der Plausibilität der Bewertungsergebnisse herangezogen wurden. Nachfolgend werden sowohl das angewendete Verfahren nach Hölting et al. (1995) als auch dessen schrittweise Umsetzung näher erläutert.

4.1 Bewertungskonzept

Das von Hölting et al. (1995) vorgestellte „Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung“ ist ein typisches Punktbewertungsverfahren. Es greift auf „vergleichsweise einfach zu beschaffende oder abzuleitende Kriterien“ zurück und basiert auf der Annahme, dass das Schadstoffrückhaltevermögen des Untergrundes maßgeblich von der Verweildauer des Sickerwassers abhängt. Der Modellraum „ungesättigte Zone“ wird dabei nicht pauschal quantifiziert. Vielmehr findet eine Differenzierung in die Teilbereiche „Bodenzone“ und den darunter liegenden „tieferen Untergrund“ statt. Den unterschiedlichen filterwirksamen Prozessen wird dieser konzeptionelle Ansatz durch eine separate Bewertung der beiden Teilschutzfunktionen gerecht.

Die folgenden Eingangsparameter sind dafür erforderlich:

Schutzfunktion des Bodens (S_1):

- Nutzbare Feldkapazität (Punktzahl B)
- Sickerwasserrate (Faktor W)

Schutzfunktion der tieferen ungesättigten Zone (S_2):

- Kationenaustauschkapazität (Punktzahl G)
- Schichtmächtigkeiten bzw. Grundwasserflurabstand (Faktor M)
- Sickerwasserrate (Faktor W)
- Schwebendes Grundwasser (Zuschlag Q)
- Gespanntes Grundwasser bzw. Druckverhältnisse (Zuschlag D)

Gesamtschutzfunktion der ungesättigten Zone (S_G):

- Schutzfunktion des Bodens (S_1)
- Schutzfunktion der tieferen ungesättigten Zone (S_2)

Die Punktbewertung der Einzelparameter erfolgte in Anlehnung an die Konzeptvorgaben nach Hölting et al. (1995). Der abschließenden Klassifizierung der Ergebnisse liegt die in Tab. 1 dargestellte fünfstufige Skala zugrunde.

4.2 GIS-Datenmanagement

Der beschriebene Modellansatz wurde mit Hilfe des GIS ArcView flächendifferenziert umgesetzt. Der Gesamttablauf mit den erforderlichen Einzelbearbeitungsschritten wird im weiteren Verlauf beschrieben und ist in Abb. 3 dargestellt.

Für die Bewertung wurde auf geologische, bodenkundliche, hydrogeologische und hydrologische Punkt- und Flächendaten

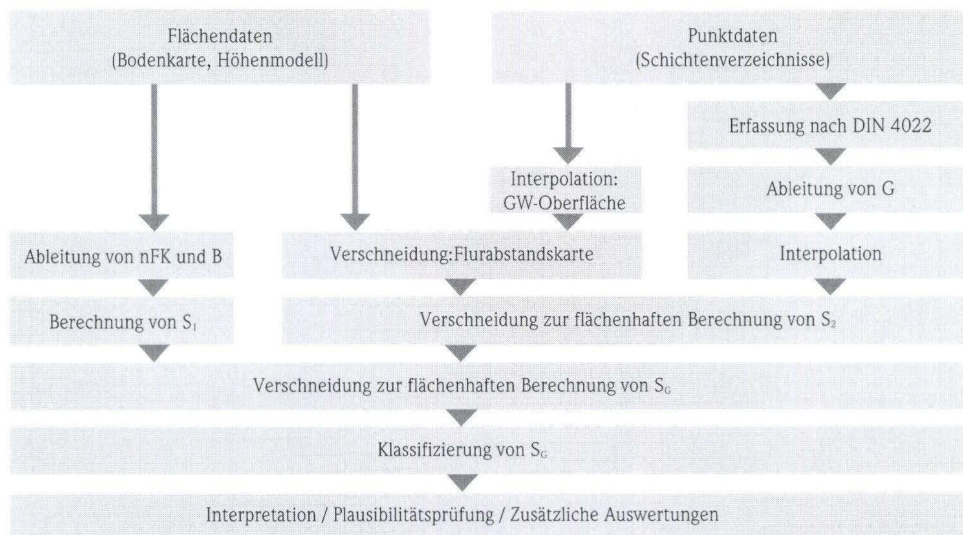


Abb. 3. Arbeitsablauf der GIS-Analyse zur Bestimmung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung (aus Neumann et al. 1999, verändert). Die verwendeten Abkürzungen werden im Text erläutert.

zurückgegriffen. So standen ca. 400 Schichtenverzeichnisse aus den Archiven des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (seit dem 01.01.2000: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) und mehrerer Ingenieurbüros zur Verfügung. Diese Profile dokumentieren eine durchschnittliche Bohrteufe von 5–20 Metern und stammen zumeist aus der Baugrunderkundung. Etwa 50 Bohrungen sind auch Angaben zum Grundwasserspiegel zu entnehmen. Als zusätzliche Punktinformationen wurden im Verlauf der Fulda Stützstellen mit dem Wert „Grundwasserüberdeckung = 0 Meter“ eingerichtet. Darüber hinaus konnten verschiedene thematische Karten in analoger und digitaler Form verwendet werden.

Dem „Hölting-Konzept“ folgend liegt der Bewertung des Bodens (S_1) die nutzbare Feldkapazität (B) zugrunde. Sie wurde an Hand der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1994) aus der Bodenkarte 1:50 000, Blatt 4722 Kassel, abgeleitet. Die Einstufung der Sickerwasserrate (W) orientiert sich größenordnungsmaßig an den Erläuterungen der geologischen Karte

1:25 000, Blatt 4723 Oberkaufungen (Rambow 1981). Die bodenspezifische Teilschutzfunktion S_1 resultiert dann aus der Multiplikation der Punktzahl B mit dem Faktor W. Für die Ermittlung der Schutzfunktion der tieferen ungesättigten Zone (S_2) wurde eine Bohrdatenbank aufgebaut. Die damit verwalteten Schichtenverzeichnisse wurden zuerst in eine DIN-konforme Nomenklatur überführt, bevor die Punktzahlen für die Gesteinseigenschaften (G) zugewiesen werden konnten. Anschließend wurden die punktuell vorliegenden Daten interpoliert und flächendifferenzierte Ergebnisse ermittelt. In einem weiteren Schritt erfolgte die Verschneidung mit dem Grundwasserflurabstand (M). Unter weiterer Berücksichtigung des Faktors W (Sickerwasserrate) und der optionalen Zuschläge für gespanntes (D) bzw. schwebendes Grundwasser (Q) wurde schließlich die Teilschutzfunktion S_2 der tieferen ungesättigten Zone berechnet. Zu beachten ist, dass nur diejenigen Bohrungen, die tiefer als die Grundwasseroberfläche reichen, für das „Hölting-Konzept“ verwendbar waren. Die unberücksichtigten Schichtenverzeichnisse konnten

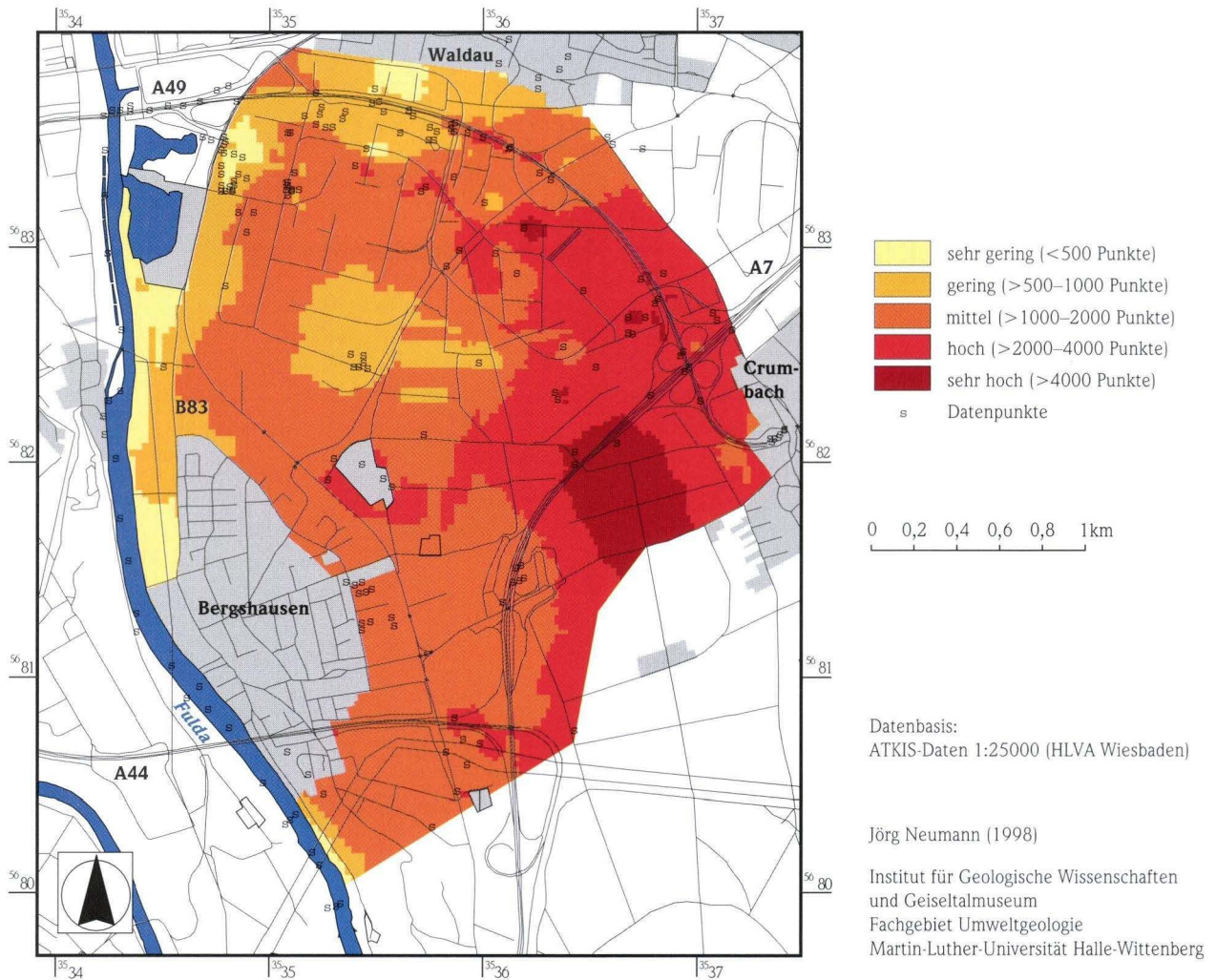


Abb. 4. Karte der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung (nach Hölting et al. 1995).

Tab. 1. Klasseneinteilung der Gesamtschutzfunktion (nach Hölting et al. 1995).

Gesamt-schutzfunktion	Punktzahl S_G	Größenordnung der Verweildauer des Sickerwassers in der Grundwasserüberdeckung
sehr hoch	>4000	>25 Jahre
hoch	>2000–4000	10–25 Jahre
mittel	>1000–2000	3–10 Jahre
gering	>500–1000	mehrere Monate bis ca. 3 Jahre
sehr gering	≤500	wenige Tage bis etwa 1 Jahr, im Karst häufig noch weniger

5. Ergebnisse

Das Resultat des beschriebenen Bewertungsvorgangs ist eine Rasterdarstellung (Grid) der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung im Maßstab ~1:25 000 (Abb. 4). Durch zusätzliches Abfragen der Bohrdatenbank wurde im selben Maßstab eine Karte der hydrogeologischen Situation (Abb. 6) generiert. Neben den interpolierten Grundwassergleichen veranschaulicht sie auch den sedimentologische Aufbau der ungesättigten Zone. Darüber hinaus wurden eine Flurabstandskarte (Abb. 7) und eine Karte der Lockergesteinsmächtigkeit (Abb. 8) des Untersuchungsgebietes erarbeitet. Alle drei Karten dienen dem Verständnis des Bewertungsergebnisses und zeigen auf qualitative Weise Korrelationen zwischen den verschiedenen Flächenaussagen. Eine Diskussion der Plausibilität der Ergebnisse beschließt das Kapitel.

5.1 Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung

Die Ergebnisse der Flächenbewertung (Abb. 4) zeigen eine starke räumliche Differenzierung. Die Werte variieren im Untersuchungsgebiet zwischen 0 und ca. 4500 Punkten und decken damit die gesamte Breite der fünf Klassen (Tab. 1) ab.

Im einzelnen lässt sich die räumliche Verteilung der Schutzfunktion wie folgt charakterisieren:

Nahe der Fulda und im Bereich von Kassel-Waldau ist nur ein sehr geringes bis geringes Rückhaltevermögen zu erkennen. Auch für den Zentralbereich wurden nur geringe Schutzfunktionswerte ermittelt. Günstige Flächenbewertungen mit Punktzahlen >2000 wurden insbesondere im Ostteil des Untersuchungsgebietes und zwischen Crumbach und Bergshausen ermittelt. Die restlichen Flächen und damit ein Großteil des Gesamttraumes werden durch mittlere Schutzfunktionseigenschaften geprägt. Wie lässt sich dieses räumliche Gesamtbild erklären? Im Rahmen einer zweidimensionalen Korrelationsanalyse wurden die Zusammenhänge zwischen den unterschiedlichen Parametern untersucht. Dabei konnte der erwartete signifikante Zusammenhang zwischen Grundwasserflurabstand und Gesamtschutzfunktion bestätigt werden. Das ist wenig überraschend,

jedoch in die zusätzlichen Auswertungen einfließen. Dies erklärt, warum die verschiedenen Ergebniskarten z.T. auf unterschiedlichen Datenpunkten basieren.

Die GIS-gestützte Addition der beiden Teilschutzfunktionen S_1 und S_2 liefert letztlich die Gesamtschutzfunktion S_G der Grundwasserüberdeckung. Mit der abschließenden Klassifizierung der Werte (Tab. 1) endet der eigentliche Bewertungsablauf. In einem weiteren Arbeitsschritt sollten die auf diesem Weg erhaltenen Ergebnisse jedoch kritisch hinterfragt und hinsichtlich ihrer Plausibilität überprüft werden.

wenn man berücksichtigt, dass sich die Mächtigkeit der Gesamtsicker- bzw. Filterstrecke maßgeblich auf das Rückhaltevermögen der Grundwasserüberdeckung auswirkt. Neben korrelativen Zusammenhängen ist für das Verständnis des Gesamtergebnisses allerdings auch die Kenntnis der unterschiedlich großen Teileinflüsse von Interesse. Bezogen auf die vorhandenen Datenpunkte bedeutet dies, die jeweiligen prozentualen Einzelanteile der Einzelparameter am Gesamtergebnis zu betrachten. Die dabei ermittelte durchschnittliche Punktzahl für die Schutzfunktion verteilt sich wie in Abb. 5 dargestellt. Die ermittelten Werte sind gebietsspezifisch und stellen keinen allgemein gültigen methodenabhängigen Durchschnittswert dar.

Es fällt auf, dass die Schutzfunktion der tieferen ungesättigten Zone (S_2) einen Anteil von fast vier Fünftel der Gesamtschutzfunktion ausmacht. Lediglich ein Fünftel ist damit auf die Schutzfunktion des Bodens (S_1) zurückzuführen. Betrachtet man den Einfluss der Einzelparameter genauer, ist eine Dominanz des Flurabstandes (45 %) klar erkennbar. In Verbindung mit den Gesteinseigenschaften liefert die Mächtigkeit der ungesättigten Zone ($G \cdot M$) auf diese Weise mehr als die Hälfte der Gesamtpunktzahl. Die nutzbare Feldkapazität resultiert aus der Verteilung der unterschiedlichen Bodentypen und hat einen Anteil von ca.

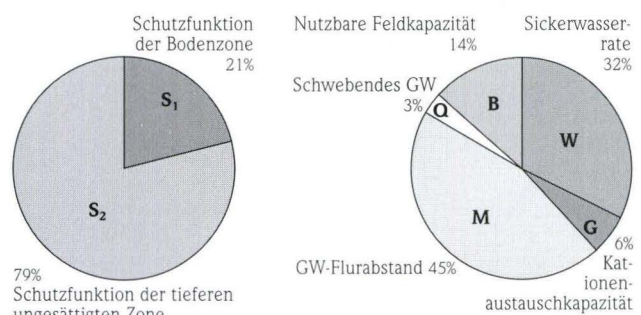


Abb. 5. Durchschnittliche prozentuale Zusammensetzung der Gesamtschutzfunktion im Untersuchungsgebiet – untergliedert nach Teilschutzfunktionen und Einzelparametern.

14 %. Der Teilaspekt „Schwebendes Grundwasser“ führt lediglich zu einem pauschalen Punktzuschlag in den ausgewiesenen Bereichen. Auf diese Weise sind über die Gesamtfläche gemittelt ca. 3 %, lokal bis zu 10 % der Punktwerte zu erklären. Ein sehr wichtiger Parameter, der als Pauschalwert nicht zur räumlichen Differenzierung beigetragen hat, ist die Sickerwassermenge. Sie geht sowohl in die Bewertung des Bodens (S_1) als auch der tieferen ungesättigten Zone (S_2) ein und ist für immerhin ein Drittel der Gesamtpunktzahl verantwortlich.

Da die Bedeutung der unterschiedlichen Teileinflüsse ursächlich mit der lokalen Hydrogeologie zusammenhängt, erfolgt im anschließenden Kapitel eine sachbezogene Interpretation der hydrogeologischen Situation.

5.2 Hydrogeologische Situation

Im vorangegangenen Kapitel wurde deutlich, dass die Einschätzung der Schutzfunktion maßgeblich von der Gesamtmäch-

tigkeit der ungesättigten Zone geprägt wird. Darüber hinaus wirkt sich die lithologische Zusammensetzung der Grundwasserüberdeckung auf die räumliche Differenzierung der Schutzfunktion aus. Für das Untersuchungsgebiet bedeutet dies, dass hohe Flurabstände in Verbindung mit mächtigen Lockersedimenten positive Folgen für die Schutzfunktion haben. Im Gegensatz dazu muss der Festgesteinsbereich bei vergleichbaren Flurabständen deutlich ungünstiger bewertet werden. Im Folgenden gilt es zu zeigen, wie sich die räumliche Verteilung der lithostratigraphischen Einheiten im Untersuchungsgebiet unter Berücksichtigung des lokalen Grundwasserflurabstandes auf die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung auswirkt.

Das schematische Profil 1 in Abb. 2 zeigt, dass die Grundwasseroberfläche aus dem Festgesteinsbereich mit sinkenden Flurabständen bis in das Niveau der Lockersedimente gelangt. Dadurch existieren im Untersuchungsgebiet zwei Bereiche unterschiedlicher Qualität der Grundwasserüberdeckung: Deckschichten aus Festgestein und Lockergestein = ungünstige

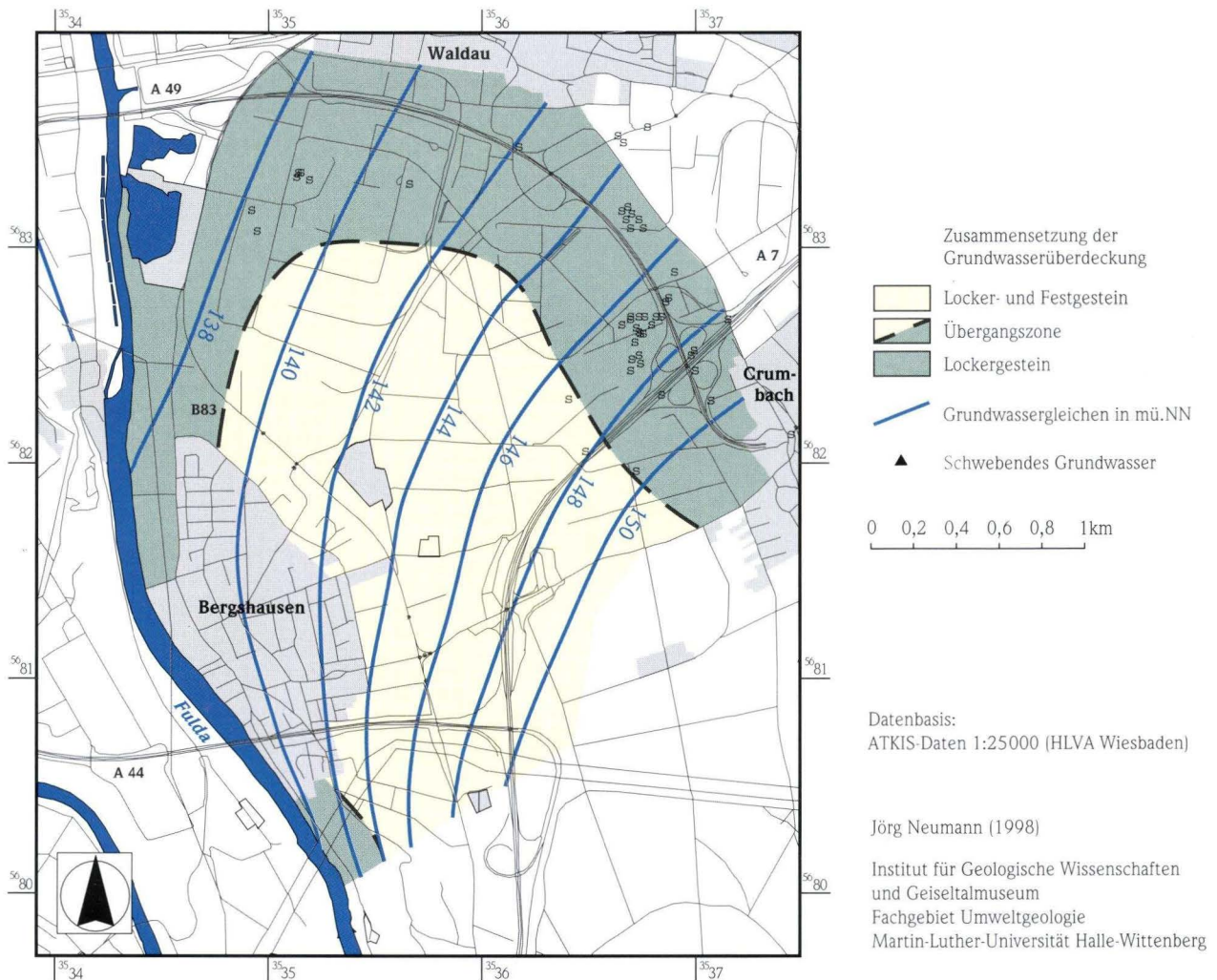


Abb. 6. Karte der hydrogeologischen Situation – Zusammensetzung der Grundwasserüberdeckung, Grundwassergleichen und schwebende Grundwasserhältnisse.

Bewertung

Deckschichten ausschließlich aus Lockergestein = günstige Bewertung

Getrennt werden diese beiden Teilbereiche durch eine Zone, in der die Lockergesteinsmächtigkeit in etwa dem Grundwasserflurabstand entspricht (Abb. 6). Zur deutlichen räumlichen Differenzierung tragen damit hohe Lockergesteinsmächtigkeiten oberhalb der Grundwasseroberfläche bei. Die beschriebene Übergangszone verläuft deshalb im Bereich der Fulda parallel zur Tal- und schwenkt im Norden des Arbeitsgebietes deutlich nach Osten und SE um. Dies erscheint plausibel, wenn in der Aue mittlere Quartärmächtigkeiten von 5 m (Lemmer & Rambow 1996) und entsprechend niedrige Flurabstände vorausgesetzt werden. Im Osten des Untersuchungsgebietes wirken sich die großen Sedimentmächtigkeiten innerhalb der Waldauer Tertiärsenke auf das Bewertungsergebnis aus. Hier herrschen Grundwasserflurabstände von 15–20 m (Abb. 7) bei Sedimentmächtigkeiten ähnlicher Größenordnung (Abb. 8). Außerdem wurde

schwebendes Grundwasser erbohrt (Abb. 6), das sich zusätzlich positiv auf die Bewertung der Schutzfunktion auswirkt. Die Vorkommen treten kleinräumig auf und befinden sich ca. 5–10 m über der zusammenhängenden Grundwasseroberfläche. Im Gegensatz dazu weist der Zentralbereich des Untersuchungsgebietes trotz vergleichbarer Flurabstände eine ungünstigere Bewertung auf. Dies ist auf die geringen Lockergesteinsmächtigkeiten von z.T. nur 2–3 m und eine vermutlich tektonisch bedingte „Hochlage“ des Mittleren Buntsandsteins zurückzuführen. Beide Abschnitte, die nur ca. 800 m voneinander entfernt sind, differieren um mehr als 2500 Punkte oder zwei Klassen (Abb. 4). Die verbleibenden Bereiche zeichnen sich i.d.R. durch eine mittlere Schutzfunktion aus. Das kann sowohl eine Folge großer Flurabstände bei ungünstiger Lithologie (Buntsandstein) als auch geringerer Flurabstände bei günstiger Lithologie (Quartär, Tertiär) sein.

Die Tonsteine des Röt im Norden des Untersuchungsgebietes liegen bereits unterhalb der Grundwasseroberfläche und spielen deshalb für die Bewertung der Grundwasserüberdeckung nach

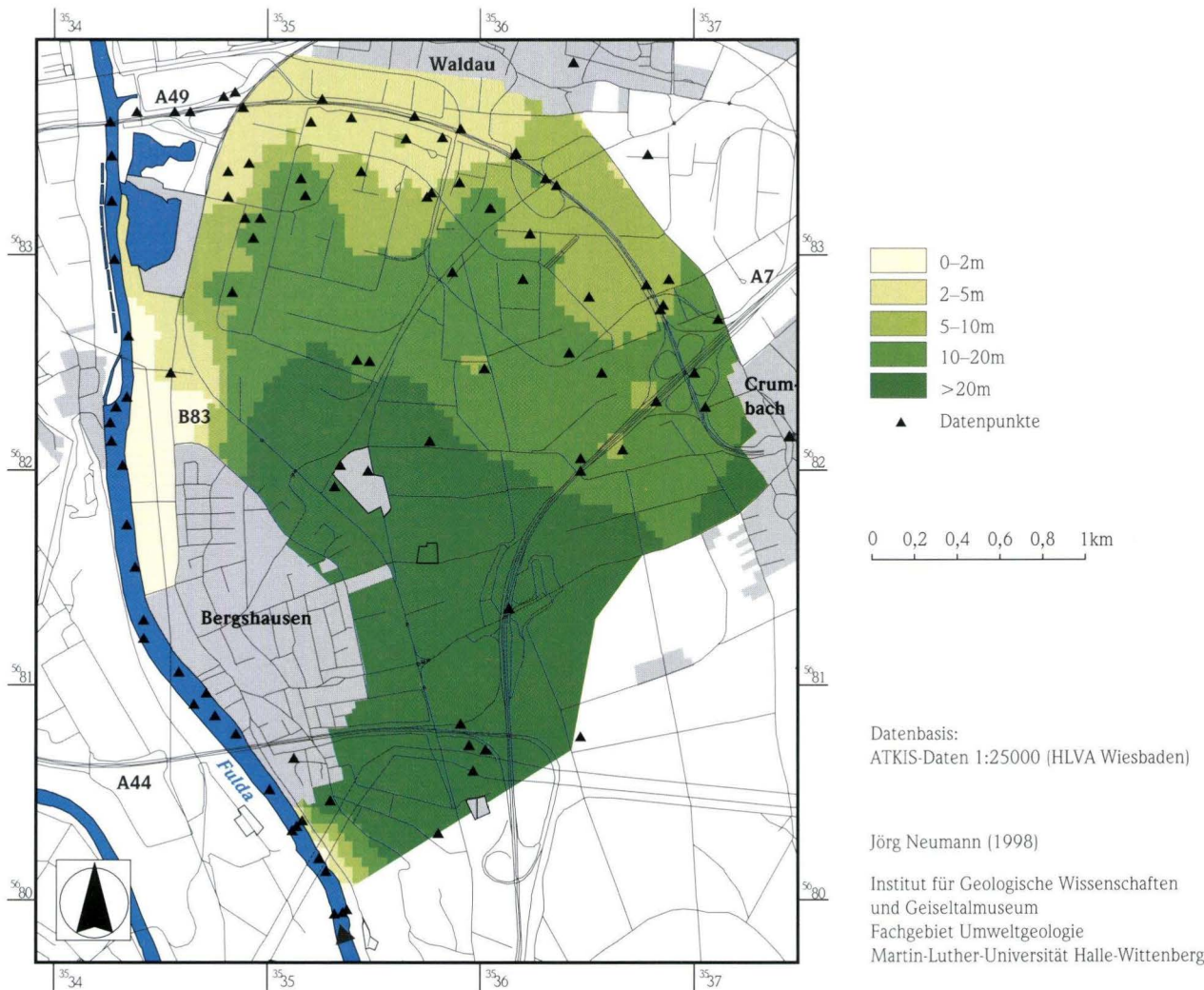


Abb. 7. Karte des Grundwasserflurabstandes.

Hölting et al. (1995) keine Rolle. Ihre Kenntnis dient lediglich der Veranschaulichung und dem besseren Verständnis der lokalen hydrogeologischen Situation.

5.3. Plausibilität der Gesamtaussage

Die flächenhafte Bewertung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung beruht auf einer GIS-gestützten Verknüpfung von Daten unterschiedlicher Qualität. Durch die GIS-Verschneidung erfolgt eine Fortpflanzung der Einzelfehler. Der daraus resultierende Gesamtfehler ist letztlich auf die nachfolgend beschriebenen Einzelunsicherheiten zurück zu führen (Myers, 1995):

Unsicherheit der Parameter:

Die Bohrdatenbank basiert auf einem sehr heterogenen Datenbestand. Es handelt sich um Schichtenverzeichnisse unterschiedlichen Alters, Verwendungszwecks und Datenumfangs. Insbesondere die Lagegenauigkeit der Bohransatzpunkte und die

fachliche Qualität der Profilbeschreibungen ist für deutliche Unsicherheiten verantwortlich. Durch eine DIN-gerechte Konvertierung wurde versucht, den Bohrdatenbestand für die lithologische Bewertung zu homogenisieren, womit i.d.R. aber ein zusätzlicher Qualitätsverlust verbunden ist. Eine vergleichsweise höhere, aber maßstabsabhängige Aussagekraft besitzen die vorhandenen Flächendaten.

Unsicherheit der Schätzung:

Methodenabhängige Unsicherheiten der Interpolation lassen sich nur schwer quantifizieren. Einfacher ist es, den Einfluss der Datenverteilung zu erfassen. Die Ergebnisse einer Kreuzvalidierung zeigen, dass im Untersuchungsgebiet eine durchschnittliche Unsicherheit von ca. 100 Hölting-Punkten zu erwarten ist. Die ungleichmäßige, clusterartige Anordnung der Bohransatzpunkte kann z.B. in Bergshausen jedoch zu maximalen Interpolationsfehlern von bis zu 300 Punkten führen. Die Auswirkung dieser potentiellen absoluten Unsicherheit auf das Bewertungsergebnis hängt letztlich entscheidend von der Gesamtpunktzahl ab.

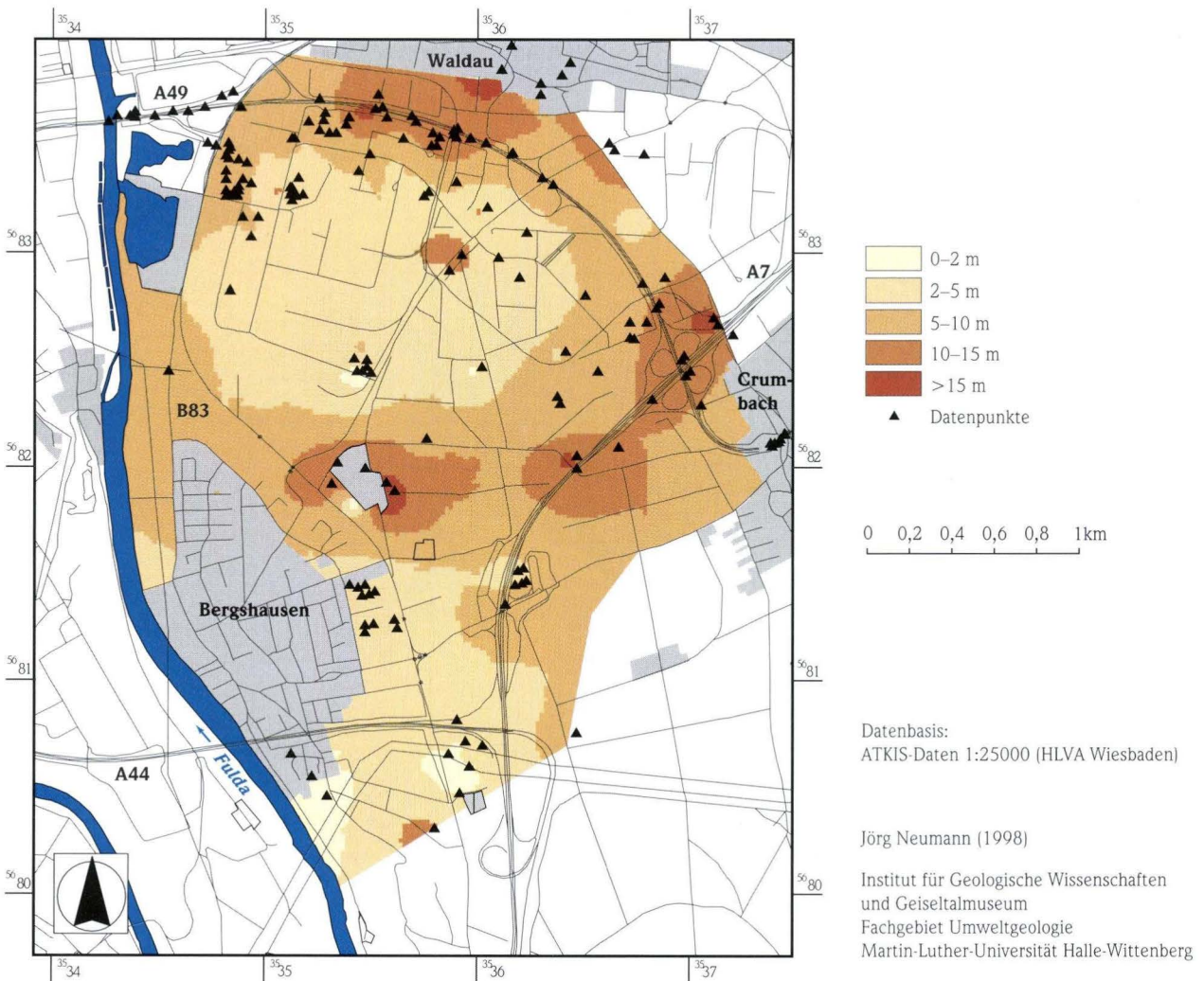


Abb. 8. Karte der Lockergesteinsmächtigkeit.

Unsicherheit der Klassifikation:

Das verwendete Konzept nach Hölting et al. (1995) gibt eine geringe Klassenzahl und nicht äquidistante Skalierung vor (Tab. 1). Dies führt zu einer starken Glättung und Generalisierung der stärker differenzierten Ergebnisse. Insbesondere im Grenzbereich zweier Klassen steigt dadurch die Unsicherheit der Flächenaussage.

Unsicherheit der Gesamtaussage:

Das Gesamtergebnis ist eine Flächenbewertung der Schutzfunktion in einem mittleren Maßstab. Es handelt sich explizit nicht um eine mathematisch exakte Absolutquantifizierung, sondern vielmehr um eine semiquantitative Aussage. Die Genauigkeit der verarbeiteten Ausgangsdaten ist für Punkt- und Flächeninformationen differenziert zu beurteilen. Die größten Unsicherheiten innerhalb des angewendeten Verfahrens gehen von der lithologischen Bewertung auf der Grundlage der Kationenaustauschkapazität aus. Das hängt damit zusammen, dass es sich hierbei um Punktdaten handelt, die aus den Schichtenverzeichnissen abgeleitet und anschließend durch Interpolation auf die Fläche übertragen wurden. In diesem Fall summieren sich die

Unsicherheiten des Einzelparameters und die interpolationsbedingten Fehler. Eine deutlich höhere Aussagekraft besitzen die vorliegenden Flächendaten. Sie sind durch maßstabsabhängige Unsicherheiten der Generalisierung in geringerem Maße ebenfalls fehlerbehaftet. Besonders positiv einzuschätzen ist in diesem Zusammenhang die Qualität der digitalen Karte des Grundwasserflurabstandes. Als Einzelparameter mit dem größten Einfluss auf die Schutzfunktion basiert er auf dem qualitativ vergleichsweise hochwertigen amtlichen digitalen Höhenmodell (40 m-Raster) und kann sich so günstig auf das Gesamtergebnis auswirken.

Die angewendete Methodik muss im betrachteten Maßstabbereich und auf der Grundlage des vorhandenen Datenbestandes als plausible Vorgehensweise angesehen werden. Vorrangiges Ziel sollte eine relative Flächeneinschätzung sein, bei der die absoluten Punktzahlen nicht überbewertet werden dürfen. Die Eignung der Verfahrensweise für großmaßstäbige Bewertungen ist im Einzelfall in Abhängigkeit von der jeweiligen Datenlage zu klären.

6. Zusammenfassung

Im Untersuchungsgebiet Kassel-Waldau wurde das Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion (Hölting et al. 1995) erfolgreich flächendifferenziert und GIS-basiert umgesetzt. Es konnte gezeigt werden, in welchem Maße sich die verschiedenen Einzelparameter auf das Gesamtergebnis der Bewertung auswirken. Insgesamt wurde ein dominierender Einfluss des Grundwasserflurabstandes deutlich. Darüber hinaus wirkt sich auch die Zusammensetzung der ungesättigten Zone auf die weitere räumliche Differenzierung des Gesamtergebnisses aus. Zum besseren Verständnis wurden die lokalen hydrogeologischen, sedimentologischen und tektonischen Ursachen dieser Werteverteilung untersucht.

Dabei kristallisierte sich eine große Bedeutung der tertiären Sedimentvorkommen heraus. Das ist darauf zurück zu führen, dass sie sich nicht nur über ihre günstigen lithologischen Eigenschaften und relativ großen Mächtigkeiten oberhalb der Grundwasser Oberfläche, sondern zusätzlich auch über das assoziierte schwebende Grundwasser auf das Bewertungsergebnis auswirken. An diesem Beispiel wird deutlich, dass ein „Geofaktor“ gleichzeitig unterschiedliche Parameter beeinflussen kann und somit Mehrfachberücksichtigungen möglich sind. Aus diesem Grund ist eine genaue Kenntnis der geologisch-hydrogeologi-

schen Situation für das Verständnis und die Plausibilität der Bewertungsergebnisse von entscheidender Bedeutung. Die dafür generierten Karten der hydrogeologischen Situation, die Grundwasserflurabstandskarte und die Lockergesteinsmächtigkeit veranschaulichen den Sachverhalt und können zu Vergleichszwecken dienen. Sie sind somit ein wichtiges zusätzliches Ergebnis des GIS-Datenmanagements.

Als Grundlage der Interpretation wurden die selben Punkt- und Flächendaten herangezogen, die bereits in die Bewertung der Schutzfunktion eingeflossen sind. Im Rahmen einer Fehlerdiskussion wurde deutlich, dass besonders die gute Qualität der Flurabstandskarte einen positiven Einfluss auf das Gesamtergebnis hat. Insgesamt konnte gezeigt werden, dass bei ausreichender Datenlage das Verfahren nach Hölting et al. (1995) eine geeignete methodische Grundlage für GIS-Anwendungen darstellt. Insbesondere für planungsbezogene Fragestellungen im Sinne eines flächendeckend wirksamen Grundwasserschutzes (SRU, 1998) steht damit ein praktikables Instrumentarium bereit. Im Raum Kassel-Waldau könnte dies z.B. bei künftigen Standortbewertungen im Hinblick auf eine dezentrale Versickerung von Niederschlagswasser zum Einsatz kommen.

7. Schriftenverzeichnis

- AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Auflage, 392 S.; Hannover.
- Baatz, H. (1960): Stratigraphische und Paläogeographische Untersuchungen im Kasseler Tertiär. – 101 S.; Diss. Uni Marburg.
- Bernhard, H., Rambow, D., Ritzkowski, S. & Rösing, F. (1973): Die Subrosionssenke von Kassel-Waldau. Vortragsreferat. – Nachr. Dt. geol. Ges., **7**: 36.
- Findeisen, H.K. (1952): Pleistozäne und tertiäre Flußablagerungen in der Umgebung von Kassel. – 144 S.; Diss. Uni Heidelberg.
- Hölting, B., Haertle, T., Hohberger, K.-H., Nachtigall, K.H., Villinger, E., Weinzierl, W. & Wrobel, J.-P. (1995): Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung. – Geol. Jb., **C63**: 5–24.
- Kupfahl, H.-G. (1979): Der Obere Buntsandstein bei Kaufungen östlich von Kassel. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 139–143.
- Kupfahl, H.-G. (1981): Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4723 Oberkaufungen, 2. Aufl., 212 S.
- Lemmer, F. & Rambow, D. (1994): Die Höhenlage der Rötbasis im Raum Kassel und über Zechsteinaufpressungen an nordhessischen Gräben. – Geol. Jb. Hessen, **122**, 13-21.
- Lemmer, F. & Rambow, D. (1996): Abgedeckte geologische Karte, Höhenlage der Quartärbasis und Mächtigkeitsverteilung von pleistozänen Terrassenkiesen im Raum Kassel (Nordhessen), insbesondere im Gebiet östlich der Fulda (Bettenhausen und Waldau). – Geol. Jb. Hessen, **124**: 137–148.
- Myers, J.C. (1997): Geostatistical Error Management. – 571 S.; New York.
- Neumann, J. (1998): GIS-gestützte Flächenbewertung des Versickerungspotentials für Niederschlagswasser als Beitrag zum Grundwasserschutz (Kassel-Waldau), unveröff. Dipl.-Arb., 103 S.; MLU Halle.
- Neumann, J., Thieken, A.H., Fleck, G., Wycisk, P. (1999): GIS-Datenmanagement für ein Multiparameter-Bewertungsverfahren im Grundwasserschutz. – In: Lempp, Ch. & Reik, G. (Hrsg.): Berichte – 12. Nationale Tagung für Ingenieurgeologie, 363–372.
- Rambow, D. (1969): Die Höhenlage der Tertiärbasis in der Niederhessischen Senke. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 226–228.
- Rambow, D. (1976): Profile durch den Mittleren Buntsandstein an der Ostflanke des nordhessischen Teilbeckens (Gebiet östlich von Kassel). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 43–49.
- SRU – Sachverständigenrat für Umweltfragen (1998): Flächendeckend wirksamer Grundwasserschutz – Ein Schritt zur dauerhaft umweltgerechten Entwicklung. Deutscher Bundestag Drucks., 13/10196, 207 S.; Bonn.

Manuskript eingegangen am 06.06.2000, angenommen am 07.08.2000

Arno Semmel¹

Zum oberflächennahen Untergrund entlang der ICE-Trasse Köln/Rhein-Main im Taunusvorland

Kurzfassung

Beim Bau der ICE-Trasse im Taunusvorland wurden verschiedene Befunde über den oberflächennahen Untergrund gewonnen, die teils von allgemeiner über-

regionaler Bedeutung sind, teils wichtige lokale Ergänzungen zum bisherigen Kenntnisstand liefern. Das gilt für die Grenzziehung von fluvialen Terrassen, für Aufbau

und Alter von Flugsand-Dünen, für tektonische, kryoturbate und rutschungsbedingte Verstellungen sowie für Fragen der Entwicklung von Löss-Parabraunerden.

Abstract

On the surficial substratum along the ICE-route in the Taunus foreland During the construction of the ICE-route in the Taunus foreland, various data on the structure of the surficial substratum

could be gained. They are partly of general, supraregional interest, but also of local importance, as they improve our present knowledge. This applies to the delimitation of fluvial terraces, to the structu-

re and age of aeolian dunes, to tectonic, cryoturbational and earth-slide-induced dislocations, as well as to the development of orthic luvisols on loess.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	107
2. Befunde südlich des Mains	108
3. Befunde nördlich des Mains	110
4. Beobachtungen über Entwicklungsstadien der Löss-Parabraunerde	112
5. Zusammenfassung	113
6. Schriftenverzeichnis	114

1. Einleitung

Während der Bauarbeiten an der ICE-Trasse Köln/Rhein-Main, die parallel zur A3 verläuft, ergab sich hervorragende Gelegenheit, den Aufbau des oberflächennahen Untergrundes zu verfolgen. Darüber ist im Zusammenhang mit anderen Fragestellungen bereits berichtet worden (Semmel 1999; 2000; 2000a). Im Mittelpunkt der folgenden Ausführungen stehen Befunde, die von allgemeiner überregionaler Bedeutung sind, und/oder die neue wichtige Erkenntnisse über den lokalen oberflächennahen Untergrund vermitteln. Als erstes wird auf Erscheinungen im links-mainischen Bereich eingegangen, die Aufschluss geben über die

Ausbildung der Grenzen zwischen verschiedenen pleistozänen Main-Terrassen und die Übergänge vom Terrassen-Kies zum hangenden Flugsand. Beide Themenkreise sind von allgemeinem quartärgeologischem Interesse.

Danach schließen sich Beobachtungen über die pleistozänen Terrassen, über Löss- und Bodenbildungen im rechtsmainischen Gebiet an, wobei vor allem der Einfluss junger Tektonik und kryoturbater Deformationen auf die Sedimente sowie die Auswirkungen zeitlicher Differenzierungen auf die holozäne Bodenentwicklung geschildert werden.

¹ Prof. Dr.Dr.h.c. Arno Semmel, Theodor-Körner-Straße 6, D-65719 Hofheim am Taunus

2. Befunde südlich des Mains

Der Einschnitt der ICE-Trasse südlich des Mains kreuzt westlich des Frankfurter Flughafens die Grenze zwischen der mittelpleistozänen t4-Terrasse und der jungpleistozänen t6-Terrasse des Mains (Semmel 1980). Hier zeigt sich, dass die t6-Terrasse in ihren peripheren Teilen nahe des Anstiegs zur t4-Terrasse eine reine Erosionsterrasse ist. Die t6-Kiese setzen erst ca. 200 m westlich der Terrassenkante ein. Zur Zeit der t6-Bildung wurde im Bereich zwischen den t6-Kiesen und den t4-Kiesen der graue kiesige Sand der altpleistozänen t1-Terrasse des Mains freigelegt, so dass eigentlich hier auf der geologischen Karte (Semmel 1980) auch diese Sande hätten dargestellt werden müssen.

Ohne entsprechende Aufschlüsse ist es indessen unmöglich, den geschilderten Sachverhalt zu erkennen, unterscheiden sich doch Gerölle und Sand der Terrassen zu wenig, um sie allein mit Hilfe von Bohrstock-Sondierungen oder Lesesteinen klar abzu-



Abb. 1. Jungpleistozäner t6-Kies über altpleistozänem t1-Sand. Dem ca. einen Meter mächtigen t6-Kies fehlt hier die häufig anzutreffende basale Groblage. Der t1-Sand und eingeschaltete Schlufflagen sind kryoturbat gestört. Auf ungestörten und deshalb dichteren Schluff- oder Tonlagen bildet sich schwebendes Grundwasser, das hier in der Baugrube abgepumpt werden muß.

grenzen (vgl. auch Plass 1972: 9). In größeren Aufschlüssen gelingt das relativ gut, weil die t6-Kiese sich durch ihre hellbraune Farbe gut von den grünlich-grauen t1-Sanden abheben. Außerdem ist häufig an der Basis der t6-Kiese eine Lage besonders grober Buntsandstein-Gerölle zu finden. Ähnliche Groblagen sind bekanntlich des öfteren an der unteren Grenze von Terrassenkiesen ausgebildet und nicht selten die einzigen Kriterien für eine Untergliederung aufeinander geschütteter Sedimente verschieden alter Terrassen. Als regional benachbartes Beispiel sei auf die Abgrenzungsproblematik bei der t1- zur t2-Terrasse im Bereich der GK 25, Blatt 5918 Neu-Isenburg, verwiesen (Semmel 1999a: 60).

Fehlen solche Hinweise auf stratigraphische Grenzen im Sediment, so ist es meist nicht nur unmöglich, das unterschiedliche Alter der verschiedenen Terrassenkiese zu erkennen, sondern auch die Frage, ob tatsächlich eine neue Akkumulationsterrasse

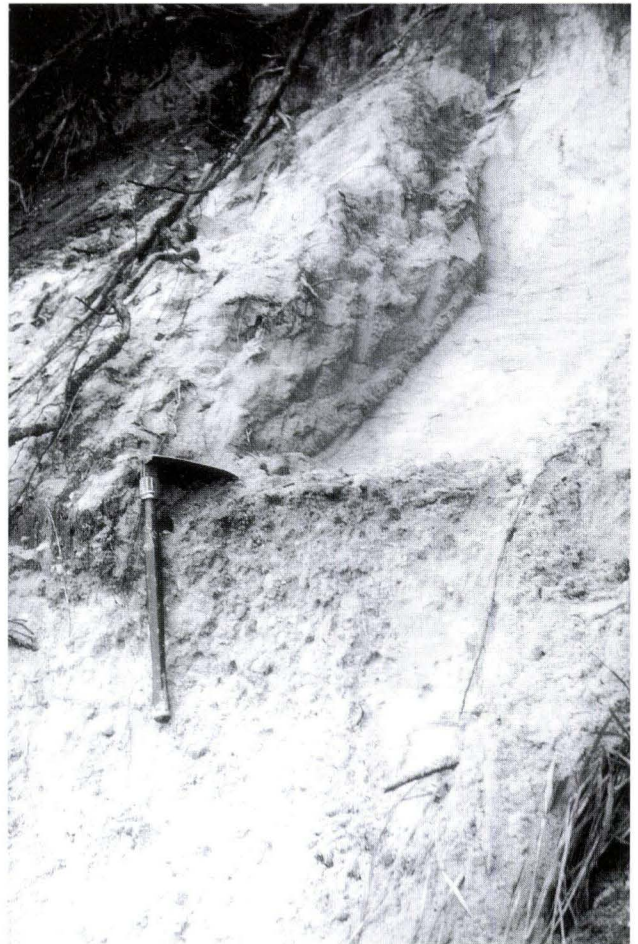


Abb. 2. Erosionsterrasse der t6-Terrasse. Der Spateneinstich markiert die Grenze zwischen altpleistozänen t1-Sanden und jungpleistozänen Flugsanden, die auf der Erosionsfläche der t6-Terrasse liegen. Die Abb. 1 und 2 stammen von der A3-Brücke am Wasserlochweg nordöstlich des Mönchhof-Dreiecks.

vorliegt und nicht nur eine in den älteren Kies eingeschnittene Erosionsterrasse, bleibt gleichfalls offen (Abb. 1 und 2).

Auf der mittelpleistozänen t4-Terrasse liegt im gesamten ICE-Einschnitt fahl-hellbrauner Flugsand, dessen Basis kryoturbat gestört ist. Die etwas verlehnten t4-Kiese sind an einer Stelle sogar um etwa einen Meter in den hangenden Flugsand aufgepresst (Abb. 3), eine außergewöhnliche Erscheinung. Die für die Flugsande typische rostbraune „Ton-Eisen-Bänderung“ („Bänderflugsande“ i.S. von Becker 1967: 24 f.) durchzieht auch die Kiesaufpressung. Die Bänderung hört, wie in den meisten Flugsanden, in den obersten 50–80 cm auf.

Darüber folgt dann die fast ubiquitäre Braunerde mit einem ca. 50 cm mächtigen kräftigbraunen Bv-Horizont, der aus dem „Decksediment“ (Semmel 1966: 11) hervorging. Dieses enthält reichlich Laacher Bimstuff und entspricht der „Hauptlage“ der Bodenkundlichen Kartieranleitung (KA4). Es wird stellenweise von humosem Sand überdeckt, bei dem es sich um hallstattzeitliches Kolluvium handeln könnte. In ihm nimmt der Gehalt an Laacher Bimstuff ab, weil wahrscheinlich während der holozänen Verwehung mehr Flugsand eingemischt wurde, der keinen Bimstuff enthält (Tab. 1).

Die westlichste Flugsanddüne auf der t4-Terrasse ist lumineszenzmethodisch datiert worden (Schwarze et al. 2001). Dabei zeigten die gemessenen Quarzsandfraktionen größtenteils Modellalter zwischen 14 und 18 ka (Tab. 2). Ähnliche Lumineszenzalter wurden auch, wenngleich methodisch etwas abweichend, an den unteren Lagen der Flugsande im Mainzer Sand westlich Mainz-Gonsenheim ermittelt (Radtko & Janotta 1998: 14 f.). Dort stützt ein 14C-Datum (Hanke & Maqsud 1985) die Ergebnisse der Lumineszenzdatierung. Im Falle des Profils an der ICE-Trasse konnte bisher nur angenommen werden, dass die Flugsande jünger als die t6-Kiese sind, deren Akkumulation vor ca. 20 ka beendet war (u.a. Protsch & Semmel 1978: 204), und älter als die jungtundrenzeitliche Hauptlage (ca. 12 ka).

Aus den Lumineszenzdaten ließe sich ableiten, dass die große Masse der Flugsande im ausklingenden Hochglazial sedimentiert wurde, also zu einer Zeit, in der auch noch echter Löss im Rhein–Main-Gebiet angeweht wurde (Radtko et al. 1998: 62). Das hieße, trotz bisher nicht beobachteter Verzahnung beider Sedimente in diesem Gebiet wäre mit einer zumindest in der Endphase der Lössakkumulation (etwa ab Eltviller Tuff) mit gleichzeitiger Flugsandablagerung zu rechnen (vgl. dazu auch Semmel 1969: 95). Hier besteht jedoch die Gefahr der Überbewertung der Zuverlässigkeit der sich methodisch noch stark in

Tab. 1. Schwerminerale in Kolluvium (K), Hauptlage (H) und Flugsand (S).

	Aug.	Epid.	Gran.	Hbl.b.	Hbl.g.	Rut.	Stau.	Tit.	Tur.	Zir.
K	12	25	28	13	10	1	5	2	2	2
H	18	20	18	19	9	1	5	3	4	3
S	1	31	38	1	15	3	7	–	5	2

(Korn-% vom Schwermineralgehalt des Feinsandes; Hbl.b. = Braune Hornblende; Hbl.g. = Grüne Hornblende)

Analytikerin: Dipl.-Geogr. M. Guddat-Seipel, Frankfurt a.M.

Tab. 2. Lumineszenz-Daten (OSL) einer Düne westlich des Flughafens Frankfurt a.M.

Probe	„Multiple-Aliquot“- Technik, Regenerative Meth.	„Single-Aliquot“- Technik, Regenerative Meth.	Anzahl der ausgewerteten Aliquots
	Modellalter in ka	Modellalter in ka	
Fo1	4,21 ± 0,54	4,08 ± 0,38	7
Fo2	8,14 ± 1,08	9,43 ± 0,79	7
Fo3	22,25 ± 5,73	15,12 ± 1,07	5
Fo4	14,50 ± 2,60	14,57 ± 1,39	7
Fu1	–	17,04 ± 2,08	6
Fu2	14,15 ± 2,85	15,20 ± 1,42	8
Fu3	14,03 ± 2,71	14,41 ± 1,13	6
Fu4	12,63 ± 3,28	14,55 ± 1,33	7
Fu5	15,20 ± 3,60	14,83 ± 1,47	8
Fu6	14,71 ± 3,47	16,11 ± 1,50	7
Fu7	17,31 ± 3,66	15,72 ± 1,87	6
Fu8	15,19 ± 6,26	15,75 ± 1,45	6
Fu9	13,79 ± 5,50	17,31 ± 2,10	10
Fu10	24,13 ± 5,96	18,24 ± 1,63	6
Fu11	32,28 ± 9,12	29,94 ± 2,26	4
Fu11-Min.	–	17,96 ± 1,26	1
Fu11-Max.	–	46,11 ± 3,45	1

Datierungsergebnisse der Quarzfraktion mittels optisch-stimulierter Lumineszenz (Schwarze et al. 2001, „Single Aliquot“ durch Dipl.-Geogr. Alexandra Hilgers, Köln). Die Probe Fo1 stammt aus wahrscheinlich hallstattzeitlichem Kolluvium, Fo2 aus der Hauptlage. Die übrigen Proben wurden dem liegenden Flugsand in etwa gleichen Abständen entnommen. Fu10 liegt bereits im Übergang zum mittelpleistozänen t4-Kies, Fu11 stammt aus diesem Kies.

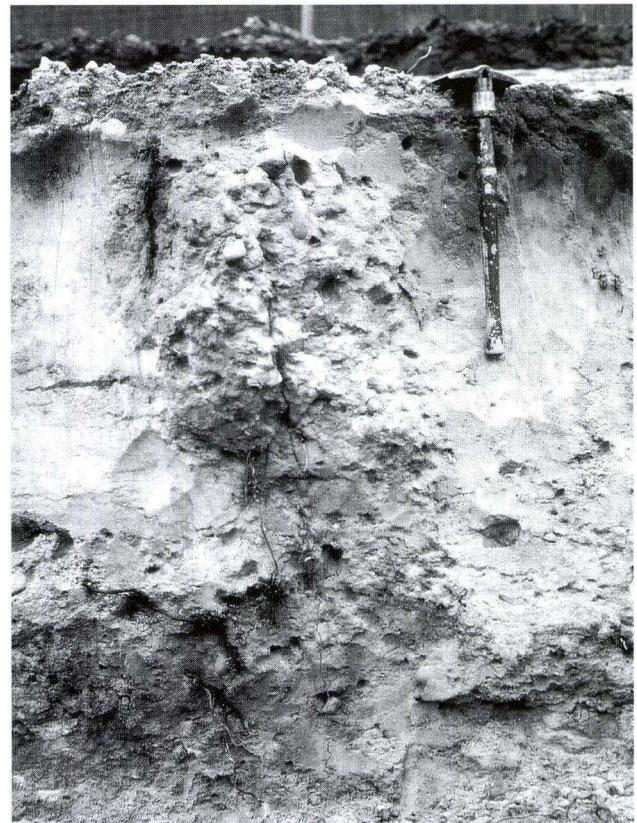


Abb. 3. Kryoturbate Aufpressung von t4-Kies in den Flugsand. Der schwach verlehnte Kies wird von den Kiefern wegen seines höheren Wassergehalts stärker als der umgebende Flugsand durchwurzelt. Aufnahme in Höhe der Schoppen-Schneise.

der Entwicklung befindlichen Lumineszenzverfahren (vgl. dazu Radtke 1998). Immerhin erlauben wohl die derzeit vorliegenden Daten die Aussage, dass die periglaziale Flugsandakkumulation im Rhein-Main-Gebiet wahrscheinlich nur einige tausend Jahre im Spätwürm andauerte und sich dadurch deutlich von der – mit Unterbrechungen – vom Frühwürm bis in das Spätwürm ablaufenden Lösssedimentation unterscheidet.

3. Befunde nördlich des Mains

Nördlich des Mains ist im Bereich der ICE-Trasse kein Flugsand mehr anzutreffen. In der weiteren Umgebung findet man zwar geringmächtige Vorkommen (Kümmerle & Semmel 1969), jedoch wird generell der alte Befund bestätigt, wonach linksmainisch der Flugsand und rechtsmainisch der Löss dominiert (vgl. die Diskussion und ältere Literatur bei Semmel 1969: 88).

Die ICE-Einschnitte durchteuften in der Regel nicht nur die Lössdecke, sondern auch den liegenden Kies der verschiedenen Mainterrassen bis zum tertiären Mergel. Die ICE-Brücke über der Straße Weilbach/Flörsheim steht allerdings im Kies der t5-Terrasse, deren Oberkante bei +/- 95 m NN liegt (vgl. auch das bei Kümmerle (1995) wiedergegebene Profil). Das 150 m nördlich der Brücke auf der GK 25, Bl. 5916, von mir eingetragene Kiesvorkommen gehört nicht zur t6-, sondern zur t5-Terrasse.

Die nächste nach NW folgende Straßenbrücke (Weilbach/Bad Weilbach) liegt auf dem Hauptast der westlichen Randverwerfung des Oberrheingraben. Die Störung selbst ist nicht aufgeschlossen, vielmehr war statt ihrer eine mächtige kryoturbate Mergelaufpressung zu sehen, die an anderer Stelle schon ausführlich beschrieben wurde (Semmel 2000: 60). Solche Aufpressungen entstanden offensichtlich bevorzugt an den besser wasserwegsamem Störungen, weil dort auch unter Permafrostbedingungen der Untergrund wegen des Zuflusses wärmeren Grundwassers nicht oder erst später gefror. Von der Aufpressung sind gleichfalls Mainkies und hangender Würmlöss mitsamt den „Mosbacher Humuszonen“ (Schönhals et al. 1964) erfasst worden (Abb. 4).

Erscheinungen, die jüngere Tektonik sicher anzeigten, waren nicht zu beobachten. Allenfalls ließe sich ein Abkippen der Mosbacher Humuszonen nach Osten als post-Würm-Bewegung deuten. Im hangenden Jungwürmlöss fehlen Leithorizonte, die noch jüngere Bewegungen dokumentierten. Die holozäne Parabraunerde ist total der Bodenerosion anheim gefallen. Der rezente Pflughorizont weist zwar Versätze auf, jedoch sind gerade diese Partien bioturbat (Hamster) stark gestört und lassen deshalb keine zweifelsfreien Aussagen zu; es sei denn, man wolle das aus anderen Aufschlüssen bekannte häufige Zusammentreffen solcher zoogenen Störungen mit tektonisch gelockerten Gesteinszonen auch hier als Indiz für jüngste Bewegungen heranziehen.

Die unter dem Löss folgende t4-Terrasse war in der Baugrube selbst nicht mehr aufgeschlossen. Die Schichtenbe-

In der Tab. 2 weist die der Hauptlage entnommene Probe Fo2 einen für die Jüngere Tundrenzeit zu jungen Wert auf. Der muss nicht unbedingt auf einen methodischen Fehler beruhen, sondern kann seine Ursache auch in einer Beimengung von jüngem Material in diesen dicht unter der Oberfläche liegenden Sanden haben.

schreibung der benachbarten Bohrung 70 (GK 25, Bl. 5916) erlaubt die Interpretation, dass hier noch Reste des t4-Kieses über t1-Kies und Pliozän liegen. Im westlichen Teil der Baugrube ist bereits der t3-Kies über tertiärem Mergel zu finden. Von dort fällt der t3-Kies als ca. 40 m lange Scholle leicht nach Westen ein (Abb. 5). Die Scholle wird ebenfalls von einer Mergelaufpressung begrenzt, die vermutlich dem westlichen Ast der Randverwerfung des Oberrheingraben folgt. Die Basis des westlich der verkippten Scholle anschließenden t3-Kieses liegt 1,5 m höher als am Schollenrand. Die Gesamtsituation bestätigt den von Kümmerle (GK 25, Bl. 5916) vermuteten Verlauf der Störungen.

Das von Kümmerle (1995) an anderer Stelle wiedergegebene Profil ist indessen korrekturbedürftig, weil die dort angeführte sehr geringe Mächtigkeit der t3-Kiese nicht der Wirklichkeit entspricht. Wahrscheinlich haben die Bohrungen der geologischen Vorerkundung, die der Profilzeichnung zugrunde lagen, hier unglücklicherweise jeweils Mergelaufpressungen angetroffen, auf denen oft nur wenig oder gar kein Kies liegt.

Der vorstehend skizzierte geologische Aufbau wird so interpretiert, dass kräftige Absenkung an der östlichen Störung stattfand, die auch noch die altpleistozänen t1-Kiese erfasste. Danach erodierte der Main die Bereiche beiderseits der Störung, bevor die mittelpleistozänen t3-Kiese akkumuliert wurden. Die spätere Eintiefung des Mains blieb auf den Bereich östlich der Verwerfung beschränkt, ebenso die nachfolgende Akkumulation der mittelpleistozänen t4-Kiese. Zur gleichen Zeit oder später kippte die von den Verwerfungen begrenzte Scholle mit den t3-Kiesen.

Die Tektonik wird an dieser Stelle der ICE-Trasse allem Anschein nach durch eine „erzgebirgisch“ verlaufende Verwerfung zusätzlich kompliziert, die die „rheinischen“ Verwerfungen kreuzt (vgl. die Skizze bei Semmel 1978: 292). Diese Verwerfung setzt sich nach Osten in den Oberrheingraben fort. Auf der GK 25, Bl. 5916, ist sie nur nordöstlich Weilbach dargestellt, weil sie nur dort in den vielen Kiesgruben gut zu verfolgen war. Dort konnte aber auch wiederholt beobachtet werden, dass die t4-Kiese durch diese Störung noch leicht verstellt sind (Semmel 1969: 70 f.). An einer Stelle war sogar holozäner Versatz nachweisbar (Semmel 1979: 373 f.). Insofern darf nicht als absolut sicher angenommen werden, die Straßenbrücke Weilbach/Bad Weilbach stehe auf tektonisch stabilem Grund.



Abb. 4. Kryoturbate Aufpressung der altwürmzeitlichen Mosbacher Humuszonen. Die Untere und die Mittlere Mosbacher Humuszone sind (links im Bild) aus der primär horizontalen Lage verschleppt worden. In den dunklen Humuszonen blieben helle Krotowinen erhalten (mit Löss gefüllte Tiergänge).

Die Baugrube der ICE-Brücke über der B 40 zwischen Weilbach und Wicker schloss die Randlagen der t3-Terrasse über Mergel auf. Unmittelbar nordwestlich davon setzen die Kiese der t2-Terrasse ein (vgl. auch GK 25). Die über weite Strecken zunächst nur geringmächtigen Mainkiese werden hier wiederholt durch Mergelaufpressungen unterbrochen. Diese stauen das Grundwasser in den Kiesen und verursachen in den Böschungen der ICE-Trasse kräftige Rutschungen (Näheres in Semmel 2000: 58 ff.).

Allem Anschein nach schneidet die ICE-Trasse auch nordwestlich Breckenheim Aufpressungen, die an der steilherzynisch streichenden Verwerfung entstanden, an der das Kalktertiär gegenüber dem Rotliegenden abgesunken ist. Letzteres überwan-

derte zunächst die „Hofheimer Kiese“ und dann den Rupelton mit einer mehrere Meter mächtigen Decke. Ähnliche Lagerungsverhältnisse, die die wahre tektonische Situation verschleiern, wurden z.B. auch im Bereich der GK 25, Bl. 5918 Neu-Isenburg, an der Seibertswiese und in der Bohrung 109 (Ziehleke 1999: 186) festgestellt.

Unabhängig von den Aufpressungen sind die Rutschungen entstanden, die vor allem die steilen Osthänge der asymmetrischen Täler im Taunusvorland erfassten. Da das im hangenden fluvialen Kies gespeicherte Grundwasser die liegenden Mergel stark vernässt, kommt es häufig zu Rutschungen und Verfließungen der tonigen Substrate. Das Tunnelportal am Wandersmann

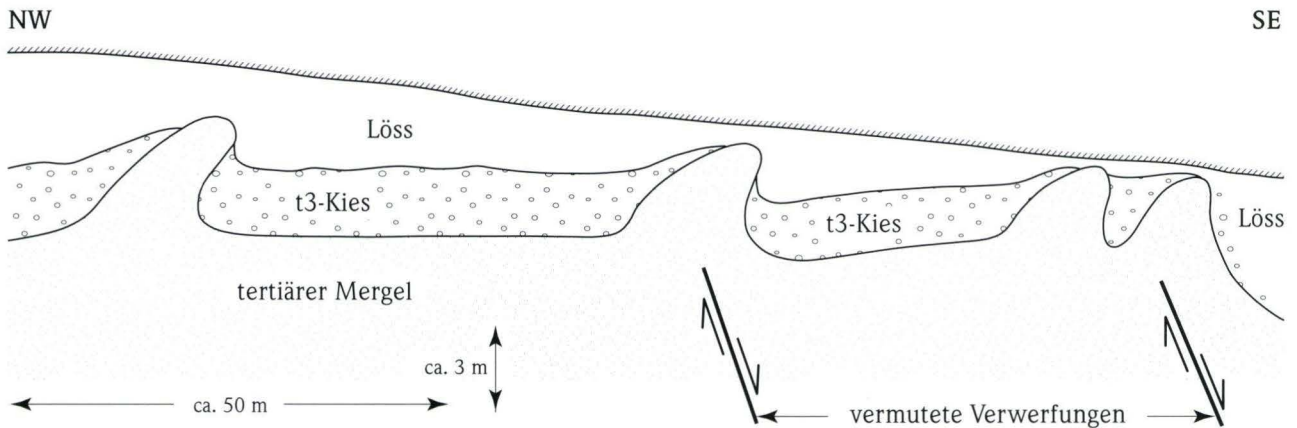


Abb. 5. Hangeinwärts gekippte Scholle mit t3-Kies und randlichen Mergel-Aufpressungen (schematisierte Darstellung). Die Abb. 4 und 5 stammen aus dem Bereich der Straßenbrücke Weilbach/Bad Weilbach.

(westlich des Wiesbadener Kreuzes) liegt in der größten Rutschungsscholle des Taunusvorlandes. Das Mergelsubstrat ist stellenweise bis in die Aue des Wickerbaches geflossen und hat dort z.B. gegenüber dem alten Ortskern von Wallau den jungpleistozänen Kies der Niederterrasse sechs Meter mächtig überdeckt.

Die Basis des Niederterrassen-Kieses des Wickerbaches war in dem ICE-Einschnitt auf großer Strecke freigelegt, der vom Wandersmann-Tunnel nach Südwesten unter die A 66 hindurch führt. Hier ist der Kies wiederholt gleichfalls durch kryoturbate Mergelaufpressungen gestört. Über dem Kies liegt kalkhaltiger Hochflutlehm mit einem 50 cm starken humosen Bt-Horizont. Letzterer dürfte der in vielen mitteleuropäischen Auen zu findenden borealen Auenschwarzerde entsprechen, die bisher in diesem Gebiet noch nicht bekannt war, weil sie von größeren Mächtigkeiten jüngerer Auenlehms überlagert wird. Der jüngere Auenlehm ist von einem jüngeren Lauf des Wickerbaches aus sedimentiert worden, in dessen Bereich der boreale Boden fehlt.

Einen vorzüglichen Einblick in den Aufbau der „Mosbacher Sande“ erlaubte der ICE-Einschnitt zwischen Erbenheim und dem Dyckerhoff-Steinbruch südlich des Wiesbadener Südfriedhofes. Hier liegen unter den hellbraunen kalkfreien Kiesen der mittelpleistozänen t2-Terrasse des Mains (Semmel 1968: 75) die grauen kalkhaltigen Sande der „Mittleren Mosbacher Stufe“ i.S. von Brüning (1974: 64). Darunter folgt eine Wechsellagerung kalkfreier grauer und brauner Lehme und Tone, die zuvor nur aus Dolinen im Dyckerhoff-Steinbruch südlich der A 66 bekannt waren und in denen laut Boenigk (1978) das paläomagnetische Jaramillo-Event (+/-970 ka) angetroffen wurde. Unter dieser Lehm- und Ton-Serie liegt der grobe kalkfreie Kies des „Unteren Mosbach“ („Untere Mosbacher Stufe“ Brüning's ib.).

Sämtliche angeführten Glieder der Mosbach-Serie zeichnen eine flache Wellung des liegenden Tertiärs nach. Die mittelpleistozäne t2-Terrasse ist von dieser Wellung nicht mehr betroffen. Kümmerle (u.a. 1993: 112, mit älterer Literatur) führt die im

Untermaingebiet oft anzutreffenden Schichtenverbiegungen auf tektonische Einengungen zurück. In diesem Kontext erscheint erwähnenswert, dass zwischen der Akkumulation der t1- und der t2-Sedimente am Nordrand des Oberrheingrabens das Senkungsgebiet eingeengt wurde (Semmel 1980a: 27; 2001: 127). Nicht auszuschließen ist, daß der mergelige Untergrund die Wellung verursacht.

Am Südausgang des Tunnels der Firma Dyckerhoff, der unter der ICE-Trasse, der A 66 und dem Tal des Wäschbaches hindurch führt, waren über den miozänen Mergeln folgende Mächtigkeiten der Mosbach-Serie aufgeschlossen: Unteres Mosbach = 1,5 m; Lehm- und Ton-Serie = 2,5 m; Mittleres Mosbach = ca. 2 m (Hangendes abgetragen). Diesen Aufschluss erwähnt auch Keller (1999: 75).

Aus der Lehm- und Ton-Serie wurden fünf Proben in ca. 50 cm-Abständen für eine paläomagnetische Untersuchung entnommen. Die im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung freundlicherweise ausgeführten Messungen ergaben, dass die basale Probe eindeutig revers magnetisiert ist, die anderen dagegen normale Remanenz aufweisen (mündliche Mitteilung durch Herrn Dipl.-Geophysiker Rolf am 7.2.2001). Paramagnetische Untersuchungen zwecks Klärung der Frage, ob eine sekundäre Magnetisierung ausgeschlossen werden kann, sind derzeit noch nicht abgeschlossen. Wahrscheinlich bleibt aber offen, ob es sich bei der festgestellten Umkehr um den Wechsel (ca. 970 ka) von der (reversen) Matuyama-Epoche zum (normalen) Jaramillo-Event oder um den Wechsel (ca. 780 ka) von der Matuyama-Epoche zur (normalen) Brunhes-Epoche handelt.

In der ICE-Trasse zwischen Erbenheim und Wiesbaden wurden wiederholt Erdfälle angetroffen, wie überhaupt in den Dyckerhoff-Steinbrüchen südlich und nördlich der A 66 solche Dolinen das Kalktertiär stark durchsetzen (Semmel 1995). Porzellanscherben in der Füllung weisen manche dieser Einbrüche als sehr junge Bildungen aus.

4. Beobachtungen über Entwicklungsstadien der Löss-Parabraunerde

Hinweise auf die Entwicklung der Löss-Parabraunerden im Taunusvorland gaben vor allem die zahlreichen Notgrabungen an vorgeschichtlichen Fundstätten. Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse war ursprünglich in einer Aufsatzsammlung der Wissenschaftlichen Baugrund-Archäologie e.V. (Marburg) vorgesehen. Dort sollte das gesamte Fundmaterial dokumentiert werden. Da ungewiss ist, ob dieses Vorhaben jemals realisiert wird, erscheint es opportun, die paläopedologischen Befunde hier kurz zu beschreiben.

Der BK 25, Bl. 5916, kann entnommen werden, dass der Löss im gesamten Trassenbereich Parabraunerde und ihre verschiedenen Erosionsstufen trägt, ausgenommen die (kleinflächigen) hydromorphen Böden. Im älteren Holozän waren offensichtlich

noch weitgehend erst Schwarzerden entwickelt, denn sämtliche bandkeramischen Gruben enthielten nur Substrat dieses Bodentyps. In jüngeren (hallstattzeitlichen) Gruben fand sich dagegen nur braunes Bodenmaterial. Dieser Befund deckt sich mit der seit längerem vertretenen Auffassung, die altholozänen Schwarzerden seien im Laufe des mittleren Holozäns zu Parabraunerden degradiert.

Grubenfelder mit den erwähnten unterschiedlichen Füllungen liegen hauptsächlich auf der Hochfläche der t2-Terrasse nordöstlich Massenheim (Bl. 5916) und am Abzweig von der A 66 nach Mainz südwestlich Erbenheim (Bl. 5915 Wiesbaden).

Von der hier skizzierten Bodenentwicklung weicht die Situation in einer Dellenfüllung im Dyckerhoff-Steinbruch nördlich

der A 66 ab, wo allem Anschein nach bereits im Spätpleistozän eine schwache Parabraunerde auf dem Löss entstanden war (Sommel 1995: 137).

Obwohl die nicht gestörten Böden trotz ihrer Schwarzerde-Vergangenheit heute das übliche Bild einer – allerdings meist stark erodierten – Löss-Parabraunerde zeigen, ist in den benachbarten bandkeramischen Gruben das Füllmaterial nicht verbraunt. Zwar durchzieht dieses der Bt-Horizont der Parabraunerden mit grobpolymedrischem Gefüge und erhöhtem Tongehalt, jedoch ohne deutliche Farbveränderung (vgl. auch die tendenziell ähnlichen Beobachtungen von Sabel (1982: 80) und Thiemeyer (1989: 36 f.). Wegen der besseren Drainage reichen heute die Horizontengrenzen in der Grube etwas tiefer als im ungestörten Löss. Sobald der Löss außerhalb der Grube von der Entkalkung erfasst wird, ist dieser verbraunt.

Die fehlende Verbraunung in der humosen Grubenfüllung könnte darauf zurückzuführen sein, dass eben diese Füllung im Unterschied zu den ungestörten Böden anthropogen zugeführten frischen Löss enthält und deshalb die Verwitterungsintensität geringer ist (Sabel 1982: 80). Thiemeyer (1989: 37) erklärt dagegen in manchen Gruben basal noch zu findenden kalkhaltigen Rest der Füllung damit, dass zurzeit der Füllung die Schwarzerden noch nicht völlig entkalkt gewesen seien. Das Abtauchen der Bodenhorizonte in den Gruben spricht mehr für eine stärkere Verwitterung in als außerhalb der Grube. Wahrscheinlich machen anthropogene Einflüsse die dunkle Färbung der Grubenfüllungen gegen die Verbraunung besonders resistent.

Eine sehr aufschlussreiche Bodenabfolge boten die Grabungsreihen südlich Breckenheim (Bl. 5916) auf dem südostexponierten Hang zwischen dem Friedhof und der Aue des Klingebaches (östlich der „Wallauer Hohl“). Dieser Hang trägt heute eine Löss-Parabraunerde, die unterschiedlich stark erodiert ist. In den zahlreichen Gruben liegt Kolluvium, dessen Holzkohlen 14C-Alter von 2880 ± 120 B.P. (Hv 22223) und 2880 ± 65 B.P. (Hv 22224) lieferten. Die kalibrierten Werte lauten 1255–900 und 1130–930 B.C. Unter dem Kolluvium liegt eine viel differenziertere Bodenabfolge als außerhalb der Gruben. Nahe der Aue ist eine degradierte Schwarzerde erhalten mit 30 cm fAh-, 10 cm

fAh- und 15 cm fBth-Horizont. Darunter folgt rostfleckiger Löss, dem sich in 1,50 Meter Tiefe der Niederterrassen-Kies des Klingebaches anschließt. Etwa 10 Meter hangaufwärts ist bereits eine deutlich intensivere Degradationsstufe der Schwarzerde ausgebildet mit 25 cm fAh-, 15 cm fAh- und 25 cm fBth-Horizont. Weitere fünf Meter hangaufwärts hat die Mächtigkeit des fBth bereits auf 50 cm zugenommen. Darunter liegt der Eltviller Tuff (ca. 18 ka).

Bis in diese Höhe (ca. 160 m NN) sind die Grubenfüllungen dunkel, oberhalb davon wird ihr Substrat immer brauner und besteht schließlich nur aus braunem Lehm. An der heutigen Oberfläche ist auf diesem Material eine Parabraunerde zu finden, die hinsichtlich Entwicklungstiefe, Horizontierung und Tongehalt den ungestörten Nachbar-Profilen gleicht, deren Entkalkungstiefe ca. einen Meter beträgt.

Vor 3 000 Jahren war also auf dem unteren Teil des Hanges die Degradierung der Schwarzerde zur Parabraunerde noch nicht abgeschlossen. Der Zuzug von basenreichem Hangwasser hemmte die Umwandlung, die auf den besser drainierten höheren Hangpartien schneller ablief. Entsprechende reliefbeeinflusste „rezente“ Bodenabfolgen sind von Sabel (1982: 53 ff.) aus verschiedenen Teilen der Wetterau beschrieben worden.

Indessen bleibt die Frage, ob auf dem höheren Hang, der mithin vor 3 000 Jahren bereits eine Parabraunerde trug, tatsächlich vorher eine Schwarzerde ausgebildet war. Die gemeinhin als Anzeichen für eine Schwarzerde-Vergangenheit gewerteten humosen Tonbeläge im Bt-Horizont sind im heutigen Bt-Horizont nicht zu erwarten, da dieser ja aus bereits braunem B-Substrat hervorging. Aber auch die benachbarten Bt-Horizonte, die im ungestörten Löss entstanden, zeigen entsprechende Beläge nicht. Darüber hinaus fehlen sie auch in manchen Bt-Horizonten, die unmittelbar neben Gruben mit Schwarzerde-Füllungen liegen. Deshalb erscheint das angeführte Kriterium der humosen Tonbeläge kaum geeignet, eine zentrale Frage der Paläopedologie zu beantworten, nämlich ob jede Parabraunerde eine Schwarzerde-Vorstufe gehabt hat oder ob ab bestimmten Höhenlagen und damit verbundenen klimatischen Bedingungen bereits im Altholozän Parabraunerden entstanden (Sommel 2000b: 134).

5. Zusammenfassung

Der Einschnitt der ICE-Trasse südlich des Mains zeigte, dass der schwache Anstieg von der jungpleistozänen t6-Terrasse zur mittelpleistozänen t4-Terrasse des Mains eine Erosionsterrasse ist, die die altpleistozänen t1-Sande freigelegt hat. Erst in größerer Entfernung von der Terrassenkante bedecken die jüngeren Kiese geschlossen die altpleistozänen Sedimente. Ähnliche Verhältnisse liegen sehr wahrscheinlich oft an einer Terrassengrenze vor, ohne dass sie wegen des Fehlens entsprechend guter Aufschlüsse zu erkennen wären.

Die Terrassenkiese und auch die hangenden Flugsande werden wiederholt von Kryoturbationen deformiert. Besonders markant war eine Kiesaufpressung in den Dünen sand. Für letzteren ergaben Lumineszenz-Datierungen Alter von ca. 14 bis 18 ka. Demnach fanden also Flugsand- und Löss-Sedimentation etwa zur gleichen Zeit, jedoch räumlich getrennt im Untermaingebiet statt.

Zwischen den beiden Ästen der westlichen Randverwerfung des Oberrheingrabens ist eine große Scholle des mittelpleisto-

zänen t3-Kieses tektonisch hangeinwärts verkippt. Die eigentlichen Verwerfungen werden durch mächtige kryptoturbate Aufpressungen des tertiären Mergels maskiert, die noch den jungpleistozänen Löss verschleppten. Im Unterschied zu diesen Aufpressungen laufen auf den Hängen der periglazial asymmetrischen Täler noch heute Rutschungen ab, die bis in die Aue des Wickerbaches hinunter reichen und dort den Kies der Niederterrasse überdecken. Das ICE-Tunnelportal am Wandersmann liegt in der größten dieser Rutschungsschollen.

In den zahlreichen vorgeschichtlichen Gruben bestätigte sich die alte Auffassung, dass zumindest ein großer Teil der heutigen Parabraunerden ab dem mittleren Holozän durch Degradation aus einer altholozänen Schwarzerde entstand. Fraglich bleibt, ob

das auch für höher gelegene Parabraunerden gilt. Den Einfluss des Reliefs auf die Degradation der Schwarzerde zeigt die unter metallzeitlichem Kolluvium liegende Bodenabfolge südlich Breckenheim, wo vor ca. 3 000 Jahren nur noch nahe des Talbodens schwarzerdeähnliche Böden vorlagen, während mit zunehmender Hanghöhe der Übergang zur Parabraunerde immer deutlicher wurde.

Danksagung: Für Hinweise habe ich zu danken: Frau Dr. G. Radtke und den Herren J. Anderle und Dr. E. Kümmerle vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, sowie Herrn Dr. R. Heiner von der Wissenschaftlichen Baugrund-Archäologie e.V., Marburg.

6. Schriftenverzeichnis

- Becker, E. (1967): Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheinalgraben. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **18**: 213–235; Öhringen.
- Boenigk, W. (1978): Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden. – *Mainzer naturwiss. Archiv*, **16**: 91–126.
- Brüning, H. (1974): Das Quartär-Profil im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden. – *Rhein-main. Forsch.*, **78**: 57–81; Frankfurt a.M.
- Hanke, L. & Maqsud, N. (1985): Pedologisch-stratigraphische Untersuchungen in Flugsanden westlich von Mainz. – *Mainzer naturwiss. Archiv*, **23**: 201–222.
- Keller, T. (1999): Die pleistozänen Mosbacher-Sande bei Wiesbaden. – *Schriftenreihe dt. geol. Ges.*, **8**: 75–76; Hannover.
- Kümmerle, E. (1993): Tektonik. – *Erl. geol. Kte. Hessen*, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost: 111–114; Wiesbaden.
- Kümmerle, E. (1995): Ein geologisches Profil vom Taunus zum Main. – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **116**: 73–80; Wiesbaden.
- Kümmerle, E. & Semmel, A. (1969): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5916 Hochheim a.M.; Wiesbaden.
- Plass, W. (1972): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5917 Kelsterbach: 206 S.; Wiesbaden.
- Prottsch, R. & Semmel, A. (1978): Zur Chronologie des Kelsterbach-Hominiden. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **28**: 200–210; Öhringen.
- Radtke, U. (1998): Potential und Probleme der Lumineszenzdatierung äolischer Sedimente – Zusammenfassung und Ausblick. – *Kölner geogr. Arb.*, **70**: 117–124.
- Radtke, U. & Janotta, A. (1998): Ein Beitrag zur Beurteilung der Aussagekraft von Lumineszenzaltern für die Datierung von spätpleistozänen und holozänen Dünen anhand des Laacher See-Tuffes (12 900 J. v. h.): Der Testfall „Düne Mainz-Gonsenheim“. – *Kölner geogr. Arb.*, **70**: 1–18.
- Radtke, U., Janotta, A. & Semmel, A. (1998): Lumineszenzdatierungen des Lößprofils „Am Bingert“ (bei Wiesbaden). – *Kölner geogr. Arb.*, **70**: 59–64.
- Sabel, K.J. (1982): Ursachen und Auswirkungen bodengeographischer Grenzen in der Wetterau (Hessen). – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D3**: 116 S.
- Schönhals, E., Rohdenburg, H. & Semmel, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **15**: 199–206; Öhringen.
- Schwarze, G., Janotta, A. & Radtke, U. (2001): Lumineszenz-Datierung einer Flugsand-Düne am Flughafen Frankfurt a.M. – *Erscheint in Kölner geogr. Arb.*
- Semmel, A. (1966): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5224 Eiterfeld: 89 S.; Wiesbaden.
- Semmel, A. (1968): Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich. – *Mainzer naturwiss. Archiv*, **6**: 360–368.
- Semmel, A. (1969): Quartär. – *Erl. geol. Kte. Hessen*, Bl. 5916 Hochheim a.M.: 51–99; Wiesbaden.
- Semmel, A. (1978): Untersuchungen zur quartären Tektonik am Taunus-Südrand. – *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 291–302; Wiesbaden.
- Semmel, A. (1979): Geomorphological criteria for recent tectonic – A discussion of examples from the northern Upper Rhine areas. – *Allgem. Vermessungsnachr.*, **86**: 370–374; Karlsruhe.
- Semmel, A. (1980): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5917 Kelsterbach. – Wiesbaden.
- Semmel, A. (1980a): Quartär. – *Erl. geol. Kte. Hessen*, Bl. 5917 Kelsterbach: 25–49; Wiesbaden.
- Semmel, A. (1995): Die quartären Deckschichten im Dyckerhoff-Steinbruch am Kinzenberg westlich Wiesbaden-Erbenheim. – *Geol. Jb. Hessen*, **123**: 133–137; Wiesbaden.
- Semmel, A. (1999): Das Quartär an der ICE-Trasse Frankfurt a.M./Limburger Becken. – *Schriftenreihe dt. geol. Ges.*, **7**: 98–99; Hannover (Vortragskurzfassung).
- Semmel, A. (1999a): Quartär. – *Erl. geol. Kte. Hessen*, Bl. 5918 Neu-Isenburg: 48–72; Wiesbaden.
- Semmel, A. (2000): Fahrt der ICE auf wackeligem Grund? – *Forschung Frankfurt*, **1/2000**: 56–62.
- Semmel, A. (2000a): Relief und Baugrund an der ICE-Trasse im Taunusvorland. – *Ber. dt. Landeskd.*, **74**: 329–344; Flensburg.
- Semmel, A. (2000b): Holozäne Umweltentwicklung im Spiegel der Böden. – *Bayer. Ak. Wiss., Rundgespräche Komm. Ökol.*, **18**: 129–137; München.
- Semmel, A. (2001): Das Quartär am Nordrand des Oberrheingrabens. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **83**: 113–130; Stuttgart.
- Thiemeyer, H. (1989): Landschaftsgeschichte und bodenkundliche Befunde eines bandkeramischen Siedlungsplatzes bei Bruchenhütten/ Wetterau. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D10**: 31–42.
- Ziehke, C.P. (1999): Bohrungen. – *Erl. geol. Kte. Hessen*, Bl. 5918 Neu-Isenburg: 140–197; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 27. 02. 2001, angenommen am 02. 03. 2001

Bernhard Siemon¹, Rainer Blum², Werner Pöschl² & Wolfgang Voß¹

Aeroelektromagnetische und gleichstromgeoelektrische Erkundung eines Salzwasservorkommens im Hessischen Ried

Kurzfassung

Salzwasser steigt entlang der westlichen Randstörung des Oberrheingrabens zwischen Oppenheim und Astheim auf. Aufstieg und Ausbreitung dieses Salzwasservorkommens im Hessischen Ried wurden mit zwei geophysikalischen Verfahren, der Aeroelektromagnetik und der Gleichstromgeoelektrik untersucht. Während geoelektrische Sondierungen seit

langem zu den Standardmethoden der Geophysik zur Grundwassererkundung zählen, stellt die Erkundung aus der Luft mit einem von einem Hubschrauber getragenen Elektromagnetsystem ein eher unkonventionelles Verfahren dar. Beide Verfahren basieren zwar auf unterschiedlichen Messverfahren, untersuchen aber denselben Parameter, nämlich die elektri-

sche Leitfähigkeit des Erduntergrundes. Diese ist geprägt durch die Lithologie und das Grundwasser, wobei „versalzenes“ Wasser ein sehr guter Leiter ist und sich deutlich von Süßwasser unterscheidet. Somit konnte im Messgebiet die Ausbreitung des untersuchten Salzwasservorkommens mit beiden Verfahren nachgewiesen werden.

Abstract

Salt water rises close to the surface along the western main fault of the Upper Rhine Graben between Oppenheim and Astheim. Rising and propagation of this salt-water intrusion have been investigated by two geophysical methods, airborne electromagnetics and dc-geoelectric sound-

ings. While the sounding method is routinely used for groundwater exploration, airborne EM from a helicopter poses a rather new and unconventional approach.

Even if differing in observation technique, both methods yield the same parameter, the electrical conductivity of the

subsurface. That parameter is governed by lithology and groundwater, whereby highly conductive salt water may be well distinguished from fresh water. Thus the salt-water intrusion in the area of investigation could be well delineated with both methods.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	116
2. Geologie/Hydrogeologie	116
3. Aerogeophysik	117
3.1 Aerogeophysikalisches Messsystem der BGR	117
3.2 Aeroelektromagnetik	118
3.3 Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung	118
3.4 Ergebnisse der Aeroelektromagnetik	119
4. Gleichstromgeoelektrik	122
4.1 Messgrößen	122
4.2 Messdurchführung	122
4.3 Ergebnisse	123

¹ Dr. B. Siemon, Dipl.-Ing. W. Voß, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

² Dr. R. Blum, Dr. W. Pöschl, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, D-65203 Wiesbaden

5. Vergleich von Aeroelektromagnetik und geoelektrischen Sondierungen	123
5.1 Aufwand	123
5.2 Ergebnisse	124
6. Folgerungen	124
7. Schriftenverzeichnis	125

1. Einleitung

Salzwasser im Untergrund ist ein häufig auftretendes Problem bei Wassergewinnungsanlagen. Deshalb wurde ein solches Vorkommen im nördlichen Oberrheingraben beispielhaft geophysikalisch erkundet, aber auch aus dem allgemeinen Interesse, den Aufstieg und die Ausbreitung von Salzwasser zu verstehen. Stark salzhaltiges Wasser dringt hier bei Trebur (GK 25, Bl. 6016 Groß-Gerau) bis auf weniger als 5 m unter die Erdoberfläche auf (Schmitt & Steuer 1974). Gestalt und Ausdehnung dieses „Salzwasserkörpers“ wurden mit einer traditionellen Gleichstromgeoelektrik und einer hubschraubergestützten Frequenzelektromagnetik untersucht.

Die Gleichstromgeoelektrik zählt zu den Standardmethoden für eine geophysikalische Grundwassererkundung. Hierbei wird der Parameter elektrische Leitfähigkeit bzw. deren Kehrwert, der spezifische Widerstand, im Erduntergrund bestimmt. Dieser hängt von der elektrischen Leitfähigkeit der Gesteine, aber auch besonders von denen des Wassers ab. Die Leitfähigkeit nimmt im

Allgemeinen mit steigendem Tonanteil im Gestein bzw. Salzgehalt im Wasser zu. Auch ist die Leitfähigkeit in wassergesättigten Bereichen höher als in ungesättigten.

Eine eher selten eingesetzte, sehr schnelle, vielseitige und kostengünstige Methode ist die Aeroelektromagnetik (AEM), die sich insbesondere auch zur Erkundung großer und am Boden schlecht zugänglicher Areale eignet. Wie bei der Gleichstromgeoelektrik wird auch bei der AEM die elektrische Leitfähigkeit im Boden bestimmt. Die Ankopplung erfolgt jedoch nicht galvanisch, d.h. durch Einspeisung eines Gleichstromes in den Boden, sondern induktiv, d.h. durch zeitlich variierende elektromagnetische Felder, die im leitenden Erduntergrund elektrische Ströme induzieren.

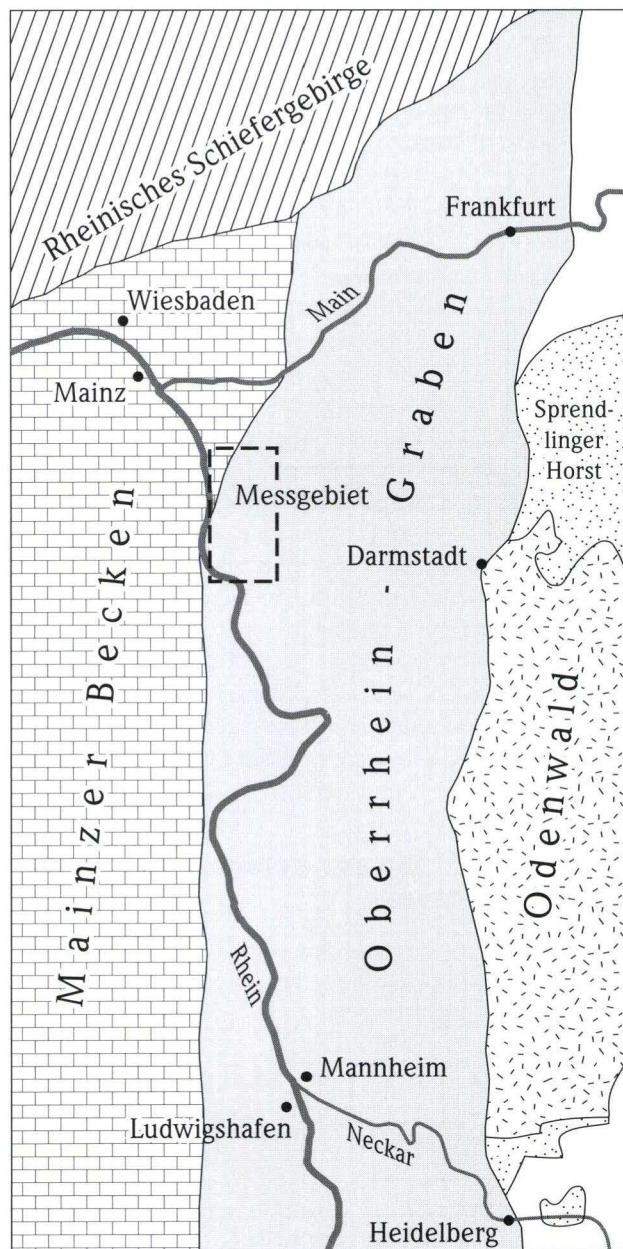
Die Ergebnisse beider Methoden werden vorgestellt und hinsichtlich der Qualität, des Aufwands und der allgemeinen Einsatzmöglichkeiten verglichen.

2. Geologie/Hydrogeologie

Der Salzwasseraufstieg ist mit der westlichen Randstörung des Oberrheingrabens (Abb. 1) verknüpft. Morphologisch gut sichtbar trennt diese zwischen Nierstein und Nackenheim das Rotliegend des Alzey–Niersteiner Horstes vom Quartär der Grabenfüllung.

Im weiteren Verlauf lässt sich der Grabenrand morphologisch nicht mehr verfolgen. Zwischen Nackenheim und der Westrandverwerfung des Hattersheimer Grabens wenige hundert Meter südlich des Mains bei Flörsheim geben nur Bohrungen Auskunft über die Position des Grabenrandes. Die Randverwerfung trennt hier den Zentralgraben vom westlich gelegenen Mainzer Becken. Nördlich vom Alzey–Niersteiner Horst grenzen unterschiedliche, aus Rotliegend- und Tertiärgesteinen bestehende Teilschollen an die Randverwerfung (Schollenkomplex am Rhein–Main-Zusammenfluss (Schmitt & Steuer 1974)). Rhein und Main haben die Westrandverwerfung flächenhaft erodiert, weshalb das Gebiet bis Mainz aus morphologischer Sicht der Oberrheinischen Tiefenebene zugeordnet wird.

Der Schollenkomplex am Rhein–Main-Zusammenfluss wird von im Mittel 6 m mächtigem, sandig-kiesigem Pleistozän überlagert. Darin ist ein geringmächtiger Grundwasserleiter ausgebildet. Im Zentralgraben östlich der Randstörung liegt die Pleistozänbasis meist mehr als 100 m unter Gelände. Die Lockersedimente bestehen aus einer Abfolge von Sanden und Kiesen mit Ton- und Schluffzwischenlagen (örtlich auch Torflagen). Während aus dem Untersuchungsgebiet eine Vielzahl flacher Baugrund- und Messstellenbohrungen archiviert sind, beschränken sich Bohrungen mit Endteufen von mehr als 20 m auf die Tiefbrunnen des Wasserwerkes Hof Schönau nördlich vom Untersuchungsgebiet. Unmittelbar südlich dieser Brunnenreihe wurde 1988 im Auftrag der Wasserwerksbetreiber eine Erkundungsbohrung bis auf 202 m unter Gelände abgeteuft (Schmitt 1992). Bis zu einer Teufe von 90 m wurden Mittel- bis Grobsande mit einzelnen Kiesgeröllen erbohrt, unterbrochen von mehreren Kieslagen, vereinzelt auch Schlufflagen. Eine erste, 2 m mächtige Tonlage wurde bei 90 m angetroffen, eine weitere 7 m mächtige



bei 126 m. Zwischen beiden Tonlagen und darunter wurden überwiegend feinkörnige Sande mit vielen Holzresten und wechselnden Anteilen an Schluff angetroffen. Eine dritte Tonlage mit einer Mächtigkeit von 1,7 m wurde bei 181 m unter Gelände erbohrt. Darunter folgen bis zur Endteufe schluffige Fein- bis Mittelsande mit Holzresten.

Im Untersuchungsraum ist der im östlichen und zentralen Teil des Hessischen Rieds verbreitete und als Grundwasserhemmer wirkende Obere Zwischenhorizont (OZH) nicht vorhanden. Mit rd. 90 m ist daher der 1. Grundwasserleiter sehr mächtig entwickelt. Die einzelnen Tonlagen unterteilen den Grundwasserkörper in einzelne Grundwasserleiter. Der vierte Grundwasserleiter (unterhalb 183 m unter GOK) ist versalzen. Das Grundwasser fließt von E nach W zum Rhein als Vorfluter.

Die Erkundungsbohrung wurde als Messstelle zur Beobachtung des 3. Grundwasserleiters ausgebaut. Sein Druckspiegel liegt rd. 1 m über dem freien Spiegel des oberen Grundwasserleiters, der hydraulische Gradient ist also von den tieferen Leitern nach oben gerichtet. Dies könnte durch die Lage der Messstelle im Absenkungstrichter des Wasserwerkes bedingt sein. Nach Schmitt (1992) lässt sich aber im nördlichen Oberrheingraben generell ein um 20–40 cm über dem freien Grundwasserspiegel liegender Druckspiegel der tieferen Grundwasserleiter beobachten. Dadurch kann mineralisiertes Tiefengrundwasser über die Grabenrandverwerfungen in die oberen Grundwasserleiter gelangen. Als weiteren Grund für den Salzwasseraufstieg nennen Schmitt & Steuer (1974) die stauende Wirkung des Schollenkomplexes, der ein Weiterfließen des aus miozänen Salzlagern im mittleren Oberrheingraben hergeleiteten Salzwassers nach NW verhindert. Schließlich steigen die Salzwässer am morphologisch tiefsten Punkt des Oberrheingrabens auf, wo am ehesten ein Übertritt des im Graben fließenden Grundwassers in die Vorflut zu erwarten ist.

Abb. 1. Geologische Übersicht des nördlichen Oberrheingrabens mit Messgebiet.

3. Aerogeophysik

3.1 Aerogeophysikalisches Messsystem der BGR

Die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) besitzt - als Einzige in Deutschland - ein aerogeophysikalisches Messsystem, das die gleichzeitige Durchführung elektromagnetischer, magnetischer und radiometrischer Messungen sowie der Positionsbestimmung ermöglicht. Das aerogeophysikalische Messsystem besteht aus einem Hubschrauber (Sikorsky S-

76B), den hubschraubergestützten Messgeräten und einer Bodenstation. Die geophysikalischen Sensoren für die Elektromagnetik und die Magnetik (Cäsium-Magnetometer), der Laser-Höhenmesser und ein Positionierungssystem (GPS/GLONASS) sind in einer zigarrenförmigen Flugsonde von etwa 9 m Länge untergebracht, während das Gammastrahlenspektrometer, der barometrische und der Radar-Höhenmesser, das Navigationssystem (GPS), eine Videokamera und die Datenaufzeichnungseinheit direkt im Hubschrauber installiert sind. Die Bodenstation

enthält ein weiteres Cäsium-Magnetometer, ein Barometer und einen GPS-Sensor zur Aufzeichnung der zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes, des Luftdruckes und der GPS-Zeit.

Der AEM-Sensor besteht aus horizontal koplanaren Rechteckspulen (Sender, Empfänger, Kompensation und Kalibrierung) jeweils für fünf Messfrequenzen (383, 1827, 8590, 41240 und 192380 Hz). Die Flugsonde wird in 40 m Abstand vom Hubschrauber etwa 30–40 m über Gelände getragen (Abb. 2). Bei einer Fluggeschwindigkeit von 100–150 km/h und 10 Messungen pro Sekunde beträgt der Messpunktabstand 3–4 m.

3.2 Aeroelektromagnetik

Das von jeder Sendespule ausgehende, zeitlich variable Magnetfeld (Primärfeld) induziert im leitenden Untergrund Wirbelströme, deren Stärke und Phasenlage von der elektrischen Leitfähigkeit abhängen. Das sekundäre Magnetfeld dieser Ströme wird mit den Empfängerspulen registriert (nach Kompensation des Primärfeldes mittels geeigneter Kompensationspulen), auf das dort anliegende Primärfeld normiert und in ppm angegeben. Die Eindringtiefe dieser Felder hängt vor allem von der jeweiligen Messfrequenz und der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund ab. Dabei gilt: Je niedriger die Frequenz und die Leitfähigkeit sind, desto größer ist die Eindringtiefe.

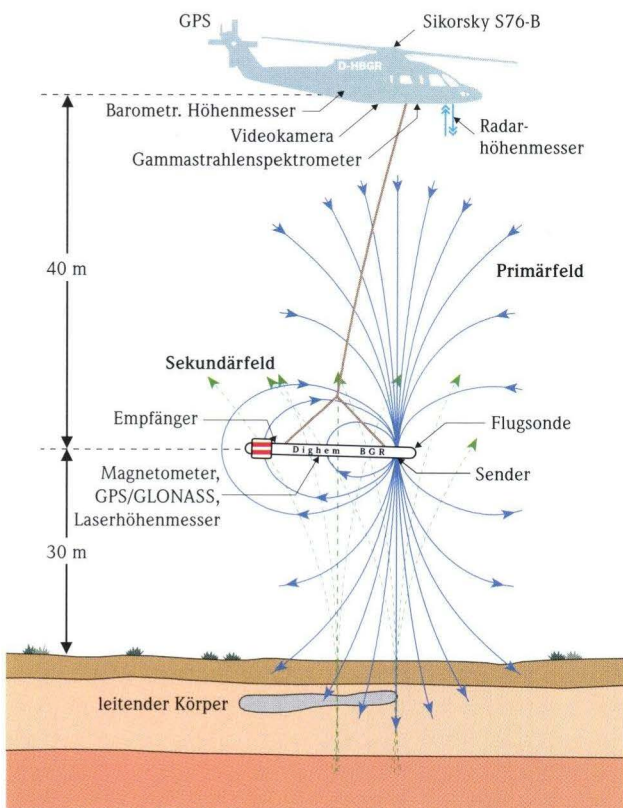


Abb. 2. Aeroelektromagnetisches Messsystem.

Daher kann aus den AEM-Daten (Inphase R und Quadrature Q) die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Erduntergrund abgeleitet werden, wobei zwei grundlegende Modelle verwendet werden. Die Transformation der AEM-Daten in scheinbare spezifische Widerstände ρ_a (Kehrwert der Scheinleitfähigkeiten) erfolgt für jede einzelne Frequenz auf Basis eines elektrisch homogenen und isotropen Halbraumes. Für diese Widerstände, die auch als Halbraumwiderstände bezeichnet werden, lassen sich mittlere Tiefen angeben, die Schwerpunkttiefen z_p^* (Siemon 2001). Da diese mit abnehmender Frequenz zunehmen, können die Halbraumwiderstände nicht nur in Form einer Karte für die jeweilige Messfrequenz, sondern auch als $\rho_a(z_p^*)$ -Sondierungskurven und entlang eines Profils auch als Vertikalschnitt präsentiert werden (Sengpiel & Siemon 2000). Die AEM-Daten aller Messfrequenzen können aber auch an jedem Messpunkt in die Parameter eines geschichteten Halbraums, spezifische Widerstände und Mächtigkeiten, invertiert werden. Trotz der Annahme eines lateral homogenen Untergrundes bei diesen Modellen können die Inversionsalgorithmen auch bei inhomogenem Untergrund erfolgreich eingesetzt werden, sofern die lateralen Leitfähigkeitskontraste in einem etwa 100 m großen Bereich unterhalb des Sensors nicht zu groß sind (Sengpiel & Siemon 1998). Insbesondere für die Belange einer Grundwassererkundung ist diese eindimensionale Betrachtung meist ausreichend.

3.3 Durchführung der aeroelektromagnetischen Vermessung

Die BGR setzte ihr Hubschrauber-Messsystem Anfang der 90er Jahre erfolgreich zur Grundwassererkundung in ariden Gebieten wie Pakistan (Sengpiel & Fluche 1992) und Namibia (Sengpiel & Siemon 1997) ein. In Deutschland wurde dieses System vor allem zur Erkundung von Altlasten (Sengpiel 1997; Siemon et al. 2000), zur geologischen Kartierung (Siemon et al. 2001a) und zur Grundwassererkundung herangezogen (Siemon et al. 2001b). Vor der Befliegung im Gebiet Hessisches Ried fanden bereits im Werratal an der Grenze von Hessen und Thüringen SW von Eisenach aeroelektromagnetische Untersuchungen von Salzwasseraufstiegszonen statt (Sengpiel et al. 1996).

Das etwa 90 km² umfassende Befliegungsgebiet Hessisches Ried befindet sich im Bereich der GK 25, Bl. 6016/6116 (Abb. 3). Die Richtung der 35 im Mittel etwa 12 km langen Messprofile war generell N–S. Der Linienabstand betrug nominell 200 m. Ergänzend wurden vier weitere Messprofile parallel einer Hochspannungsleitung und 11 E–W-Kontrollprofile von 7,5 km Länge mit 1 km Profilarabstand befliegen. Daraus ergibt sich für die 50 Profile eine Gesamtprofillänge von etwa 555 km, wofür acht Messflüge an sechs Tagen im Zeitraum 20.–29. Oktober 1998 notwendig waren.

3.4 Ergebnisse der Aeroelektromagnetik

Neben der Elektromagnetik werden mit dem BGR-Messsystem auch die Methoden Magnetik und Gammastrahlenspektrometrie eingesetzt. Letztere sind aber für die Charakterisierung der hier betrachteten Salzwasseraufstiegszone von geringerer Bedeutung, sodass ausschließlich die Ergebnisse der AEM diskutiert werden.

Von den fünf Messfrequenzen wurden vier für die Berechnung der spezifischen Widerstände herangezogen. Auf die Daten der höchsten Frequenz musste wegen messtechnischer Probleme verzichtet werden. Die Ergebnisse werden in Form von Karten und Vertikalschnitten präsentiert.

Abb. 4 zeigt den Halbraumwiderstand zur Frequenz 1827 Hz, mit der die Verbreitung der Salzwasserzone am besten charakterisiert wird. Geringe Halbraumwiderstände ($<10 \Omega\text{m}$) treten im Bereich östlich einer Linie von Nierstein über Nackenheim bis Astheim (Randstörung des Oberrheingraben) und im äußersten NW des Messgebietes südlich von Ginsheim auf. Die geringsten Halbraumwiderstände sind bei Nackenheim ($<4 \Omega\text{m}$) und bei den drei Teichen nördlich der Hessenau ($<2 \Omega\text{m}$) zu beobachten. Des Weiteren treten niedrige Halbraumwiderstände im Bereich von Bebauungen und Straßen auf. Diese sind im Allgemeinen lokal begrenzt und anthropogen bedingt. Außerhalb der gut leitenden Zonen liegt der Halbraumwiderstand bei $30\text{--}80 \Omega\text{m}$.

Der Aufstieg des Salzwassers lässt sich anhand von Vertikalschnitten veranschaulichen. Abb. 5 zeigt exemplarisch ein S–N-

Profil, das bei Oppenheim im Süden beginnt und etwa 2,5 km NW von Astheim endet. Dargestellt sind von oben nach unten: a) die AEM-Daten in logarithmischer Skalierung, b) eine Vertikalsektion der Halbraumwiderstände bestehend aus nebeneinandergestellten, farbkodierten Sondierungskurven, die sich durch Interpolation der $\rho_a(z_p^*)$ -Werte ergeben, c) eine Vertikalsektion der 1D-Inversionsmodelle und d) der relativen Anpassungsfehler der Modell- an die Messdaten. Sowohl die Sondierungskurven und die 1D-Inversionsmodelle als auch die Höhe des AEM-Sensors (bird) sind bezüglich der Topografie (topo), die aus der barometrischen Höhe des Hubschraubers abzüglich der Differenz aus Radarhöhe und der Kabellänge berechnet wird, in m über NN aufgetragen. Da der vom Hubschrauber aus gesendete Radarstrahl bereits an den Baumkronen oder Dächern reflektiert wird, schließt die so erfasste Topografie die Wälder und Gebäude mit ein. Im Falle der Vegetation stellt dies im Allgemeinen kein Problem dar, da bei der Inversion dieser Bereich mit einem sehr hohen spezifischen Widerstand ($> 2000 \Omega\text{m}$) belegt wird und somit leicht zu erkennen ist.

Der gut leitende Bereich in Abb. 5 mit spezifischen Widerständen unter $4 \Omega\text{m}$ steigt von etwa 50 m NN im Süden auf etwa 70 m NN östlich von Nackenheim (fid 291–294) an und sinkt danach wieder ab. Darüber liegen die spezifischen Widerstände im Bereich $20\text{--}100 \Omega\text{m}$, was für mit Süßwasser gesättigte Sedimente typisch ist. Die Variationen im Widerstand sind vermutlich auf die Zusammensetzung der Sedimente zurückzuführen.

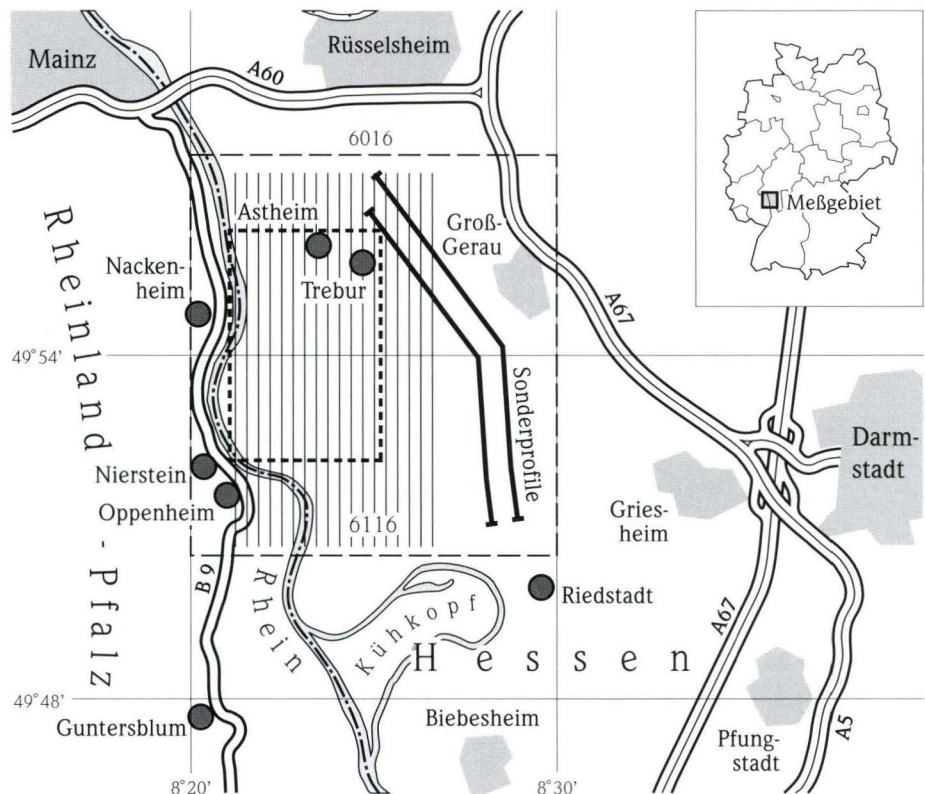


Abb. 3. Befliegungsgebiet Hessisches Ried mit N–S Fluglinien und Messgebiet der elektrischen Sondierungen (kleiner Kasten).

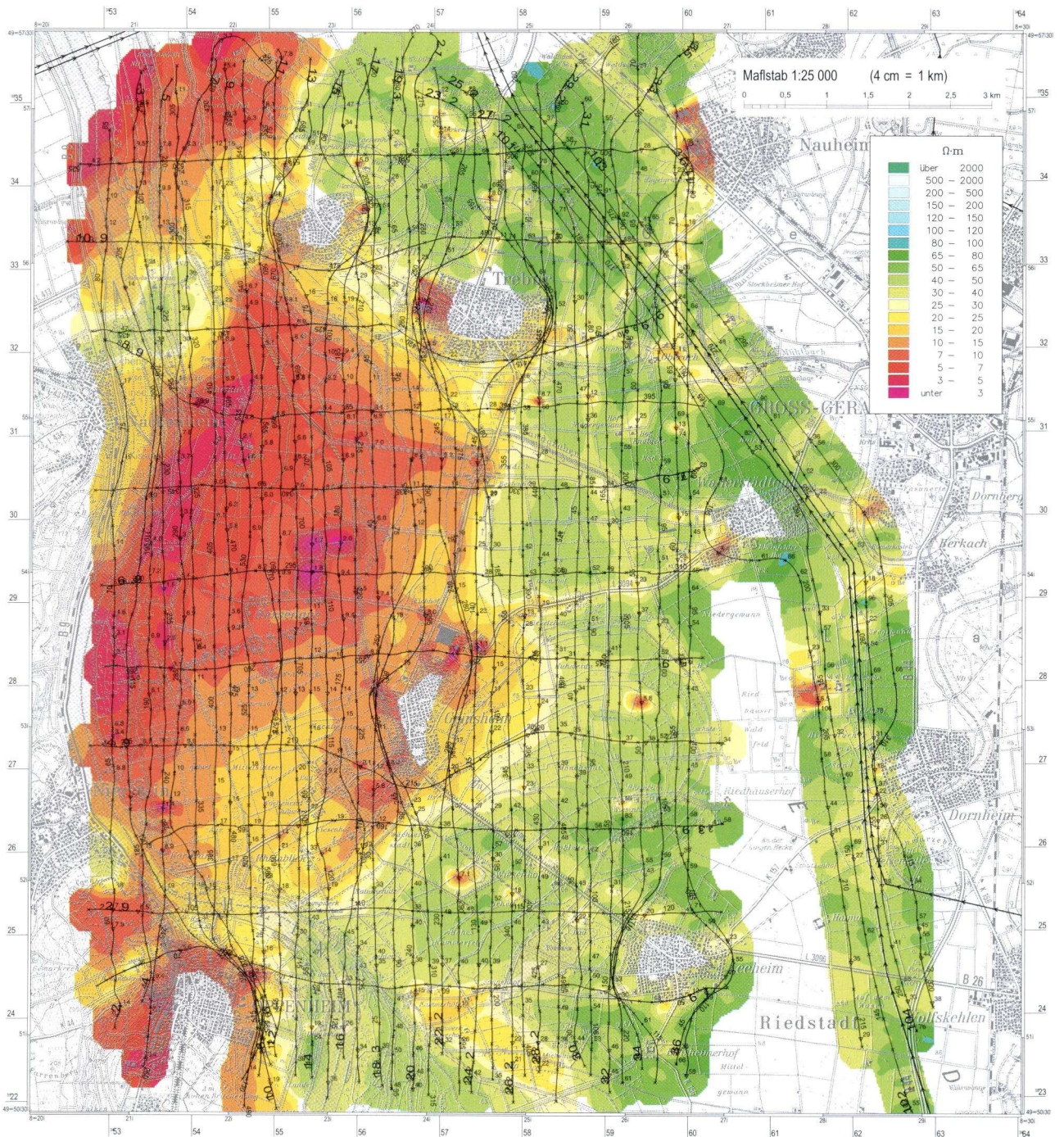


Abb. 4. Karte des Halbraumwiderstands in Ωm für die Messfrequenz 1827 Hz.

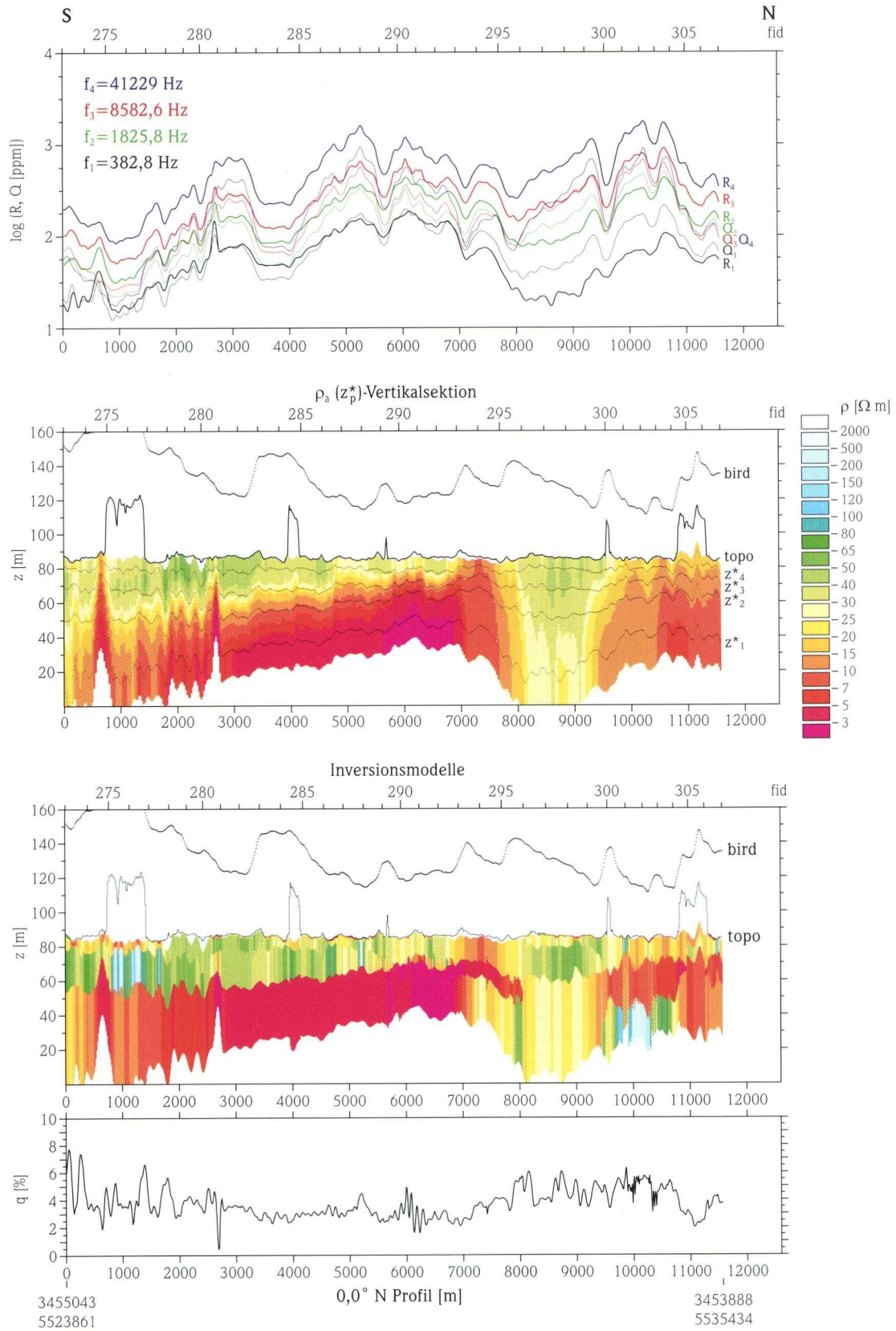


Abb. 5. Vertikalsektion für S–N-Profil 6.1, dargestellt von oben nach unten: Messwerte Inphase R und Quadrature Q , Vertikalschnitt der Halbraumwiderstände mit zugehörigen Schwerpunkstiefen, Vertikalschnitt der 4-Schicht-Inversion und Anpassungsfehler von Modelldaten an Messwerte.

4. Gleichstromgeoelektrik

4.1. Messgrößen

Die Gleichstromgeoelektrik wird bevorzugt eingesetzt, um die Verteilung der spezifischen elektrischen Widerstände ρ abhängig von der Tiefe bei söhlig gelagerten Strukturen zu erkunden und ist somit ein etabliertes Verfahren zur Erfassung von Salzwässern in Porengrundwasserleitern. Da der Gesteinswiderstand in Oberflächennähe hauptsächlich von der Porenfüllung abhängt, reagiert er empfindlich auf deren Ionengehalt. Je geringer der Widerstand ρ , desto höher ist der Salzgehalt. Der Zusammenhang zwischen geoelektrisch ermitteltem Schichtwiderstand ρ_0 und dem Widerstand ρ_w des Porenwassers wird vereinfacht dargestellt durch das klassische Gesetz von Archie (1942):

$$F = \rho_0 / \rho_w,$$

wobei F der sogenannte Formationsfaktor ist. Er sollte eigentlich nur von der hydraulischen Durchlässigkeit des Gesteins abhängen. Tatsächlich zeigt sich aber in der Praxis, dass F auf Grund von Leitungsvorgängen an inneren Oberflächen für eine bestimmte Gesteinsmatrix nicht konstant ist, sondern auch durch ρ_w beeinflusst wird. Untersuchungen von Repsold (1990) ergaben für Grundwässer bei Cuxhaven $1 < F < 12$, für salzhaltige immer noch eine Variationsbreite von $6 < F < 12$. Für die Konzentration C_{gesamt} [mg/l] des gelösten Gesamtsalzgehaltes gilt (z.B. Repsold 1990):

$$C_{\text{gesamt}} [\text{mg/l}] = 8800 / \rho_w.$$

Demnach entspricht einem Schichtwiderstand von $10 \Omega\text{m}$ ein Gesamtsalzgehalt zwischen 5280 und 10560 mg/l und einem Schichtwiderstand von $1 \Omega\text{m}$ bereits ein solcher von 52800 bis 105600 mg/l. Damit ist die Unterscheidung zwischen versalzten Wässern und Tonen geoelektrisch kein Problem; die Schichtwiderstände für Tone liegen im Untersuchungsgebiet deutlich über $10 \Omega\text{m}$.

4.2 Messdurchführung

In den Sommern 1995 und 1996 sind insgesamt 73 elektrische Sondierungen in Schlumberger-Anordnung vermessen worden. Das Messgebiet (Abb. 3) ist etwas kleiner als das Befliegungsgebiet, weil in größeren Entfernungen von der Randstörung kein Salzwasser mehr geoelektrisch nachzuweisen war. Die Maximalauslagen $L/2$ (= Abstand der beiden Stromelektroden vom Zentrum) betragen normalerweise 300 m. Bei eindeutigem Erreichen des guten Leiters, wenn die Kurve des Scheinwiderstandes nach einem steilen Abfall einen niedrigen Widerstandswert erreichte, wurde gegebenenfalls früher abgebrochen.

Methode der geoelektrischen Tiefensondierung

Ziel der geoelektrischen Tiefensondierung ist die Erfassung des spezifischen elektrischen Widerstands als Funktion der Tiefe. Die Messung erfolgt normalerweise mit einer linearen Vier-Elektrodenanordnung (Abb. 6). Dabei wird über zwei Elektroden A

und B im Abstand $L/2$ vom Zentrum der Anordnung ein Strom in den Untergrund eingespeist, die daraus resultierende Spannungsdifferenz wird an zwei Potenzialsonden M und N im Abstand $l/2$ vom Zentrum gemessen. Aus Spannungsdifferenz U , Stromstärke I und Elektrodenabständen wird ein scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand bestimmt. $L/2$ wird dann schrittweise, bis zu maximal mehreren hundert Metern vergrößert, wodurch der jeweils beobachtete scheinbare Widerstand mit wachsender Auslagenlänge L durch zunehmend tiefere Schichten beeinflusst wird. Bei der verwendeten Schlumberger-Anordnung wird $l \ll L$ gewählt (mindestens Faktor 10) und nur vergrößert, wenn andernfalls die Messsignale zu schwach würden.

Aus der Verteilung der scheinbaren spezifischen Widerstände in Abhängigkeit von $L/2$ wird in einem rechnerischen Verfahren auf die wahren elektrischen Widerstände als Funktion der Tiefe geschlossen. Das Ergebnis einer geoelektrischen Tiefensondierung ist somit eine Widerstands-Tiefensäule, die für das Zentrum der Elektrodenanordnung gilt und natürlich über deren gesamte Erstreckung und die seitliche Umgebung mittelt, horizontale Änderungen im Untergrundaufbau können daher nur begrenzt aufgelöst werden. Näheres zum Verfahren ist z.B. Koefoed (1979) zu entnehmen.

Die Messdaten wurden jeweils während der Messungen zur laufenden Qualitätskontrolle aufgezeichnet. Diese Feldkurven wurden anschließend durch Vergleich mit Modellkurven grob ausgewertet. Diese Vorauswertung diente als Grundlage für das sich der digitalen Speicherung anschließende Inversionsverfahren, bei dem ein Startmodell so lange verbessert wird, bis die Beobachtungsdaten optimal erfüllt werden (Koefoed 1979, S. 160ff). Wurde als unterste Schicht ein guter Leiter identifiziert, so ist sein Widerstandswert sicher zutreffend erkannt. Für überlagernde Schichten gilt jedoch das Äquivalenzprinzip, nach dem für Zwischenschichten aus der Sondierungskurve nur eine Kombination der Schichtparameter Mächtigkeit und Widerstand abgeleitet werden kann. Zur Ableitung einer wahrscheinlichsten Interpretation wurden für die Widerstände deshalb in Anlehnung an jeweils benachbarte Sondierungen plausible Widerstände gewählt, sodass die resultierenden Tiefen dann relativ zuverlässig sind.

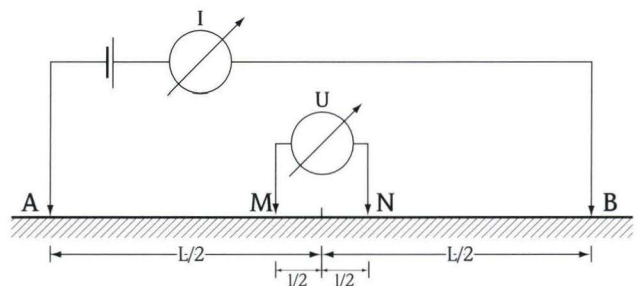


Abb. 6. Messschema Schlumberger-Sondierung.

4.3 Ergebnisse

Bei der Auswertung der Sondierungen zeichnete sich östlich der Grabenrandstörung zwischen Nierstein und Astheim ein Gebiet mit extrem niedrigen Schichtwiderständen unter $10 \Omega\text{m}$ bis auf ca. $1 \Omega\text{m}$ absinkend ab. In Abb. 7 sind diese jeweils niedrigsten Widerstände lagemäßig eingetragen. Mit zunehmender Entfernung werden solch niedrige Widerstände in größeren Tiefen,

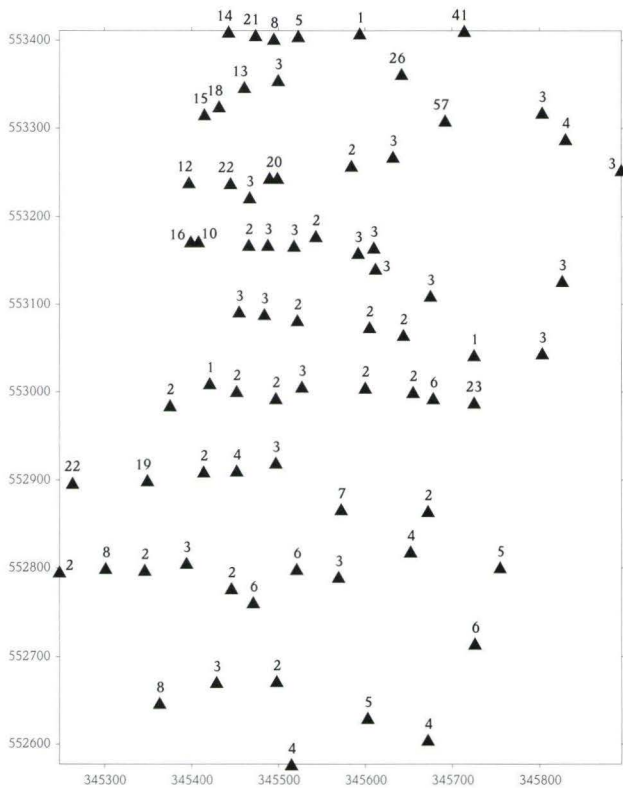


Abb. 7. Lageplan der geoelektrischen Tiefensondierungen mit jeweils niedrigsten Schichtwiderständen in Ωm .

westlich der Störung gar nicht, angetroffen. Ein räumliches Bild der Sondiererergebnisse vermittelt Abb. 8, wo die Tiefe zu den guten Leitern ($< 10 \Omega\text{m}$), der Salzwasseroberkante, als Isanomalienplan dargestellt ist. Daraus resultiert die Vorstellung, dass das Salzwasser an der Grabenrandstörung zwischen Nierstein und Astheim aus der Tiefe aufsteigt, sich nach Osten ausbreitet und kontinuierlich wieder absinkt, oder auch mit zunehmender Entfernung von der Oberfläche her mit Frischwasser verdünnt wird.

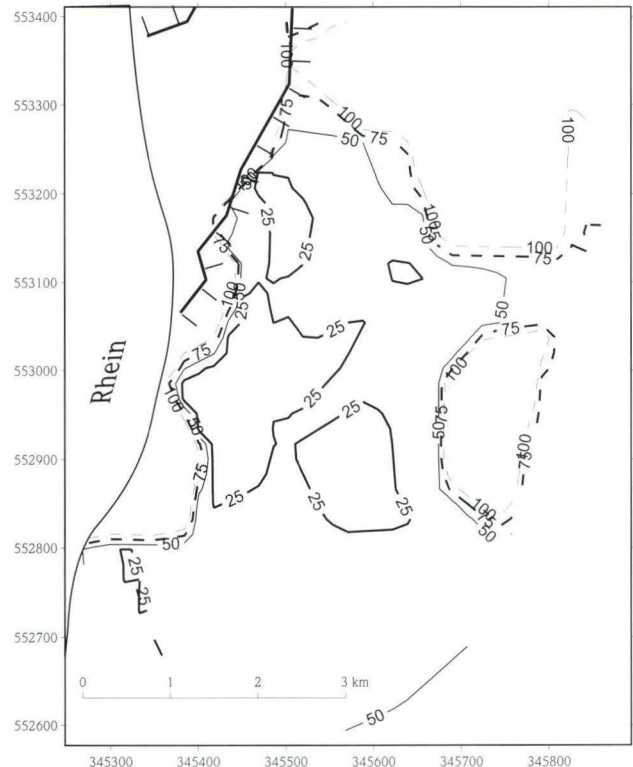


Abb. 8. Tiefenlage der Oberkante des guten Leiters in m unter GOK mit Teilstück der Grabenrandstörung.

5. Vergleich von Aeroelektromagnetik und geoelektrischen Sondierungen

5.1 Aufwand

Die aerogeophysikalische Vermessung des 90 km^2 großen Messgebietes erforderte mit An- und Abreise sieben Tage, während die Feldmessungen der 73 Geoelektrik-Sondierungen am Boden in dem 40 km^2 großen Messgebiet 12 Tage beanspruchten. Die Dauer der Auswertung dürfte für beide Methoden vergleichbar sein, ist für die AEM jedoch stark abhängig von der Datenqualität. Insbesondere in Messgebieten mit hoher Bevölkerungsdichte, d.h. vielen elektrischen Installationen und Bebauung, ist eine sorgfältigere und somit aufwändigere Auswertung der AEM-Daten notwendig.

Die Bodenmessungen erlauben Beobachtungen jedoch nur an diskreten Punkten, ihre Durchführbarkeit ist zudem von zahlreichen Geländebedingungen abhängig, wie Betretungsmöglichkeiten, Verkehr, Bewuchs und Topografie.

Die Hubschraubermessungen ergaben dagegen auf den Flugprofilen nahezu kontinuierliche Beobachtungsdaten, auch in Bereichen, wo Messungen am Boden nicht möglich sind. Die Profile müssen lediglich Ortschaften umgehen oder in großer Höhe liegen, sodass in diesen Bereichen Ergebnislücken entstehen.

5.2. Ergebnisse

Anschaulich zeigen Abb. 8 und die Karte des Halbraumwiderstands für die zweitniedrigste Frequenz von 1827 Hz (Abb. 4), wie beide Verfahren die Aufstiegszone des Salzwassers und seine Ausbreitung nach Osten übereinstimmend abbilden.

Diese Übereinstimmung wird auch durch Abb. 9 bestätigt. Hier ist eine Mehrschicht-Inversion der Elektromagnetik mit einem auf der selben Linie verlaufenden Profil der geoelektrischen Sondierungen verglichen. Die Tiefenlage des guten Leiters passt gut zusammen, und zumindest die stärkste Versalzung entspricht bei beiden Verfahren vergleichbar niedrigen Widerständen

den $< 5 \Omega\text{m}$. Absinken des guten Leiters und Widerstandszunahme von W nach E sind bei beiden Methoden erkennbar.

Die Erkundungstiefen sind für die beiden Verfahren vergleichbar und können bei hohen spezifischen Widerständen im Untergrund über 100 m betragen. Im hier beschriebenen Fall eines mächtigen guten Leiters unter Überdeckung stellt dieser jedoch meist die maximale Erkundungstiefe dar.

Bei der guten Übereinstimmung der spezifischen Widerstände beider Verfahren lässt sich die in Abschnitt 4.1 beschriebene Interpretation des elektrischen Widerstands direkt auf die Elektromagnetik übertragen.

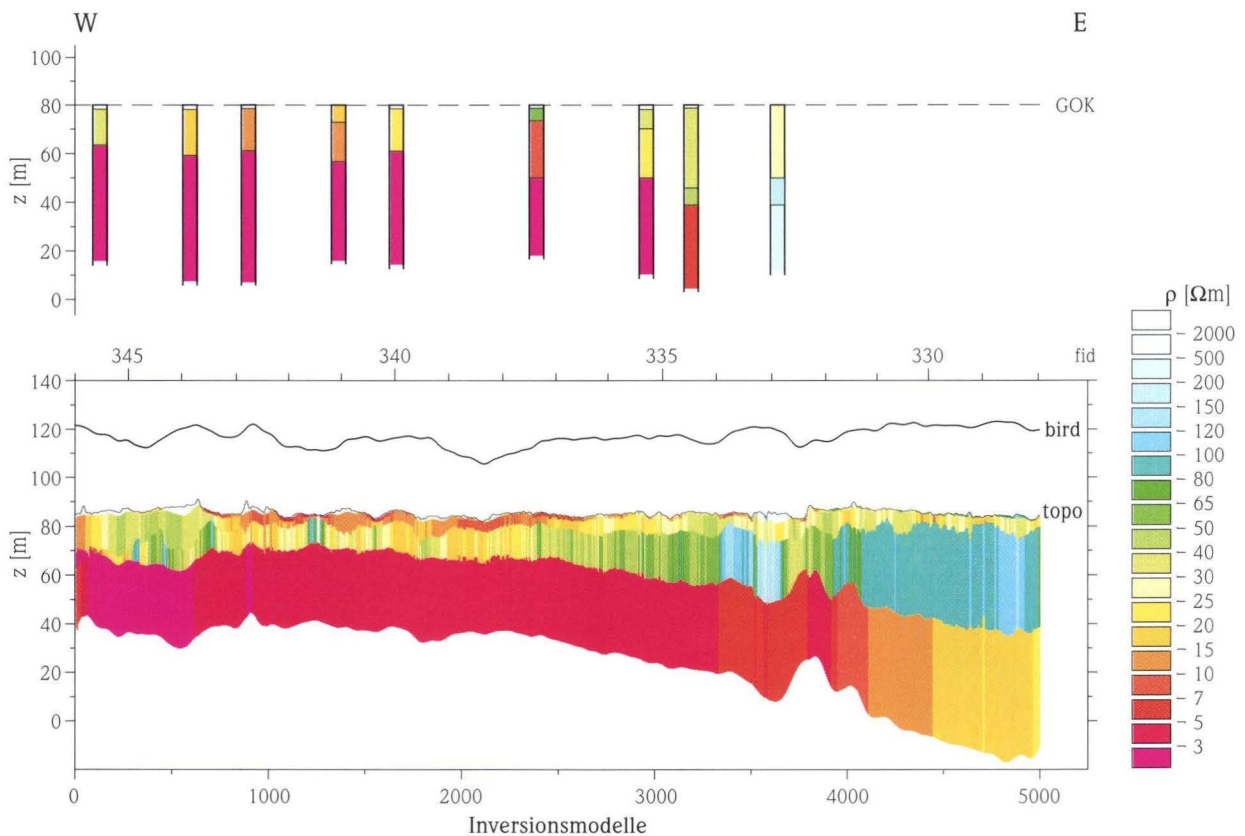


Abb. 9. Vergleich von Gleichstromsondierungen auf einem W–E-Profil (oben) mit 4-Schicht-Inversion der AEM von W-E-Profil 7.9 (unten); Widerstände jeweils in Ωm .

6. Folgerungen

Sowohl die Gleichstromgeoelektrik als auch die Aeroelektromagnetik sind zur Grundwassererkundung prinzipiell gut geeignet. Im Fall des untersuchten Porengrundwasserleiters ist die Übereinstimmung der Ergebnisse beider Verfahren als hervorragend zu bezeichnen. Es bietet sich an, eine Grundwassererkundung zunächst mit einer Übersichtsbefliegung zu beginnen. So können nicht nur große Areale in kurzer Zeit untersucht, sondern auch kritische Gebiete ausgewiesen und eingegrenzt wer-

den, die anschließend zur Kontrolle einer zeitlichen Veränderung, z.B. durch einige wenige geoelektrische Sondierungen am Boden zu bestimmten Wiederholungszeiten ergänzt werden können.

Man wird je nach den geländebedingten Voraussetzungen von Fall zu Fall entscheiden müssen, ob eine Befliegung wirtschaftlich zu rechtfertigen ist, um rasch und anschaulich einen Überblick über die elektrische Leitfähigkeitsverteilung zu erhalten.

7. Schriftenverzeichnis

- Archie, G.E. (1942): The electrical resistivity logs as an aid in determining some reservoir characteristics. – *Trans. A.I.M.E.* **146**: 54–62.
- Koefoed, O. (1979): *Geosounding Principles 1* (Methods in geochemistry and geophysics; 14A) – Elsevier, 276 S.; Amsterdam.
- Repsold, H. (1990): Geoelektrische Untersuchungen zur Bestimmung der Süßwasser-/Salzwasser-Grenze im Gebiet zwischen Cuxhaven und Stade. – *Geol. Jb.*, **C56**: 3–37, 22 Abb., 1 Taf., 6 Taf.; Hannover.
- Schmitt, M. (1992): Ursache und Ablauf der Versalzung der oberen Grundwasserleiter im nördlichen Oberrheingraben. – Dissertation, 220 S.; TH Darmstadt.
- Schmitt, O. & Steuer, A. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 6016 Groß-Gerau. – 2. Aufl., 202 S., 13 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- Sengpiel, K.-P. (1997): *Aerogeophysik / Hubschrauber-geophysik*. – In: Knödel, K., Lange, G. & Krummel, H. (Hrsg.): *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten*, Bd. 3, *Geophysik*, 749–788; Springer Verlag, Heidelberg.
- Sengpiel, K.-P. & Fluche, B. (1992): Application of airborne electromagnetics to Groundwater investigations in Pakistan. – *Z. dt. geol. Ges.*, **143**: 254–261; Hannover.
- Sengpiel, K.-P., Siemon, B., Pielawa, J., Röttger, B. & Voß, W. (1996): *Aerogeophysikalische Messungen im Gebiet Werratal (Vacha–Bad Salzungen)*, 1995; Technischer Bericht mit Interpretation ausgewählter Ergebnisse. – BGR Archiv-Nr. 114035; Hannover.
- Sengpiel, K.-P. & Siemon, B. (1997): *Hubschrauber-geoelektromagnetik zur Grundwassererkundung in der Namib-Wüste / Namibia*. – *Z. angew. Geol.*, **44,3**: 130–136; Hannover.
- Sengpiel, K.-P. & Siemon, B. (1998): Examples of 1-D inversion of multifrequency AEM data from 3-D resistivity distributions. – *Exploration Geophysics*, **29**: 133–141.
- Sengpiel, K.-P. & Siemon, B. (2000): Advanced inversion methods for airborne electromagnetic exploration. – *Geophysics*, **65**: 1983–1992.
- Siemon, B., Stuntebeck, C., Sengpiel, K.-P., Röttger, B. & Rehli, H.-J. (2000): Was bringt eine aerogeophysikalische Altlastenerkundung mit dem Hubschrauber-Messsystem der BGR ? – In: 6. DGG-Seminar „Umweltgeophysik“, Sonderband **V/2000**: 52–69, Hrsg. R. Kirsch, i.A. der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V.
- Siemon, B. (2001): New and improved resistivity-depth profiles for helicopter electromagnetic data. – *J. Appl. Geophys.*, **46**: 65–76.
- Siemon, B., Jordan, H., Sengpiel, K.-P., & Voß, W. (2001a): Einsatz der Aeroelektromagnetik zur geologischen Kartierung. – In: *Protokoll über das 18. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“*, Altenberg: 60–69, Hrsg. A. Hördt & J. Stoll.
- Siemon, B., Sengpiel, K.-P., Rehli, H.-J., Röttger, B. & Eberle, D.G. (2001b): Identification of salt-water intrusions and coastal aquifers using the BGR helicopter-borne geophysical system. – In: *Proceedings of SWICA-M³*; Essaouira, Morocco.

Manuskript eingegangen am 28. 02. 2001, angenommen am 05. 03. 2001

Otto Schmitt †



Am 12. Januar 2000 verstarb nach kurzer Krankheit der Leitende Geologiedirektor a.D. Dr. Otto Laurin Schmitt, lange Jahre Hydrogeologe und zuletzt Abteilungsleiter am Hessischen Landesamt für Bodenforschung.

Die Überführung der mehr als fünfzig Jahre selbstständigen oberen Landesbehörde in eine Abteilung des neu organisierten Landesamtes für Umwelt und Geologie mußte er nicht mehr miterleben. Den Weg dorthin hat er aber mit Anteilnahme verfolgt. Er hat ihn noch schmerzlich berührt.

Otto Laurin Schmitt kam am 21.02.1919 als Sohn eines altingesessenen Buchdruckers in Frankfurt am Main zur Welt. In Frankfurt besuchte er auch von 1925 bis 1929 die Grundschule und bis zur Mittleren Reife 1935 die Adlerflychtschule (Oberrealschule). Anschließend ließ er sich bis 1939 im elterlichen Betrieb zum Schriftsetzer- und Buchdruckergesellen ausbilden. Parallel zu dieser Ausbildung bereitete er sich auf die Reifepfprüfung vor, die er im März 1939 ablegte. Nach 9 Monaten Arbeitsdienst mußte er von Oktober 1940 bis zu einer schweren Verwundung im Jahr 1942 in einer Panzerabwehrabteilung an der Ostfront zuletzt als Obergefreiter kämpfen. Mit der Verwundung verlor er die Beweglichkeit seines rechten Armes und

konnte damit weder weiterhin Kriegsdienst leisten noch in seinem erlernten Beruf als Schriftsetzer arbeiten.

Schon in der Jugend hatte er zusammen mit seinem Bruder Paul (er wurde als Flieger im Krieg abgeschossen) zahlreiche Reisen unternommen, um „Landschaften“ kennen zu lernen. Höhepunkte waren eine Reise nach Norwegen und eine weitere mit dem Fahrrad (!) nach Finnland. Schon hier zeigte sich sein lebhaftes Interesse an geologischen und geomorphologischen Zusammenhängen.

Die Schulferien verbrachte er meist bei seinen Verwandten in Münster bei Dieburg und auf Ausflügen im Odenwald. Dieses Domizil nahm auch ihn in die drangvolle Enge auf, die entstand, als die väterliche Druckerei und das Wohnhaus in Frankfurt durch Bomben zerstört worden waren.

Nach seiner Entlassung aus dem Lazarett in Wien nahm er 1942 das Studium der Naturwissenschaften an der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt am Main auf. Zunächst dachte er wohl an den Lehrberuf. Noch einmal musste er für fünf Monate kurz vor Ende des Krieges an die Front. Dann aber konzentrierte er sich auf die Fächer Geographie und Geologie. Im Jahr 1951 promovierte er mit der Dissertation „Untersuchungen über Bodenzerstörungen im Rhein-Main-Gebiet“ zum Dr. rer.nat. Im April 1952 bestand er nach einer Diplombartierung in der Eifel die Prüfung zum Diplomgeologen. Seine akademischen Lehrer waren in den Hauptfächern Geographie H. Lehmann, W. Behrmann und W. Hartke, und Geologie R. Richter, F. Michels und G. Solle. Rund ein Jahr arbeitete er als wissenschaftlicher Assistent am Geographischen Institut der Universität Frankfurt.

Im August 1953 konnte er die durch den tragischen Tod von H. Pinkow frei gewordene Stelle im Hessischen Landesamt für Bodenforschung besetzen und kam in die Abt. V Hydrogeologie des erst 1946 neu gegründeten Landesamtes, die vom damaligen Amtsleiter F. Michels und seinem Stellvertreter F. Nöring geleitet wurde.

1958 wurde er zum Regierungsgeologen zur Anstellung, 1960 zum Regierungsgeologen auf Lebenszeit ernannt, 1965 zum Oberregierungsgeologen befördert. 1973 folgte die Beförderung zum Geologiedirektor und Ernennung zum Abteilungsleiter Hydrogeologie als Nachfolger von Georg Matthes, der die Universitäts-Laufbahn eingeschlagen hatte und nach Kiel berufen worden war. 1979 erlebte er schließlich noch die Beförderung zum Leitenden Geologiedirektor. Am 31.10.1981 wurde er in den Ruhestand versetzt.

Otto Schmitt war ein immer an wissenschaftlichen Ergebnissen interessierter, eher kameradschaftlicher als autoritärer Kollege und Vorgesetzter, und blieb das auch, als er in höhere Positionen gelangte. Südhessen, insbesondere der Odenwald war sein Zuhause, hier war er weithin bekannt und fühlte sich wohl. Kurzzeitige Abordnungen in andere hessische Landesteile bewogen ihn stets, alles daran zu setzen, um wieder nach Südhessen zurückzukehren.

Er war in erster Linie Praktiker. Die Ergebnisse seiner Dissertation sind in einer größeren Arbeit veröffentlicht worden. Später ließ er sich gelegentlich überreden, seine immensen Erfahrungen in kleinen Aufsätzen zu Papier zu bringen, oft mit anderen Autoren, wie z.B. mit A. Semmel über den Aufbau der Bergsträßer Diluvialterrasse oder über Erfahrungen mit Bohrbrunnen im Bereich von Quellen (s.u.). Öfters hat er auch in Vorträgen von seinen Erfahrungen berichtet.

Hydrogeologisches Wissen übermittelte ihm vor allem der schon pensionierte Leiter der ehemaligen Außenstelle Darmstadt, Otto Burre. In dieser Phase des Aufbaus einer „Amts-Hydrogeologie“ unter der ehrgeizigen Führung von F. Nöring habe ich Otto Schmitt in Verhandlungen auf zahllosen Ortsterminen, an Bohrstellen und oft bis in die Nacht gehenden Ortsterminen in Südhessen und in seinem Odenwald kennen und schätzen gelernt. Dabei hat er in der Regel seine Auffassung in

liebenswürdiger, aber auch hartnäckiger Weise durchgesetzt und vor allem stets mutig Partei für die ihm anvertrauten jungen Mitarbeiter ergriffen, wenn diese von „oben“ unter Druck gerieten.

Otto Schmitt war Mitglied in mehreren wissenschaftlichen Gesellschaften, so bei der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, der Deutschen Geologischen Gesellschaft und im Oberrheinischen Geologischen Verein.

Otto Schmitt war zweimal verheiratet und hatte aus beiden Ehen zusammen drei eigene Kinder. Zwei weitere hatte seine zweite Frau mit in die Ehe gebracht. Ihnen und später seinen Enkeln galt seine ganze Liebe. Sie mögen ihm bei den oft heftigen Stürmen im Amt den notwendigen Rückhalt gegeben haben.

Die, die ihn kannten, werden ihm noch lange über seinen Tod hinaus ein gutes Andenken bewahren.

Witigo Stengel-Rutkowski

Veröffentlichungen von Otto Schmitt

- Schmitt, O. (1951): Untersuchungen über Bodenzerstörung im Rhein-Main-Gebiet. – Dissertation, Universität Frankfurt a.M.
- Schmitt, O. (1952): Grundlagen und Verbreitung der Bodenzerstörung im Rhein-Main-Gebiet mit einer Untersuchung über Bodenzerstörung durch Starkregen im Vorspessart. – Rhein-Main-Forsch., **33**: 130 S., 72 Abb., 1 Taf., Frankfurt a.M.
- Schmitt, O. (1954): Bodenerosion durch Regen und Schmelzwasser im Rhein-Main-Gebiet. – Natur und Volk, **84**: 69–78, 10 Abb.; Frankfurt a.M.
- Schmitt, O. (1955): Die Darmstädter Flugsande und Dünenande. – Aufschluß, **Sonderheft 2**: 82–86; Roßdorf b. Darmstadt.
- Schmitt, O. (1955): Zur Kartierung und quantitativen Erfassung von Abspül Schäden durch Bodenerosion. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 246–256, 3 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- Schmitt, O. (1957): Die Sedimentschichtfolge. Quartär: Pleistozän und Holozän. – Die kristallinen Gesteine im Vorspessart und im nördlichen Odenwald. – In: Udluft, H.: Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500 000, Bl. Frankfurt, Erläuterungen: 25–27, 29–30; Remagen.
- Schmitt, O. & Udluft, H. (1957): Die Sedimentschichtfolge. Tertiär. – In: Udluft, H.: Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500 000, Bl. Frankfurt, Erläuterungen: 24–25; Remagen.
- Schmitt, O. (1958): Die natürliche Landschaft. 1. Die geologischen, hydrologischen, lagerstättenkundlichen und bodenkundlichen Verhältnisse. – In: Die Struktur des Landkreises Offenbach: 9–16; Offenbach a.M.
- Schmitt, O. (1961): Der geologische Untergrund. – In: Nahgang, K.: Stadt und Landkreis Offenbach a.M. Atlas für Siedlungskunde, Verkehr, Verwaltung, Wirtschaft und Kultur. Siedlungsgrundlagen, **I**, 6/6; Frankfurt a.M. (Kramer).
- Matthess, G. & Schmitt, O. (1964): Geologie. – In: Der Hessische Minister für Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft [Hrsg.]: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Weschnitz: 16–17, 1 Kte.; Wiesbaden.
- Matthess, G. & Schmitt, O. (1964): Morphologie und Gefällskurve des Weschnitzlaufes. – In: Der Hessische Minister für Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft [Hrsg.]: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Weschnitz: 18, 1 Abb.; Wiesbaden.
- Matthess, G. & Schmitt, O. (1964): Lagerstätten. – In: Der Hessische Minister für Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft [Hrsg.]: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Weschnitz: 18–19, 1 Kte.; Wiesbaden.
- Matthess, G. & Schmitt, O. (1964): Hydrogeologische Übersicht. – In: Der Hessische Minister für Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft [Hrsg.]: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Weschnitz: Kte. 26, Tab. 33; Wiesbaden.
- Matthess, G. & Schmitt, O. (1964): Grundwasserbeschaffenheit. – In: Der Hessische Minister für Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft [Hrsg.]: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Weschnitz: 65–66, 1 Kte.; Wiesbaden.
- Matthess, G. & Schmitt, O. (1964): Die Eignung der Gewässerstrecken für den Bau von Talsperren und Hochwasserrückhaltebecken. – In: Der Hessische Minister für Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft [Hrsg.]: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Weschnitz: 89, 1 Abb.; Wiesbaden.
- Buschner, R., Matthess, G. & Schmitt, O. (1964): Karte Grundwasserhöhengleichen am 11.11.1957 und Karte Flurabstandsgleichen der Grundwasserstände am 11.11.1957. – In: Der Hessische Minister für Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft [Hrsg.]: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Weschnitz: Kte. 23 und 24; Wiesbaden.
- Findeisen, H.-K., Matthess, G. & Schmitt, O. (1964): Karte Quellen und Quellschüttungsmeßstellen. – In: Der Hessische Minister für Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft [Hrsg.]: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Weschnitz: Kte. 25; Wiesbaden.
- Schmitt, O. (1966): In: Thews, J.D. et al.: Übersichtskarte der Grundwasserbeschaffenheit in Hessen 1:300 000; Hess. L.-Amt Bodenf.; Wiesbaden.
- Matthess, G. & Schmitt, O. (1967): Ein Färbeversuch im Buntsandstein des Odenwaldes. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **1966/67**: 227–230; Graz.
- Schmitt, O. (1967): Kiesgrube Wissler, Gemeindebezirk Mainflingen. – Nachr. Naturwiss. Museum Aschaffenburg, **74**: 99–105, 1 Abb.; Aschaffenburg.
- Schmitt, O. (1966/67): Über pleistozäne Ablagerungen am Rand des Odenwaldes. – Z. dt. geol. Ges., **116**(1964): 987–989; Hannover.
- Schmitt, O. (1967): Zur Erschließung von Grundwasser durch Bohrbrunnen im Bereich von Quellen. – Mém. I. A. H. Réunion 1965, **7**: 319–322; Hannover.
- Schmitt, O. & Semmel, A. (1971): Zum Aufbau der Bergsträßer Diluvialterrasse südlich Bensheim. – Notizbl. hess. L.-Amt. Bodenforsch., **99**: 232–239, 4 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- Steuer, A., ergänzt von Schmitt, O. & Sonne, V. (1974): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 6016 Groß-Gerau, 2. überarb. Auflage; Wiesbaden.
- Schmitt, O. & Steuer, A., mit Beiträgen von Anderle, H.-J. et al. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 6016 Groß-Gerau, 2. erg. Aufl., 202 S., 13 Abb., 5 Tab., 3 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.

- Schmitt, O. (1974): Die morphologischen, geologischen, bodenkundlichen, hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse im Hinblick auf den Bau von Beregnungsbrunnen südlich des Mains. – Information über die Arbeit des Beregnungs- und Bodenverbandes Rhein-Main: 3 S., 5 + 2 Kte.; Darmstadt.
- Schmitt, O. (1974): Zum Verlauf der westlichen Randverwerfung des zentralen Oberrheingrabens zwischen dem Rhein südlich Nackenheim und dem Main bei Rüsselsheim sowie über eine Grundwasserkaskade und Bauschäden im Bereich dieser Störungszone. – Approaches to Taphrogenesis (Inter. Union Commiss. Geodynamics Sci. Rep. 8), 254–260, 2 Abb.; Stuttgart.
- Schmitt, O. (1977): Geologie. – In: Verbesserung der Umweltverhältnisse am Rhein, T. I: Sanierung der Altrheine. – Hess. Min. Landwirtschaft u. Umwelt [Hrsg.]; Wiesbaden.
- Schmitt, O. (1980): Messel oil-shape pit near Darmstadt (especially with regard to the rubbish disposal area planned there). – In: Lüttig, G.W.: General geology of the Federal Republic of Germany, with two excursions to industrial mineral rocks and environmental research, 78–80, 1 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Schmitt, O. (1980): Schlagbohrverfahren. – In: Erfahrungen mit klassischen und modernen Bohrmethoden bei der Erschließung von Grundwasser. – Geol. Jb., **C 25**: 22-33, 3 Tab.; Hannover.

Seite 107

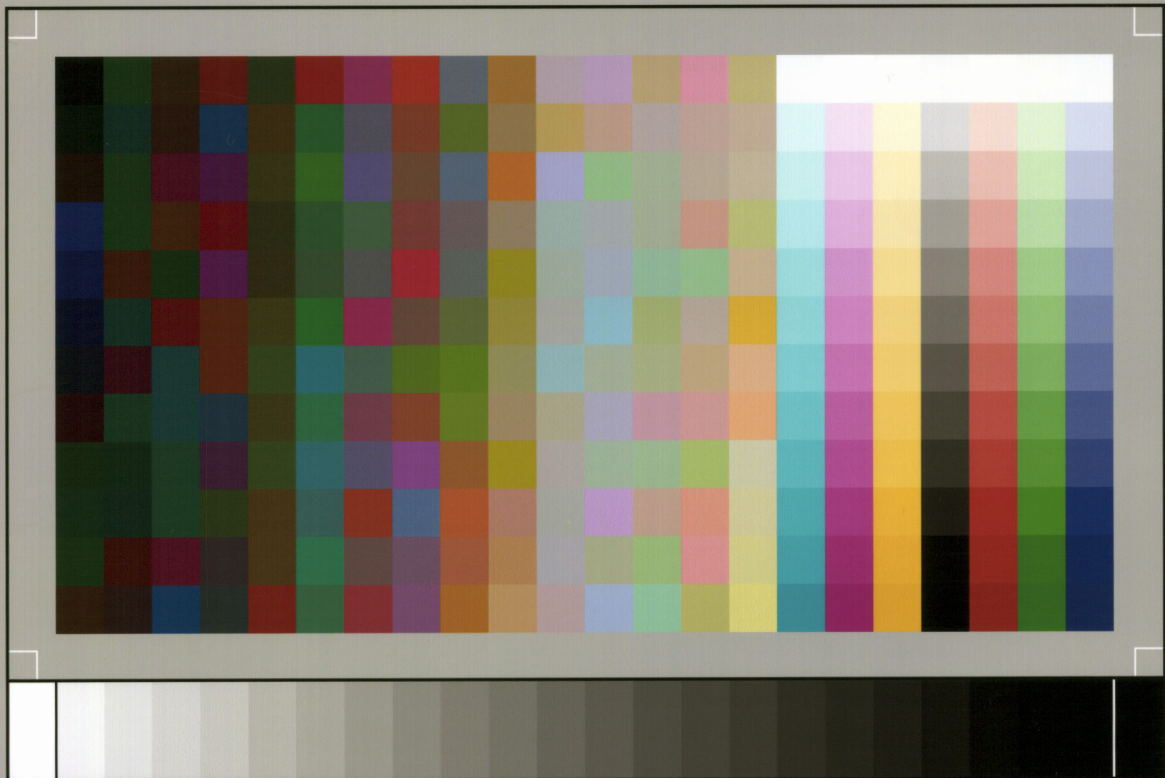
A. Semmel:
Zum oberflächennahen
Untergrund entlang der
ICE-Trasse Köln/Rhein-
Main im Taunusvorland

Seite 115

B. Siemon, R. Blum,
W. Pöschl & W. Voß:
Aeroelektromagnetische
und gleichstromgeoelek-
trische Erkundung eines
Salzwasservorkommens im
Hessischen Ried

Seite 127

W. Stengel-Rutkowski:
Nachruf Otto Schmitt



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0