

1/2
2009

Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge



	INHALT	CONTENTS	Seite
THOMAS HÖDING, MICHAEL GÖTHEL & WERNER STACKE- BRANDT	Geologische Möglichkeiten für die CO ₂ -Speicherung in Brandenburg	Geological opportunities for underground storage of CO ₂ in Brandenburg (Germany)	1-18
JULIANE BRANDES & KARSTEN OBST	Isobathenkarte für den Aquifer- komplex Mittlerer Buntsandstein in NE-Deutschland	Isobathic map of the Middle Buntsandstein aquifer complex in NE Germany	19-28
WOLFGANG ZWENGER	Die lithostratigraphische Gliederung des Unteren Muschelkalks von Rüdersdorf bei Berlin (Mittlere Trias, Anisian)	Lithostratigraphy of Lower Muschelkalk of Ruedersdorf near Berlin (Middle Triassic, Anisian)	29-53
FRIEDRICH-MAN- FRED WIEGANK	Schmelzwasserrinne und Hochflutal – die Pritzerber Laake	Meltwater channel and high flood valley – the „Pritzerber Laake“	55-61

FORTSETZUNG S. 111

Titelbild:

Mit pleistozänen Schmelzwassersedimenten gefüllte Dehnungsstruktur an der SW-Flanke des Kauscher Grabens – ein Beleg für neotektonische Bewegungen im Tagebau Welzow-Süd (s. Beitrag KÜHNER).

Foto: N. Hermsdorf

Herausgeber: © Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Präsident: Dr.-Ing. Klaus Freytag
Inselstr. 26, 03046 Cottbus
Telefon: (0355) 48640-0, Telefax: (0355) 48640-510, e-mail: lbgr@lbgr-brandenburg.de, Internet: www.lbgr.brandenburg.de

Schriftleitung: Dr. Werner Stackebrandt

Redaktionsbeirat: Dr. Werner Stackebrandt, Dr. habil. Fritz Brose, Dr. Volker Manhenke, Dr. Peter Nestler,
Prof. Dr. habil. Joachim Tiedemann, Dr. Hans Ulrich Thieke, Dipl.-Geol. Lothar Lippstreu

Redaktion: Dr. Jaqueline Strahl, Dipl.-Geophysn. Anneliese Andreae
Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow
Tel. (033203) 36647, Fax (033203) 36702, e-mail: lbgr@lbgr-brandenburg.de, http://www.lbgr.brandenburg.de

Hinweise zur Abfassung der Manuskripte sind auf der 3. Umschlagseite des Heftes angegeben.
Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich.

Layout und Satz: A. Andreae

Erscheinungsweise: Die Schriftenreihe erscheint jährlich mit 1 bis 2 Heften. Gebühr für dieses Heft: 12,00 €

Druck: Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg, Potsdam

Printed in Germany
ISSN 0947-1995

**Beiträge zur
Geologie und den Geopotenzialen
des tieferen Untergrunds
von Brandenburg
und benachbarten Regionen
einschließlich zum Einlagerungspotenzial für CO₂
zur quartären Landschaftsgenese
und Entwicklung von Paläoböden
sowie zu Hangrutschen
und zur jungen Tektonik**

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	16 (2009), 1/2	S. 1-18	7 Abb., 45 Lit.
------------------------------	---------	----------------	---------	-----------------

Geologische Möglichkeiten für die CO₂-Speicherung in Brandenburg

Geological opportunities for underground storage of CO₂ in Brandenburg (Germany)

THOMAS HÖDING, MICHAEL GÖTHEL & WERNER STACKEBRANDT

1. Einleitung

Die Diskussion um Ursachen und Konsequenzen des Klimawandels hat in den letzten Jahren verstärkt zur Untersuchung der Rolle des durch die Tätigkeit des Menschen freigesetzten Kohlendioxids (CO₂) in diesem Prozess geführt. Unstrittig ist heute, dass die erhöhte CO₂-Konzentration in der Erdatmosphäre die Erwärmung der Erdoberfläche und damit den Treibhauseffekt beschleunigt. Es ist daher notwendig, die globalen CO₂-Emissionen noch in diesem Jahrhundert substantiell zu senken. Diese Aufgabe stellt sich auch ganz konkret für das Land Brandenburg. Die auf der Nutzung der heimischen Braunkohle basierende Stromerzeugung ist einerseits mit beträchtlichen CO₂-Emissionen verbunden, andererseits bekennt sich die Landesregierung aufgrund der großen Wertschöpfungsmöglichkeiten aus heimischen Rohstoffen sowie der strukturellen und arbeitsmarktpolitischen Bedeutung für das Land eindeutig zu diesem Industriezweig.

Aus diesem Zusammenhang heraus kann die Entwicklung und Einführung der CCS-Technologie ein wichtiger Baustein für die Erreichung der politisch formulierten Klimaziele wie auch für die künftige breite Akzeptanz der Stromerzeugung aus brandenburgischer Braunkohle darstellen. CCS steht für „carbon dioxide capture and storage“, das heißt für die Abtrennung des CO₂ aus den Verbrennungsgasen von Kraftwerken und seine nachfolgende Einlagerung in geologische Formationen und Strukturen. Die Anwendung dieser Technologie eröffnet die sonst eher seltene Möglichkeit, weiteres Wirtschaftswachstum von stetig steigenden CO₂-Emissionen zu entkoppeln.

Im folgenden Beitrag werden die aufgrund des strukturellen Baus des tieferen Untergrundes im Land Brandenburg vorhandenen Möglichkeiten einer CO₂-Speicherung dargestellt und es wird auf aktuelle Entwicklungen verwiesen.

2. Gesetzliches Regelwerk zur CO₂-Speicherung

Der Vorschlag der Kommission für eine CCS-Richtlinie vom 23.01.2008 wurde durch das Europäische Parlament

am 17.12.2008 sowie den Rat der Europäischen Union am 06.04.2009 angenommen. Mit der Richtlinie wird auf europäischer Ebene ein Rechtsrahmen für die umweltverträgliche geologische Speicherung von CO₂ als Beitrag zur Bekämpfung des Klimawandels und zum Zwecke der Vermeidung negativer Auswirkungen und Risiken für die Umwelt und die menschliche Gesundheit geschaffen (EU-RL 2008).

Die Richtlinie regelt u. a. den territorialen Geltungsbereich, enthält Begriffsbestimmungen und nennt in Anhang I zu untersuchende Kriterien für die Feststellung der Tauglichkeit geologischer Formationen als Speicher. Genehmigungsanträge für Speicher, die nach Feststellung einer Speichertauglichkeit sowie nach Vorlage umfangreicher Pläne zu Betrieb, Überwachung, Korrekturmaßnahmen und Nachsorge zulassungsreif sind, sowie Entwürfe von Speichergenehmigungen, sind der EU-Kommission zuvor zum Zwecke der Abgabe einer Stellungnahme einzureichen.

Die Richtlinie bestimmt den Übergang aller rechtlichen Verpflichtungen nach regulärer Schließung eines Speichers vom Betreiber an die jeweils zuständige Behörde, sofern eine Mindestfrist (gemäß der Richtlinie in der Regel 20 Jahre) verstrichen ist und der Betreiber langfristig die Stabilität und Sicherheit der Speicherstätte nachweist.

Weitere wichtige Forderungen der EU-Richtlinie bestehen u. a. im Nachweis finanzieller Sicherheiten durch potentielle Betreiber (Art. 19), die Benennung bzw. Schaffung einer oder mehrerer zuständiger Behörden, die für die Aufgaben im Rahmen der Richtlinie zuständig sind (Art. 23) und die Schaffung eines Registers aller erteilten Speichergenehmigungen sowie aller geschlossenen Speicherstätten.

Die Richtlinie gilt nicht für die geologische Speicherung von CO₂ zu Forschungszwecken mit einem geplanten Gesamtspeichervolumen von weniger als 100 kt.

Im Standpunkt des Europäischen Parlaments zur CCS-Richtlinie wird auf die Stellung der CCS-Technologie innerhalb eines geplanten Maßnahmenpaketes zur Begrenzung des globalen Klimawandels verwiesen (DAVIES 2008).

Die Abscheidung und geologische Speicherung von CO₂ wird dabei als Brückentechnologie eingestuft, die zur Abschwächung des Klimawandels beitragen soll. Sie soll ausdrücklich nicht dazu führen, dass Bemühungen zur För-

derung von Energiesparmaßnahmen, von erneuerbaren Energien und von anderen sicheren und nachhaltigen kohlenstoffarmen Technologien verringert werden.

Im Standpunkt des Parlaments werden vorläufige Schätzungen benannt, die die Unterstützung der CCS-Technologie durch private, nationale und europäische Akteure vorausgesetzt, eine Speicherung von 7 Mio t CO₂ bis 2020 und bis zu 160 Mio t CO₂ bis zum Jahre 2030 für möglich halten. Hinter diesen Zahlen steht die Einschätzung, dass die CCS-Technologie etwa ab dem Jahr 2020 in großtechnischem Maßstab einsatzfähig sein kann (IZ KLIMA 2008).

Hervorgehoben werden soll im Hinblick auf die weiter unten dargestellten Aktivitäten im Land Brandenburg die Empfehlung für die Mitgliedsstaaten, die in ihrem jeweiligen Hoheitsgebiet verfügbaren Speicherkapazitäten zu bewerten.

Zur Einführung der CCS-Technologie in Deutschland und damit auch im Land Brandenburg ist nunmehr die Umsetzung der EU-Richtlinie in nationales Recht und die Benennung der in Deutschland bzw. in den einzelnen Bundesländern zuständigen Behörde(n) notwendig. Zum Zeitpunkt des Redaktionsschlusses, dem die vorliegende Publikation unterlag, war die Umsetzung in nationales Recht der Bundesrepublik Deutschland noch nicht abgeschlossen. Der im Bundeskabinett gebilligte Entwurf eines Speichergesetzes erfordert die Zustimmung durch Bundestag und Bundesrat. Darüber hinaus sind Zuständigkeitsregelungen auf der Länderebene zu schaffen. Über die sich hieraus ergebenden Konsequenzen für das Land Brandenburg wird in einem künftigen Beitrag zu diskutieren sein.

Unabhängig von den Gesetzesinitiativen auf allen Ebenen existieren derzeit eine Reihe von Forschungsprojekten und Antragsaktivitäten in Richtung auf CO₂-Speicherung auch im Land Brandenburg (vgl. Pkt. 4), die insbesondere unter Anwendung der Regelungen des Bundesberggesetzes bereits zugelassen wurden oder zu denen die bergrechtlichen Verfahren derzeit anhängig sind.

3. Speichermöglichkeiten im geologischen Untergrund

3.1 Potenziell geeignete Strukturen und Speicherhorizonte

Die vorliegende Arbeit übergeht die beiden ersten Schritte der CCS-Technologie, die Abscheidung des CO₂ und seinen Transport zu einer Speicherstätte und ist auf den dritten Schritt, die Möglichkeiten der Speicherung in geeigneten Horizonten des tieferen Untergrunds, fokussiert. Nur unter der Voraussetzung einer sicheren und dauerhaften Speicherung des CO₂ kann die CCS-Technologie überhaupt ihren Beitrag zum Klimaschutz leisten. Dies setzt neben der Identifizierung von Speichergesteinen, der Formulierung von Konditionen und der umfassenden geologischen Erkundung sowohl der eigentlichen Speicherhorizonte als auch der diese abdeckenden Schichtenfolgen eine Reihe von Untersuchungen zur Wechselwirkung zwischen den Speichergesteinen samt den sie erfüllenden Medien und dem CO₂ voraus.

Die Rahmenbedingungen zur Bestimmung der Eignung geologischer Schichtenfolgen zur CO₂-Speicherung werden in den Fachgremien zurzeit intensiv diskutiert.

Um ein gegebenes unterirdisches Speichervolumen effektiv ausnutzen zu können, verbietet sich die Speicherung von CO₂ in seiner gasförmigen Phase, es wird daher im sogenannten überkritischen Aggregatzustand injiziert. Da die Phasentübergänge von reinem CO₂ druckabhängig sind, muss es, um den stark volumenverringerten überkritischen Zustand beizubehalten, in Gesteine in mindestens 800 m Tiefe verbracht werden. Erst hier ist der Druck der überlagernden Gesteinsmassen ausreichend, den überkritischen Zustand langfristig stabil zu halten. „Verunreinigungen“ des CO₂, wie sie nach einer großtechnischen Abtrennung im Kraftwerksbetrieb zu erwarten sind, lassen die Mindestteufenanforderung für eine reale Speicherung auf wahrscheinlich ca. 1000 m ansteigen. In der vorliegenden Arbeit wird durchgängig auf die in den derzeitigen Initiativen und Projekten zumeist angeführte Mindestteufe von 800 m Bezug genommen.

Neben dieser eigentlichen Speicherformation muss in deren Hangendem mindestens eine abdeckende Gesteinsbarriere vorhanden sein, die undurchlässig für Gase und Flüssigkeiten ist. Die bisherigen Konzepte in Brandenburg gehen darüber hinaus vom Vorhandensein gleich mehrerer abdichtender Schichten in unterschiedlichen Teufenbereichen aus (vgl. 3.2).

Über dem ersten Abdeckhorizont sollte ein Indikatorhorizont benannt und mit Messgeräten ausgestattet werden, die eventuelle Leckagen so frühzeitig anzeigen, dass noch vor einem Austritt von CO₂ an der Oberfläche technische Maßnahmen zur Verhinderung dieses eingeleitet werden können.

Ein weiteres relevantes Kriterium für die Ausweisung eines geologischen Speichers ist die weitgehende Freiheit des Deckgebirges von bruchtektonischen Störungen, die dem gespeicherten CO₂ Wegsamkeiten in Richtung Erdoberfläche (Druckgefälle) ermöglichen könnten. Dies stellt gerade im Bereich der Mitteleuropäischen Senke und damit auch in Brandenburg ein sehr ambitioniertes Kriterium dar, da die episodenhaft verstärkten und langanhaltenden Senkungsbebewegungen wie auch die gravitationsbedingten Bewegungen des Salinars ein reiches tektonisches Inventar evozierten. Dieser Umstand erfordert demzufolge bei der geologischen Erkundung von Speicherstrukturen den Nachweis der Dichtigkeit auch in Bereichen, die von Bruchstörungen durchzogen sind, z. B. durch Verheilung dieser durch Salz oder Ton.

Generell werden derzeit international drei Hauptrichtungen der Erfassung, Erforschung und Bewertung von geologischen Speichermöglichkeiten für CO₂ verfolgt:

- die Speicherung von CO₂ in ausgeförderten Öl- und Gaslagerstätten
- die Speicherung von CO₂ in tiefen, nach dem derzeitigen Stand der Technik nicht gewinnbaren Kohleflözen und
- die Speicherung von CO₂ in tiefe, mineralisiertes Schichtwasser führenden Aquiferen (in der Literatur oft auch als saline bzw. salinare Aquifere bezeichnet),

vgl. dazu beispielsweise MAY et al. (2003), IPCC (2005), BMWI (2007) und KNOPF (2007).

Die Injektionen von CO₂ in fördernde Öl- und Gaslagerstätten mit dem Ziel der Steigerung des Ausbringens von Kohlenwasserstoffen (Enhanced gas and oil recovery) stellen ein Übergangsszenario dar, in dem die Steigerung der Kohlenwasserstoffproduktion in Lagerstätten während eines

Das geologische Inventar betreffend, sind im Land Brandenburg alle drei der oben genannten Speicheroptionen potenziell möglich. Ihre Realisierungschancen werden nachfolgend kurz diskutiert.

Durch die intensive Exploration auf Kohlenwasserstoffe auf dem Gebiet des Landes Brandenburg, die insbesondere

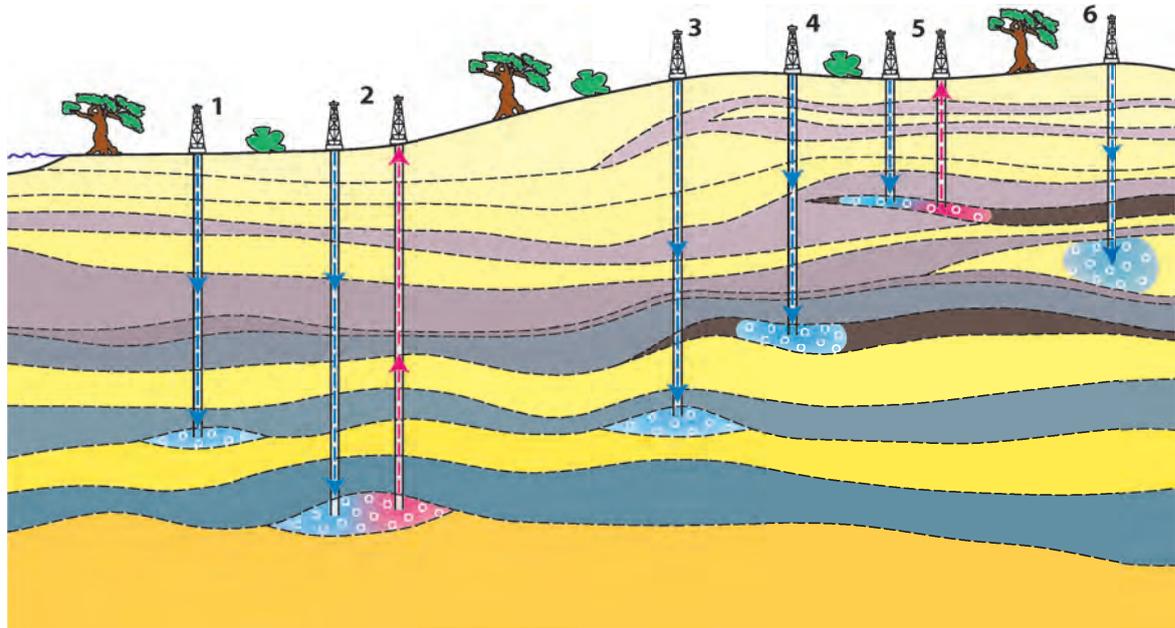


Abb. 1

Optionen für die CO₂-Speicherung in tiefliegenden geologischen Formationen (verändert, nach Cook 1999 und IPCC 2005)

1 – mineralisierte Schichtwasser führende Aquifere („saline Aquifere“); 2 – Steigerung der Öl- und Gasförderung durch CO₂-Injektion; 3 – ausgeförderte Öl- und Gaslagerstätten; 4 – Speicherung in tiefen, derzeit nicht gewinnbaren Kohlenflözen; 5 – Methangewinnung („Kohlengas“) über CO₂-Injektion in Kohlenflöze; 6 – Speicherung in weiteren geeigneten Gesteinsformationen (Ölschiefer, klüftige Basalte o. ä.)

Fig. 1

Geological storage options for CO₂ (modified, after Cook 1999 and IPCC 2005)

1 – deep unused saline water-saturated reservoir rocks; 2 – use of CO₂ in enhanced oil recovery; 3 – depleted oil and gas reservoirs; 4 – deep unmineable coal seams; 5 – use of CO₂ in enhanced coal bed methane recovery; 6 – other suggested options (basalts, oil shales, cavities)

späten Produktionsstadiums mit dem klimapolitischen Ziel der CO₂-Speicherung verbunden wird. Auch die Methangewinnung aus Kohleflözen ist nach diesem Prinzip möglich. Da sich viele Kohlenwasserstoff-Lagerstätten, insbesondere Erdgasfelder, im Norden Deutschlands im so genannten

späten Produktionsstadium befinden, bieten sich hier für Deutschland perspektivisch Möglichkeiten zur CO₂-Speicherung in größerem Maßstab an (KNOPF 2007). Theoretisch möglich ist ferner die Speicherung von CO₂ in Kavernen oder abgeworfenen Bergwerken. Aufgrund von Sicherheitsbedenken (vor allem größere Gefahr eines raschen Ausströmens von CO₂ im Havariefall gegenüber anderen Speicherkonzepten) werden diese Wege derzeit jedoch nicht verfolgt.

seit den 1960er Jahren stattfand, konnten eine Reihe von Öl- und Gaslagerstätten nachgewiesen werden, die sich territorial im Südosten des Landes konzentrieren, und zwar am Südrand der Norddeutschen Senke, einer Teilsenke der Mitteleuropäischen Senke (SCHRETZENMAYR 1998, HÖDING et al. 2007). Ziele der Exploration waren mesozoische Horizonte, das Staßfurt-Karbonat (Ca₂) des tieferen Zechsteins sowie das Oberrotliegend. Im Mesozoikum waren die Sucharbeiten nicht erfolgreich, im Oberrotliegend konnte östlich von Berlin eine stickstoffreiche Erdgaslagerstätte nachgewiesen werden. Hauptziel und Hauptfundformation war jedoch das Staßfurtkarbonat (Ca₂). So wurden seit 1960 insgesamt 29 Erdöl- und Erdgaslagerstätten nachgewiesen, die hauptsächlich an strukturelle Fallen unterschiedlicher Genese

gebunden sind. Sie stehen mit den Faziesbereichen Lagune, Karbonatsandbarre und Inselstrukturen im Lagunenhang zum epikontinentalen marinen Zechstein-Becken im Zusammenhang („off-platform“-Hochlagen).

Genetisch bedingt sind diese Lagerstätten relativ klein, wenngleich sich insbesondere die Öllagerstätten als sehr zuflussstark erwiesen. Derzeit erfolgt in Brandenburg eine Förderung nur noch am Standort Kietz (Landkreis Märkisch-Oderland). Die Förderung von Kohlenwasserstoffen aus anderen brandenburgischen Lagerstätten wurde um 1998 aufgrund mangelnder Wirtschaftlichkeit infolge des damals sehr niedrigen Ölpreises auf dem Weltmarkt eingestellt.

Bergrechte auf Kohlenwasserstoffe bestehen nach wie vor. Im Zuge des Ölpreishochs von 2007/2008 bekundeten mehrere international agierende Ölfirmen auch wieder Explorationsinteresse in Brandenburg.

Kohlenwasserstoff-Lagerstätten erfüllen im Hinblick auf die Langzeitstabilität von CO₂-Einlagerungen die notwendigen Anforderungen, da sie ihren Lagerstätteninhalt ja bereits ebenfalls langfristig in der jeweiligen Struktur binden konnten. Dies gilt zumindest für durch CO₂-Einlagerung aufgebaute Druckverhältnisse bis zum initialen Lagerstättendruck. Auch im Hinblick auf die Teufe sind die brandenburgischen Kohlenwasserstoff-Lagerstätten für eine CO₂-Speicherung potenziell geeignet: der Top der bekannten Strukturen liegt bei fast allen bekannten Strukturen tiefer als 1 000 m unter HN.

Der Nachteil der brandenburgischen Kohlenwasserstoff-Lagerstätten besteht in ihrer geringen Größe. Nach derzeitigem Kenntnisstand bieten lediglich die Strukturen von Märkisch-Buchholz (Landkreis Dahme-Spreewald, Struktur im Ca2) und Fürstenwalde (Landkreis Märkisch-Oderland, Struktur ebenfalls im Ca2) ein nennenswertes Volumen für eine CO₂-Speicherung. Die Lagerstätte Märkisch-Buchholz ist bisher noch nicht in Nutzung gegangen. Dessen ungeachtet sind durch den Inhaber des Bergwerkseigentums jedoch seit den 1990er Jahren weitergehende Untersuchungen im Hinblick auf die Eignung der Struktur für unterirdische Speicherzwecke erfolgt.

Damit ist zu konstatieren, dass eine alleinige CO₂-Speicherung in Kohlenwasserstoff-Lagerstätten in Brandenburg derzeit nicht realistisch ist. Die abgeworfenen Lagerstätten sind zu klein, als dass sich eine neuerliche Untersuchung, der Ausbau als Speicher oder gar ein Pipelinebau zur jeweiligen Struktur rechnen würden. Aus der eventuell geeigneten Lagerstätte Märkisch-Buchholz ist der Lagerstätteninhalt bisher nicht ausgefördert worden und Eignungsuntersuchungen für eine CO₂-Speicherung sind dort bestenfalls langfristig denkbar. Mittelfristig praktiziert werden könnte – sicher auch in Abhängigkeit von der künftigen Entwicklung des Ölpreises und den Ergebnissen spezieller diesbezüglicher Untersuchungen – die Injektion von CO₂ in Öl- und Gaslagerstätten zur Stimulation der Produktion.

Ebenfalls für die Zukunft in Brandenburg als unwahrscheinlich anzusehen ist die zweite genannte Hauptrichtung der CO₂-Speicherung in tiefen, nach dem derzeitigen Stand der

Technik nicht gewinnbaren Kohleflözen, obwohl solche auch in Brandenburg vorhanden sind. War nämlich der seit der Obertrias auftretende Salinardiapirismus während der Ablagerung der braunkohlenführenden Formationen aktiv, so entstanden die Braunkohlenlagerstätten-Typen der Salzkissen-Zwischensenken und der Salzdiapir-Randsenken (vgl. GÖTHEL 2004). Der Massenausgleich der Salzabwanderung zu Salzkissen, aus denen sich im Zuge des weiteren Dichteausgleichs Salzdiapire entwickeln konnten, führte zur Bildung von primären und sekundären Randsenken, deren kontinuierlicher Vertiefung und gleichzeitigen Auffüllung. Fanden die Vertiefungen während der Vermoorung statt, wurde selten das Braunkohlenflöz mächtiger, sondern vielmehr die Vermoorung unterbrochen. Letzteres führte zu erheblichen Flözaufspaltungen, insbesondere in Salzdiapir-Randsenken.

Randsenken-Vertiefungen, die im Känozoikum während der Vermoorungen stattfanden, sind in der Prignitz von den Diapiren Helle und Wredenhagen und um Berlin von den Diapiren Dollgow, Wulkow, Grüneberg, Storkow, Schönwalde, Blankensee, Sperenberg und Mittenwalde sowie im Grenzbereich zu Sachsen-Anhalt von den Diapiren Demsin und Mahlitz bekannt und geologisch und geophysikalisch erkundet. Wegen der enormen Vertiefung der Salzdiapir-Randsenken und der Absenkung der Flöze ist der Inkohlungsgrad entsprechend höher als in Gebieten primär horizontaler Lagerung. Besonders gut sind die Verhältnisse der Randsenken des Salzdiapirs Mittenwalde erkundet. Beispielsweise befindet sich hier die Basis der Lockergesteine des Känozoikums in über 1000 m Tiefe, das tiefste Braunkohlenflöz (Flöz 4.1), in 5 Bänke aufspaltend, in etwa 700 m Tiefe und das mächtigste Flöz (Flöz 3), mit über 19 m Mächtigkeit, in etwa 330 bis 380 m Tiefe (vgl. NESTLER et al. 2005).

Trotz dieser für Braunkohlenlagerstätten Brandenburgs beeindruckenden Zahlen liegen die Kohleflöze noch immer nicht tief genug, als dass hydrostatischer und petrostatischer Druck ausreichen würden, das CO₂ in seinem verdichteten Zustand stabil zu halten. Ferner ist die flächenhafte Ausdehnung der mehrfach aufgespaltenen Flöze insgesamt zu gering, um nennenswerte Speichervolumina zu erreichen.

Weitere Kriterien, die eine Nutzung von Randsenken-Lagerstätten als CO₂-Speicher ausschließen, liegen im hydraulischen Regime des Gebirgsverbandes und im weitgehenden Fehlen geeigneter, langfristig dichter Deckschichten begründet. Der Vollständigkeit halber zu erwähnen ist noch der stark eingeschränkte physikochemische Effekt adsorptiver Bindung von CO₂-Molekülen an die Kohle. Da die Kohleflöze brandenburgischer Randsenkenlagerstätten noch Wassergehalte von über 50% aufweisen, sind die Kohlepartikel in der Regel vollständig mit Wasser benetzt. Eine adsorptive Bindung von CO₂ an Kohle, ein in anderen Kohleflözen auf der Erde zu beobachtender zusätzlicher positiver Effekt, tritt somit nur sehr untergeordnet auf.

Ebenfalls für eine Speicherung ungeeignet sind die Steinkohlen-/Anthrazitflöze in der Werenzhainer Mulde an der Stadtgrenze bzw. nördlich von Doberlug-Kirchhain (Landkreis Elbe-Elster).

Die gleichnamige Lagerstätte wurde in den 1930er bis 1950er Jahren geologisch erkundet. Ein Untersuchungsschacht sowie ein Untersuchungsquerschlag wurden in den 1950er Jahren mit der 407 m-Sohle aufgefahren. Hier würden sich zwar Wassergehalt (unter 15 %) und Adsorptionsvermögen der Kohle besser gestalten (Kohlenstoffgehalt mehr als 91 %), jedoch sind weder ausreichend dichte Deckschichten vorhanden noch die erforderliche Teufe gewährleistet. Über die langfristigen Perspektiven dieser Lagerstätte können derzeit keine gesicherten Aussagen getroffen werden. Somit verbleibt als zu untersuchende Haupttrichtung nur die Einspeicherung von CO₂ in tiefe mineralisiertes Schichtwasser führende Aquifere (saline Aquifere).

3.2 Saline Aquifere

Die Möglichkeit der Speicherung von CO₂ in tiefen, mineralisiertes Schichtwasser führenden Aquiferen (saline Aquifere) erfordert in erster Linie das Vorhandensein entsprechender poröser Sedimentgesteine in geeigneten geologischen Positionen. Diese Voraussetzung trifft – grob gesprochen – für weite Areale des zentralen und nördlichen Brandenburgs zu. Diese Gebiete befinden sich regionalgeologisch in der Norddeutschen Senke, einem Teilgebiet der Mitteleuropäischen Senke, die eines der größten Ablagerungsbecken weltweit darstellt. Die Beckensedimente sind zum Teil mehr als 5000 m mächtig und umfassen die gesamte Abfolge der postvariszischen Senkenfüllung seit dem Ober-Karbon bis zur Kreide sowie ebenfalls Formationen känozoischer Sedimente. Saline Aquifere finden sich in vielen Schichten des Mesozoikums, besonders ausgeprägt in Form mehrerer Sandstein-Schichtglieder im Buntsandstein, im Keuper, im Lias, im Dogger und in der Unter-Kreide. Aufgrund ihrer Tiefenlage und des Salzgehalts sind diese Aquifere nicht für eine Trinkwassergewinnung relevant, jedoch für andere Nutzungen interessant. An einigen Positionen erfolgt eine Solegewinnung aus derartigen Aquiferen für balneologische Nutzungen (z. B. Bad Wilsnack, Templin, Bad Saarow, Burg), auch befinden sich in ihnen verschiedene Projekte der tiefen Geothermie in der Vorbereitung oder im Testbetrieb.

Die Hauptvorkommen mineralisierter Schichtwasser führender Aquifere auf dem Gebiet Brandenburgs lassen sich stratigraphisch in folgenden Komplexen zusammenfassen (vgl. auch DIENER et al. 1984, GÖTHEL 2006, FELDRAPPE et al. 2008):

- Sandsteine des Oberrotliegend II (Perm)
- Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins (Trias)
- Schilfsandstein-Formation des Mittleren Keupers (Trias)
- Rhät-/Lias-Sandsteine (obere Trias bis unterer Jura)
- Aalen/Unter-Bajoc-Sandsteine des basalen Doggers (Jura)
- Neokom-Sandsteine der Unter-Kreide (Kreide).

Bei den Eignungsuntersuchungen der Aquifere Brandenburgs auf eventuelle CO₂-Speicherung sind eine Reihe weiterer Kriterien heranzuziehen, von denen die Abwesenheit von aktiven und offenen Bruchstörungszonen sowie die Existenz von Abdichtungshorizonten die wichtigsten sind. Als abdichtende Gesteinsschichten im Hangenden dieser Aquifere können – z. T. zu Komplexen zusammenfassbar – Gesteine folgender Einheiten betrachtet werden (vor allem Salzschiechten, ungeklüftete Anhydrite und Gipse, Tonsteine und Tone):

- Zechstein-Salinar (Perm)
- Röt-Formation des Oberen Buntsandsteins (Trias)
- Salinar des Mittleren Muschelkalks (Trias)
- Oberer Gipskeuper (Trias)
- einzelne Schichten des Lias und Doggers (Jura)
- regional z. T. Obere Unter-Kreide (Kreide)
- Rupelton-Formation (Tertiär).

Die detaillierte Untersuchung zur stofflichen und strukturellen Charakteristik dieser potenziellen Abdichtschichten (cap rocks) in Bezug auf jedes einzelne geplante Speichervorhaben ist unabdingbar.

Am geeignetsten für eine CO₂-Speicherung sind potenziell die Verbreitungsbereiche von Aquiferen, die über natürlichen Aufwölbungen im Untergrund lagern. In derartigen, vor allem aus Sandsteinen bestehenden Poren-Grundwasserleitern lässt sich die Ausbreitung des verpressten CO₂ in den Aufwölbungskuppeln des jeweiligen Aquifers am effektivsten kontrollieren.

Derartige Aufwölbungen (Antiklinalen) entstanden durch Fließbewegungen im Salinarstockwerk. Das Salzfließen kann entweder autonom und nur dem gravitativen Ausgleich folgend ablaufen, oder tektonisch angeregt werden. Es bedingt zum einen Salzabwanderungsgebiete mit verminderter Mächtigkeiten und zum anderen Salzzuwanderungsgebiete mit erhöhten Salinarmächtigkeiten. Die Entwicklung der Salzzuwanderungsgebiete schreitet in der Erdgeschichte über die Entwicklung von Salzkissen zu Salzstöcken und letztendlich zu pilzförmigen Salzdiapiren fort. Sie ermöglichte die Bildung von natürlichen Aufwölbungen mit Kuppelbildungen im Bereich der Speicherhorizonte (Aquifere) im Top der Salinarstrukturen (suprasalinartektonische Strukturen, vgl. Abb. 5) sowie im Salinar selbst (intrasalinare Strukturen, die insbesondere in Salzdiapiren zu chaotisch gefalteten und gestörten Lagerungsverhältnissen führen), vgl. ZIEGENHARDT 1976a, 1976b.

Abbildung 2 zeigt anhand einer 3D-Darstellung die aus den soeben umrissenen Vorgängen des Salzfließens resultierende Zechsteinoberfläche in Brandenburg. Eine Zuordnung nach vorwiegend gravitativ oder tektonisch verursachter Strukturgenese ist häufig allein schon aus der Konturierung der Salzstrukturen möglich (STACKEBRANDT 2002). Neben den durch Salzfließbewegungen entstandenen Strukturen sind für die hier verfolgte Fragestellung auch so genannte Schildkrötenstrukturen von Interesse, die passiv durch das

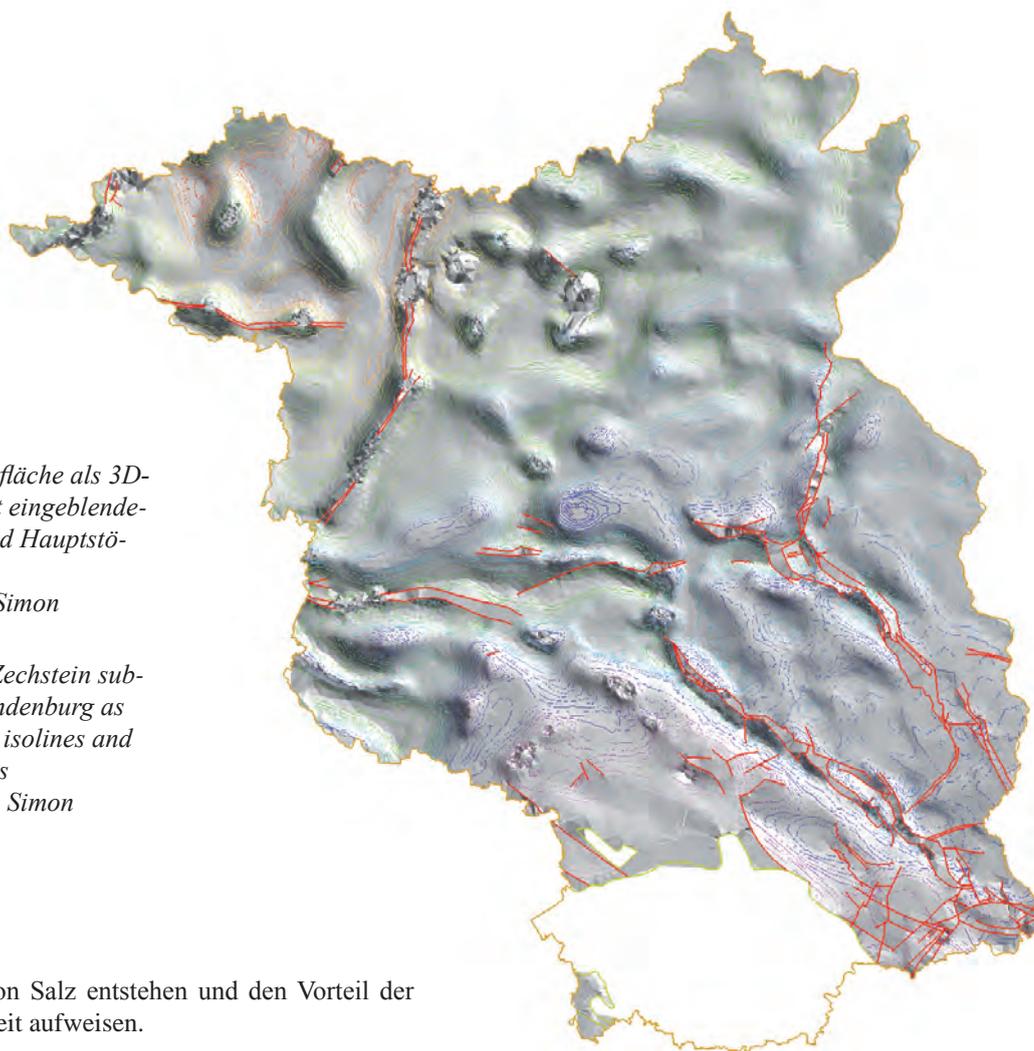


Abb. 2
Zechstein-Oberfläche als 3D-Darstellung mit eingebundenen Isolinien und Hauptstörungen
Bearbeiter: A. Simon

Fig. 2
Surface of the Zechstein subdivision in Brandenburg as a 3D-view with isolines and main fault zones
processed by A. Simon

laterale Abfließen von Salz entstehen und den Vorteil der relativen Ungestörtheit aufweisen.

Für die Konzeption von Speicherregimen in derartigen Strukturen können auch langjährige Erfahrungen bei der Speicherung von Kohlenwasserstoffen wie Erdgas genutzt werden. Zur Speicherung von Erdgas werden bereits seit Jahrzehnten poröse Sandsteinspeicher (Porenspeicher) im tiefen Untergrund genutzt (u. a. Gasspeicher Berlin-Spandau, Gasspeicher Buchholz).

Andererseits werden diese Speichermedien wirtschaftlich bereits ebenso von technisch unterschiedlichen Verfahren der Tiefengeothermie aber auch zur Erschließung von Thermalsole in Brandenburg benötigt. Ein Kriterium für Vorrangentscheidungen zugunsten von CO₂-Einlagerung oder tiefer Geothermie könnte u. a. die Feststellung des Wärmefflusses in den jeweils interessierenden Gebieten sein. Damit könnten Bereiche mit erhöhtem Wärmeffluss vorzugsweise als Geothermie-Standorte genutzt werden, denn für die CO₂-Einlagerung ergibt sich kein unmittelbarer Vorteil aus einem überdurchschnittlichen Temperaturniveau (LEMPP 2008). Neben den weiter unten erwähnten geologischen Eigenschaften eines Speichers sollte nach LEMPP (2008) das Nutzungsvolumen eines Speichers als vorrangiges Qualitätsmerkmal zugunsten einer CO₂-Speicherung angesehen werden, da für ein Speicherprojekt mit Anschluss an ein Kraftwerk ein

erheblicher Mengenanfall an CO₂ zu erwarten ist und damit auch Rentabilitätsberechnungen in die Entscheidung für oder gegen ein Speicherprojekt einfließen.

Sich abzeichnende Nutzungskonflikte können durch politische Vorrangentscheidungen sowie durch die Aufstellung und Durchsetzung von Regeln einer unterirdischen Raumordnung entschieden werden.

Die prinzipielle Eignung der Schichtenfolge Brandenburgs in Bezug auf CO₂-Einlagerungsmöglichkeiten ergibt sich aus der wechselvollen geologischen Entwicklung der Norddeutschen Senke, deren Füllung zu großen Teilen den Untergrund Brandenburgs einnimmt. Im Ergebnis der tektonisch kontrollierten Einsenkung treten in Superposition zu-

Abb. 3
Stratigraphische Einordnung prinzipiell nutzbarer Speicherhorizonte (Aquifere – gelb), zur Lage des Zechsteinsalinars (blau) und zur generellen Begrenzung von Süßwasser- und Salzwasserstockwerk durch den unteroligozänen Rupelton (lila); Bearbeiter: M. Göthel, Mai 2009

Fig. 3
Stratigraphic scheme of deep unused saline water-saturated reservoir rocks with storage options for CO₂ (yellow), situation of the saline Zechstein (blue) and general division of saline and fresh water floors by the Rupelian clay (lilac); processed by M. Göthel, May 2009

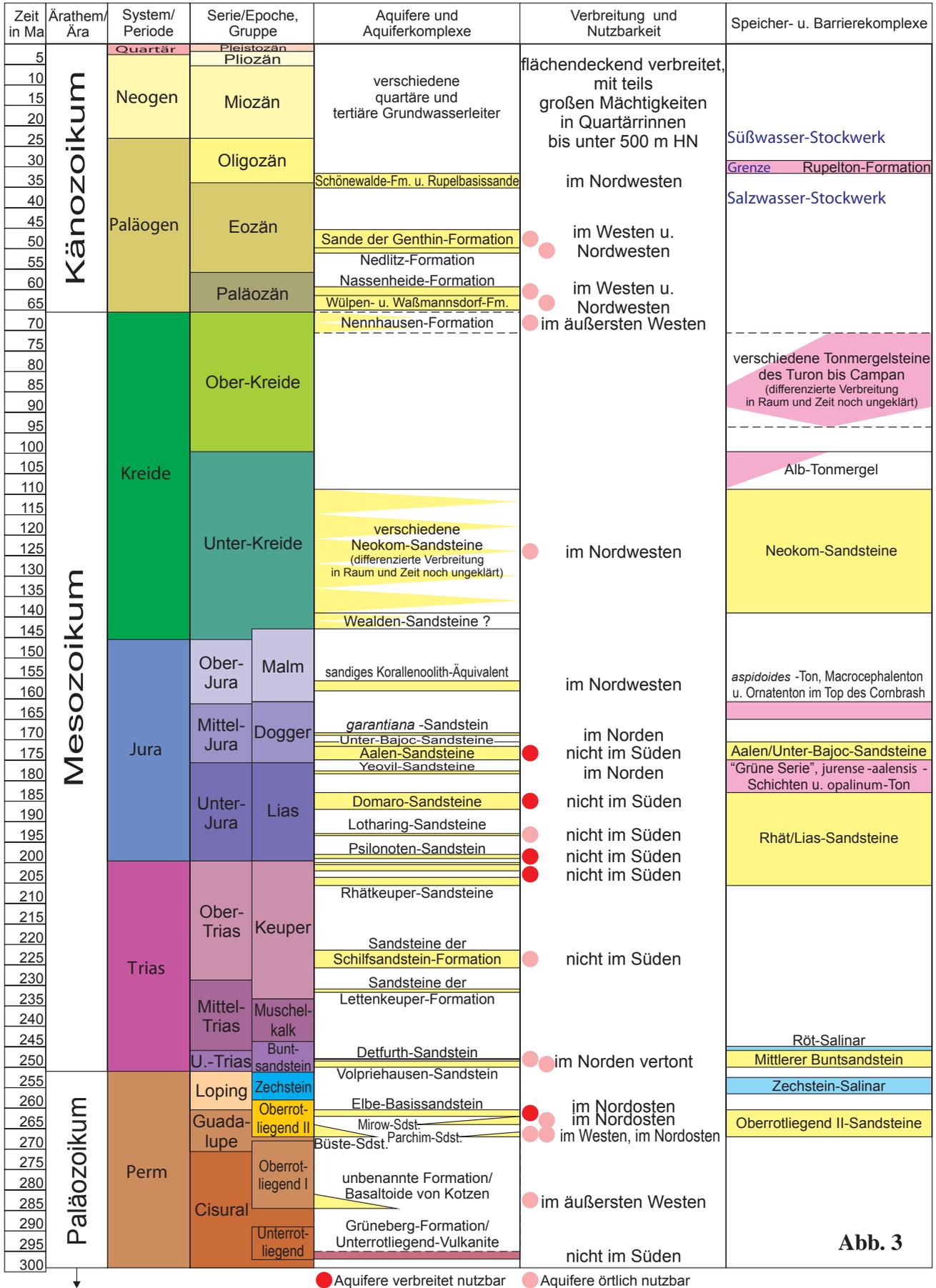


Abb. 3

einander sowohl potenzielle Einlagerungshorizonte als auch potenzielle Deckschichten auf. Auf die näheren Bildungs-umstände der Senke wird hier nicht eingegangen, hierzu sei u. a. auf LITKE et al. (2008) bzw. SCHWAB (1985) verwiesen. Die mehrere tausend Meter umfassende Schichtenfolge der Norddeutschen Senke hat SCHWAB (1985) anhand dominierender genetischer Kriterien in Stadien zusammengefasst (postvariszische Anlage, Hauptabsenkung vom Rotliegend bis in die obere Trias, Differenzierungsstadium bis in die Unter-Kreide und Stabilisierungsstadium seit der Ober-Kreide). Auf der Grundlage unterschiedlichen mechanischem Verhaltens lässt sich aus dieser Schichtenfolge je nach Lage der bei Belastung und Beanspruchung fließfähigen Salze auch der so genannte disharmonische Stockwerksbau ableiten, dem wegen seiner Bedeutung für die Strukturbildung Aufmerksamkeit geschenkt werden muss und der sich in –

von oben nach unten – suprasalines Stockwerk, salinanes Stockwerk und subsalines Stockwerk gliedern lässt.

Über bzw. zwischen den Speicherhorizonten lagernde abdichtende Horizonte, wie Tonsteine und Salinargesteine (im Wesentlichen Steinsalz, Anhydrit, Gips) ermöglichen deren Abdeckung. Sowohl Speicherhorizonte als auch abdichtende Horizonte können durch bruchtektonische Strukturen, die durch die Aufwölbung selbst, aber auch durch zusätzliche Aktivierungen regionaler, meist älter angelegter Bruchstörungssysteme, unterbrochen werden, was eine genaue standortbezogene Modellierung der einzelnen CO₂-Versenkungsobjekte erfordert.

Es ist davon auszugehen, dass quasi alle aktiven Salzkissenstrukturen über mehr oder weniger ausgeprägte Scheiteleinbrüche verfügen. Diese können Versätze der Schichten auch

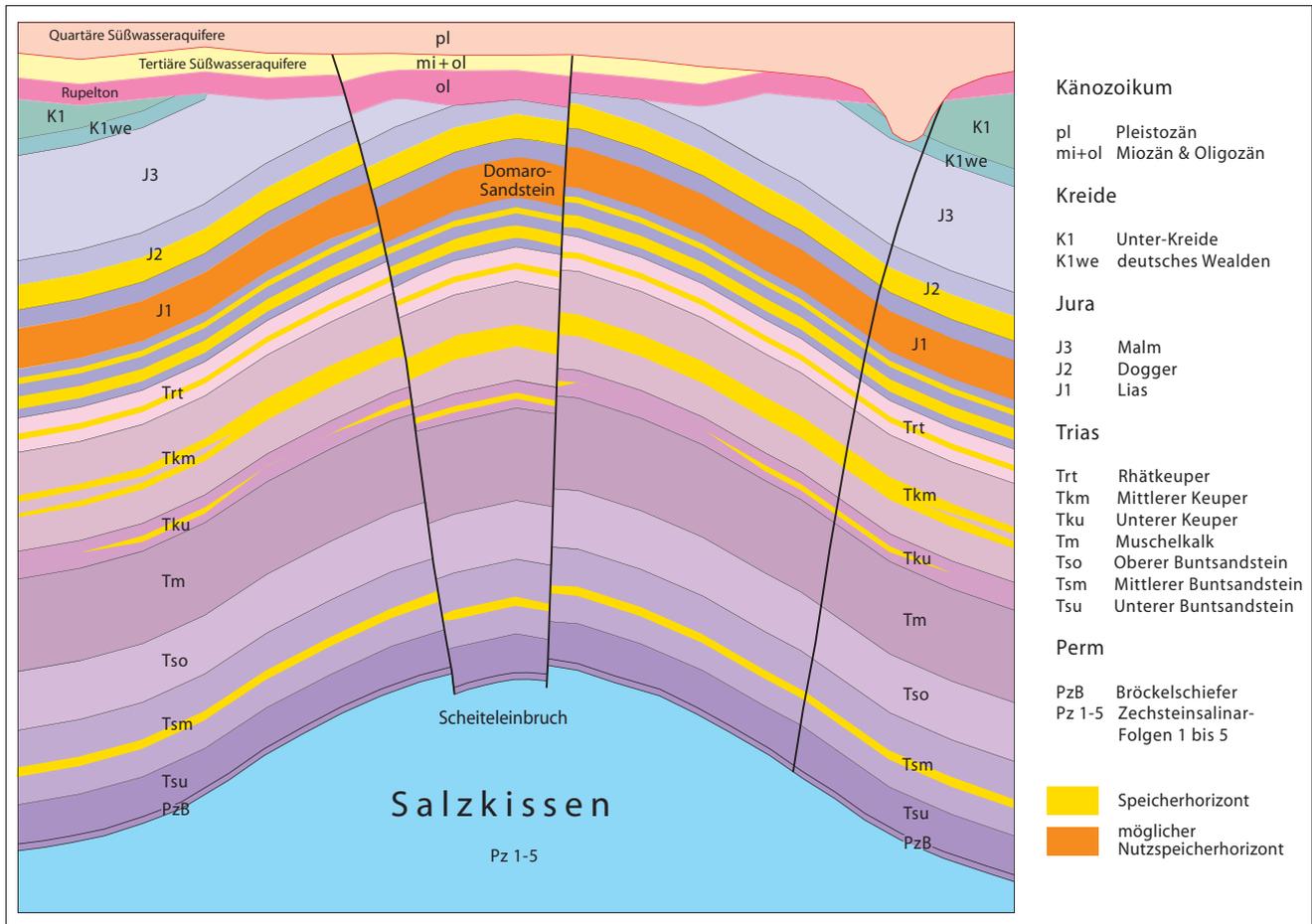


Abb. 4
 Schema des Aufbaus einer Salzkissenstruktur mit Darstellung des Salzkissens (blau), von Speicherhorizonten (Aquiferen – gelb) einschließlich eines Nutzspeicherhorizonts (orange) im mesozoischen Deckgebirge sowie die Begrenzung von Süßwasser- und Salzwasserstockwerk durch den unteroligozänen Rupelton (lila). Man beachte den typischen Scheiteleinbruch nahe des Tops der Struktur

Fig. 4
 Scheme of a salt pillow structure with the salt pillow itself (blue), some water-saturated reservoir horizons (aquifers – yellow), an especially qualified reservoir horizon in the Mesozoic superstructure (orange coloured) and general division of saline and fresh water floors by the Rupelian clay (lila). Note the typical crest fault near the top of structure

in den ausgewählten Speicherhorizonten verursachen. Dass diese nicht zwangsläufig zu Undichtigkeiten führen, sondern die durch Scheiteleinbrüche verursachten Versatzflächen durch „Heilungsprozesse“ abgedichtet wurden, zeigt beispielsweise der Berliner Erdgasspeicher der GASAG im Top der Salzkissenstruktur Spandau, die im Bereich der Speicherhorizonte Versatzbeträge von mehreren Dutzend Metern aufweist.

Als weitere relevante Kriterien, die die Eignung derartiger Strukturen für eine CO₂-Speicherung bestimmen, werden nach derzeitigem Kenntnisstand betrachtet und dementsprechend bei allen aktuellen Untersuchungsprogrammen zugrunde gelegt (vgl. auch Pkt. 3.1 und Projektkriterien „Speicherkataster“ unter Pkt. 4):

- Tiefenlage der Speichergesteinsformation größer als 800 m
- Mächtigkeit der Speichergesteinsformation größer als 10 m
- Nutzporosität der Speichergesteine größer als 10 %
- Permeabilität der Speichergesteine größer als 10 mD
- Resultierende Mindestspeicherkapazität (Clusterkapazität) größer als 40 Mio t CO₂
- Tiefenlage der Basis von Barrieregesteinskomplexen größer als 800 m
- Mächtigkeit abdeckender Barrieregesteinskomplexe größer als 20 m.

In eine hypothetische Kategorie „besonders gut geeignet“ können potenzielle Einlagerungsformationen eingeordnet werden, die folgende Eigenschaften aufweisen:

- Tiefenlage der Speichergesteinsformationen 1 000 bis 2 500 m
- Nettomächtigkeit der Speichergesteinsformationen größer 50 m
- Nutzporosität der Speichergesteine größer 20%.

Zum Verhalten des injizierten CO₂ in saline Aquifere bestehen folgende Vorstellungen, die derzeit beispielsweise im Projekt „CO₂-Sink“ (vgl. Pkt. 4) überprüft und präzisiert werden:

- Das injizierte CO₂ ist leichter als die die Aquifere ausfüllende Sole. Demnach kommt es zunächst zu einer Verdrängung von Sole und zur Sammlung des CO₂ in den Topbereichen der als Speicherstrukturen genutzten Antiklinalen.
- Bei zunehmender Verweilzeit des CO₂ im Aquifer erfolgt in steigendem Maße eine Lösung in der Sole, mit der eine Verminderung des pH-Wertes verbunden ist.
- Aufgrund der hohen Salinität der Aquiferwässer kann es zu Ausfällungen von Halit während der CO₂-Einspeicherung kommen. Dieser wird aber nachfolgend größtenteils wieder gelöst (MAY et al. 2004, OBST 2008).
- Ein weiterer zu erwartender Vorgang ist die Mineralneubildung insbesondere von Kalziumkarbonaten (Calcit) aufgrund des Vorhandenseins freier Kalziumionen.

In diesem Vorgang liegt gleichzeitig ein Risiko für das jeweilige Speichervorhaben, denn eine massenhafte Mineralneubildung entlang von Eindring- oder Wechselwirkungsfronten innerhalb des Aquifers kann zum Verschluss des Speichers führen und damit zum Ende einer möglichen CO₂-Einlagerung, zumindest jedoch zu aufwendigen technischen Aktivitäten zur Wiederertüchtigung des Speichers.

- Schließlich ist damit zu rechnen, dass CO₂ in adsorptiver Weise bzw. durch kapillare Bindung in Mikroporen der Aquifergesteine festgehalten wird.

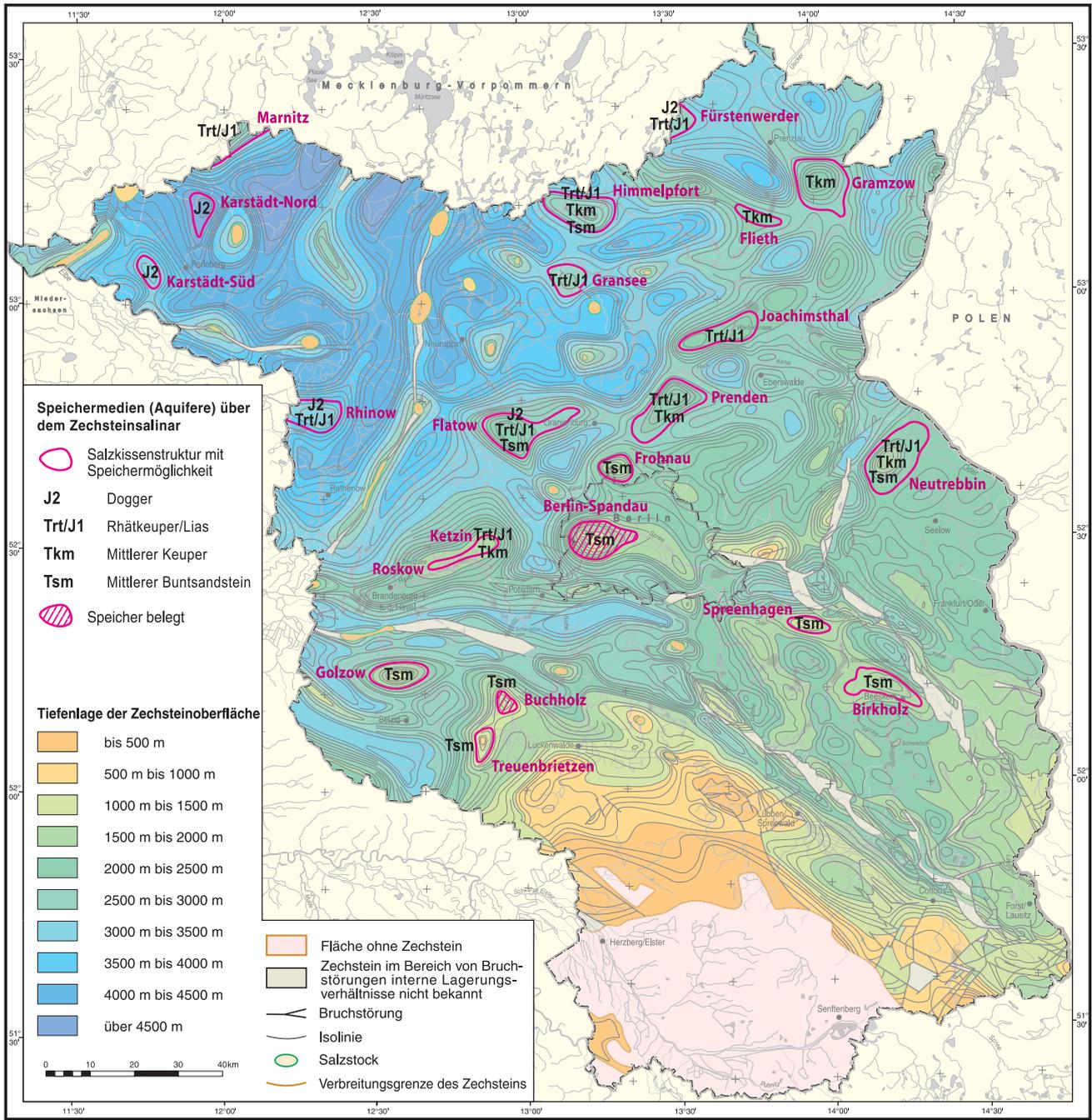
Alle diese Prozesse führen dazu, dass die „Bindung“ des injizierten CO₂ im Nutzaquifer mit der Zeit immer fester wird. Also kann auch im Falle einer Havarie (beispielsweise durch Korrosion an Bohrungen) oder entgegen aller Untersuchungen doch auftretender Undichtheiten an bruchtektonischen Störungen mit fortschreitender Zeit tendenziell immer weniger CO₂ aus einem Speicher austreten.

Aus der Analyse des Kenntnisstands über die Verbreitung von Salinarstrukturen, kombiniert mit dem Vorkommen hinreichend permeabler Sandsteinaquifere in diesen Strukturen und der Existenz von abdichtenden Schichten in deren Hangendem, entstand die in Abbildung 5 gezeigte Karte der Salzkissenstrukturen mit potenziellen Speichermöglichkeiten im Untergrund. Dabei ist zu beachten, dass die Strukturen Buchholz und Berlin-Spandau bereits durch Erdgasspeicher belegt sind. In der Struktur Roskow-Ketzin befindet sich das Forschungsprojekt CO₂-Sink des GFZ (vgl. Pkt. 4).

Die Auswertung vorhandener Daten, insbesondere des Erdölerkundungsprogramms der DDR, sowie systematische Kartierungsarbeiten des Geologischen Dienstes in Brandenburg führten bereits 1993 zur Ausweisung einer Reihe von Aquiferstrukturen mit potenzieller Eignung für die Untergrundspeicherung (BEER & ECKHARDT 1993, MANHENKE & BEER 2004). Die Nutzungsvorstellungen bezogen sich zum damaligen Zeitpunkt jedoch hauptsächlich auf die Untergrundspeicherung von Erdgas. Daher wurden in die Aufstellung lediglich prognostisch geeignete Aquiferstrukturen bis zu einer Tiefe von 1400 m aufgenommen. Unter dem CO₂-Speicheraspekt mit seinen Tiefenanforderungen sind weitere – tiefer gelegene – Aquifere in den bereits 1993 genannten Strukturen betrachtungsrelevant geworden.

Im Süden Brandenburgs existieren, bedingt durch die geringe Tiefenlage des Grundgebirges, nur Speichermöglichkeiten im Mittleren Buntsandstein (Vetschauer Keupermulde). Der Grundgebirgsausstrich der präkanozoischen Oberfläche lässt im äußersten Süden Brandenburgs keine Speicherung zu.

Aus den Darstellungen in Abbildung 3 und Abbildung 5 ist ersichtlich, dass die geeignetsten Speicherhorizonte in Brandenburg sich auf Sandsteinschichten der Trias und des Jura konzentrieren. Besonders hinsichtlich ihrer Teufenlage und petrographischen Eigenschaften geeignet sind dabei die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins, auf die auch



Kartengrundlage: Topographische Karte, Land Brandenburg, Maßstab 1 : 1 000 000 Nutzung mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes Brandenburg, Nummer: GB 107/01

Abb. 5

Übersicht über die Verbreitung von Salzkissenstrukturen nach der Tiefenlage der Oberfläche des Zechsteinsalinars. Diese Strukturen könnten zur CO₂-Speicherung im Suprasalinarstockwerk bzw. dem mesozoischen Deckgebirge geeignet sein.

Geologische Bearbeitung H. Beer, W. Stackebrandt

Fig. 5

Map of salt pillow structures in Brandenburg, identified by evaluation of the surface of the saline Zechstein. These structures could be potential suitable for underground storage of CO₂ in the Suprasalinar or in the Mesozoic superstructure respectively.

Geological model by H. Beer, W. Stackebrandt

in zahlreichen Vorstudien zu CO₂-Speicherprojekten aufmerksam gemacht wird (z. B. MÜLLER et al. 2003, KNOPF 2007). In vier eustatisch kontrollierten Zyklen des Mittleren Buntsandsteins wurden Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Folge abgelagert, die jeweils mit mittel- bis feinkörnigen Basissandsteinen beginnen und zum Hangenden hin in Wechselfolgen von Silt- und Tonsteinen übergehen (GÖTHEL 2006). Die fein- und mittelkörnigen Sandsteine an der Basis dieser Zyklen lassen sich über das gesamte Verbreitungsgebiet innerhalb der Norddeutschen Senke verfolgen. Ihre größte Ausbildung ist jedoch nahe der primären Beckenränder zu erwarten. Der Datenlage nach bieten diese Sandsteine gute potenzielle Speichermöglichkeiten. Die Mächtigkeit der gesamten Schichtenfolge des Mittleren Buntsandsteins kann in Brandenburg durchaus 300-350 m erreichen. Innerhalb eines solchen Schichtpaketes kann mit Speicherhorizonten von insgesamt mehr als 50 m (Clustermächtigkeit) gerechnet werden.

Die Tiefenlage potenziell geeigneter saliner Aquifere nimmt in Brandenburg generell nach Norden und insbesondere nach Nordwesten hin zu (in Richtung Zentrum der Mitteleuropäischen Senke). Die Tiefenlage des Mittleren Buntsandstein erreicht nördlich der Linie Herzberg/Elster-Burg-Senftenberg die erforderlichen Mindestwerte von 800 m, während die Sedimente des Rhät/Lias-Speicherkomplexes ihre geschlossene Verbreitungsgrenze nach Süden bei Luckenwalde-Lübben/Spreewald haben. Die geforderte Tiefenlage weisen sie erst bei Belzig und südlich und südöstlich von Berlin auf, ebenfalls mit zunehmender Tiefenlage in Richtung Senkenzentrum. Die Ablagerungen des Doggers und des Unter-Kreide-Speicherkomplexes sind großflächig nur in Nordbrandenburg verbreitet. Durch die auftretenden Salinarstrukturen, Salzkissen und Salzstöcke und die daran gebundenen Senken ist die Tiefenlage stark differenziert und weist Unterschiede von mehr als 1000 m bei nur wenigen Kilometern lateraler Entfernung auf.

Unter Berücksichtigung der erforderlichen Mindestteufen für eine CO₂-Versenkung werden einige der in Abbildung 5 dargestellten Strukturen die notwendigen Anforderungen nicht erfüllen. Dies ist z. B. bei der Struktur Treuenbrietzen der Fall, in der sich die potenziellen Speicherhorizonte des Buntsandsteins in Teufen von nur etwa 500 m unter der Geländeoberfläche befinden. Auch die für die Salzkissenstruktur Marnitz (deren weitaus größter Teil im Bundesland Mecklenburg-Vorpommern liegt) zunächst in Betracht gezogenen potenziellen Speicherhorizonte des Rhät/Lias sind bei Teufenlagen von ca. 300 m zu flach gelagert. Darüber hinaus sind die potenziell geeigneten Neokom-Sandsteine (Unter-Kreide), falls ausgebildet, in weiten Teilen Brandenburgs nicht in den gewünschten Teufenbereichen anzutreffen.

Zwar liegen zum strukturgeologischen Werdegang des Gesamtgebietes bereits gute Kenntnisse vor, dies betrifft jedoch nicht den Deformationszustand der Einzelstrukturen. Hierzu sind detaillierte weitere Untersuchungen erforderlich, die sowohl die Frage der strukturgeologischen Anre-

gung als auch das tektonische Inventar aller dieser Strukturen betreffen. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt liegen noch keine ausreichenden Informationen vor, als dass eindeutige Aussagen zur Machbarkeit eines Speichervorhabens getroffen werden könnten.

In die Bewertung des Gefährdungspotenzials einzubeziehen ist darüber hinaus die neotektonische Beanspruchung des Untersuchungsgebietes, die sich durch fortgesetzte regionale Einsenkung der Central European Subsidence zone, glazialisostatische Reaktivierungen von Störungen und Salzstrukturen etc. bemerkbar macht und durch die potenzielle Migrationspfade angelegt werden können (vgl. GARETZKY et al. 2001, STACKEBRANDT 2004, 2005, SIROCKO et al. 2008).

Grundlage für eine Erstbewertung zur potenziellen Eignung derartiger Strukturen unter dem Blickwinkel des heute aktuellen Nutzungsvorhabens einer CO₂-Speicherung ist die Auswertung des bereits vorliegenden Datenmaterials zu diesen Strukturen, das hauptsächlich aus der Kohlenwasserstofferkundung seit den 1960er Jahren stammt. Neben Bohrdaten mit ausführlicher Schichtenaufnahme, petrographischen, mineralogischen und gesteinsphysikalischen Bewertungen sowie neben der noch heute gewährleisteten Zugänglichkeit zu archiviertem Kernmaterial aus diesen Bohrungen sind für fast alle benannten Salzkissenstrukturen geophysikalische Untersuchungen (2D-Seismik) durchgeführt worden. Diese müssen ebenso wie die bohrlochphysikalischen Messungen nachinterpretiert werden.

Dessen ungeachtet sind bei jedem für die Zukunft geplanten konkreten Speichervorhaben umfangreiche geologische Erkundungsarbeiten (Bohrungen, Seismik) und Modellierungen (dynamische Reservoirmodelle, Strukturgeologie) zwingend erforderlich.

Für die mesozoischen Sandsteine in den potenziellen Speicherstrukturen auf dem Gebiet Brandenburgs können durch vorliegende Untersuchungen Porositäten zwischen 9 und 30% postuliert werden. Für die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins geben DIENER et al. (1984) Porositäten zwischen 9 und 25 % an. Da die Porositäten punktuell, also durch Bohrungen ermittelt wurden, muss in Speicherstrukturen mit Bereichen geringerer nutzbarer Porosität infolge stärkerer Zementation durch Bindemittel gerechnet werden. Wesentlich höhere Porositäten dürften dagegen nicht vorkommen, da auch bei primärem Vorliegen größerer Sandsteinpartikel die größeren Porenräume durch Kompaktion und unter dem hohen petrostatischen und hydrostatischen Druck in der Zeit seit dem Mesozoikum durch Umkristallisation verringert worden wären.

Bei der Modellierung von Speichervolumenpotenzialen in Aquiferen sind absolute Porosität und durchflusswirksamer Hohlraumanteil voneinander zu unterscheiden. Neben geschlossenen Poren in Aquiferen sind beispielsweise auch Haftwasseranteile nicht zum frei beweglichen Wasser in Aquiferen hinzuzurechnen (BMU 2009). Inwieweit sich auf der Zeitachse diesbezüglich Veränderungen im Sinne ansteigender kapillarer Bindungen von CO₂ in Mikroporen der Aquifergesteine ergeben – wie weiter oben bei den Modellvorstellungen zum Verhalten von injiziertem CO₂ in

Aquiferen beschrieben – bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten.

Konstitutiv für die dynamische Modellierung von Speicherreservoirien in salinen Aquiferen ist ferner die Kenntnis des Salzgehalts der Formationswässer, da dieser Einfluss auf die Dichte und damit auf den im Reservoir herrschenden hydrostatischen Druck ausübt. Nach HOTH et al. (1997) kann für die salinen Aquifere des Mittleren Buntsandsteins mit einem Salzgehalt von 80-360 g/l gerechnet werden. Die derzeit in Brandenburg verfolgten Projekte für eine CO₂-Speicherung gehen in erster Annahme von Salinitäten im Bereich von 200-350 g/l aus, mit höheren Salzkonzentrationen als 350 g/l wird nicht gerechnet. Chemisch handelt es sich bei den zu erwartenden Solen um Wässer vom Na-Ca-Mg-Typ 1 mit untergeordneten Anteilen an Eisen und Jod (vgl. auch MANHENKE et al. 1999).

Zu diskutieren ist neben der offensichtlichen Eignung mesozoischer saliner Aquifere für die CO₂-Speicherung vor allem eine potenzielle Nutzung von Speicherhorizonten im Subsalinar. Diese wären auf dem Gebiet des Landes Brandenburg hauptsächlich in Sedimenten des Oberrotliegenden (Perm) zu finden. Insbesondere der Elbe-Basissandstein (Oberrotliegend II) ist in Brandenburg flächenmäßig weit aushaltend. Regional verbreitet sind ferner Mirow- und Parchim-Sandstein der Havel-Subgruppe im Norden des Landes sowie der Büstesandstein im Westen Brandenburgs (alle Oberrotliegend II). Die Tiefenlage des Oberrotliegend II erreicht bereits weit im Süden des Landes Brandenburg, etwa an der Linie Herzberg-Senftenberg, die erforderlichen Mindestwerte von 800 m. In Richtung Norden/Nordwesten hin tauchen diese Gesteine bis auf über 4000 m Tiefe ab.

Die genannten Sandsteine weisen allerdings überwiegend keine ausreichende Porosität auf, nach vorliegenden Daten liegt sie fast durchgehend unter 10%. Ferner sind sie hinsichtlich ihrer lithologischen Homogenität kaum erkundet, so dass hier eventuell eine CO₂-Einlagerung in Kluftaquiferen bruchtektonisch entstandener Strukturen zu bevorzugen wäre. Die technische Erschließbarkeit dieser würde sich jedoch – bei fraglicher Volumenverfügbarkeit – auch aufgrund der beträchtlichen Teufenlagen wesentlich aufwändiger gestalten als bei suprasalinartektonischen oder intrasalinartektonischen Speichertypen. Auch reduziert sich mit zunehmender Tiefe zwangsläufig der verfügbare Erkundungs- und Kenntnisstand, wodurch sich wiederum auch das Risiko für konkrete Vorhaben einer CO₂-Versenkung erhöht.

Entscheidend für die Nutzung tiefer Aquifere ist letztendlich die durchgehend sichere Lagerung des CO₂, da schon geringe Leckagen langfristig zu einem Entweichen großer Mengen des gespeicherten CO₂ führen können.

Neben dieser allgemeinen Einschätzung der Möglichkeiten zur CO₂-Speicherung in Brandenburg anhand des geologischen Tiefenbaus ist es nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit, die letztendliche Eignung einzelner spezifischer Speicherstrukturen zu betrachten. Zu diesem Zwecke sind, wie mehrfach erwähnt, sehr detaillierte Auswertungen aller

vorliegenden Erkundungsdaten sowie weitere geologische Erkundungsarbeiten an den interessierenden Strukturen notwendig. Systematische Arbeiten in derartige Richtungen wurden in den letzten Jahren auch in Brandenburg von interessierten Industrieunternehmen beauftragt und durch renommierte geotechnisch spezialisierte Firmen bzw. durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) durchgeführt (z. B. KNOPF & GERLING 2007, MÜLLER et al. 2009) bzw. sind Gegenstand der unter Pkt. 4 beschriebenen Aktivitäten.

4. Aktuelle Entwicklungen auf dem Gebiet der CO₂-Speicherung in Brandenburg

Sowohl international als auch in Deutschland und speziell im Land Brandenburg sind derzeit eine ganze Reihe von Aktivitäten zur Entwicklung der CCS-Technologie zu beobachten, die teils parallel zueinander verlaufen, ebenso jedoch auch aufeinander aufbauen bzw. sich gegenseitig bedingen.

Auf den Stand und die zu erwartende Abfolge beim Erlass **gesetzlicher Regelungen** zur CCS-Technologie wurde bereits unter Pkt. 2 verwiesen.

Von der EU-Richtlinie sind nach Artikel 2 Speicherungen zu Forschungszwecken und Speicher mit einem Volumen von weniger als 100 kt ausgenommen. Damit werden, unabhängig vom weiteren Rechtssetzungsprozess, die Zulassung und der Betrieb von Demonstrations- und Forschungsvorhaben gewährleistet. Ein derartiges Forschungsobjekt besteht mit „CO₂-Sink“ im Land Brandenburg, das von einem komplexen Forschungskonsortium unter Federführung des Geoforschungszentrums Potsdam (GFZ) in Ketzin betrieben wird. Ketzin bietet für ein solches Vorhaben gleich mehrere Vorteile. Im Zuge der Erkundung und des (inzwischen eingestellten) Betriebes eines Untergrundspeichers am selben Ort ist der geologische Erkundungsstand zur Speicherstruktur Roskow-Ketzin sehr gut. Die vor Ort vorhandene Infrastruktur konnte nach nur geringen Umbauten weiterverwendet werden. Ferner wirkt sich die räumliche Nähe zur federführenden Einrichtung des Projektes (GFZ) positiv aus. An dem Projekt sind weitere 18 Partner aus 9 Ländern beteiligt (FÖRSTER et al. 2006).

Im Projekt „CO₂-Sink“ sollen in erster Linie Mechanismen und Wechselwirkungen der CO₂-Speicherung in einer in einem kontinentalen Sedimentbecken gelegenen suprasalinaren Struktur untersucht werden, deren Speicherhorizonte salzwassergefüllt sind. Besonderes Augenmerk richtet sich dabei auf mögliche Karbonatisierungen durch Porenausfällungen von Kalziumkarbonaten, die im Extremfall eine Verdichtung und nachfolgende Blockade der Speicherhorizonte zur Folge haben können.

Durch die Anwendung von Methoden der Oberflächen- und Bohrlochseismik in verschiedenen Phasen der CO₂-Speicherung sollen ferner Bruchstörungssysteme sicher erkannt und

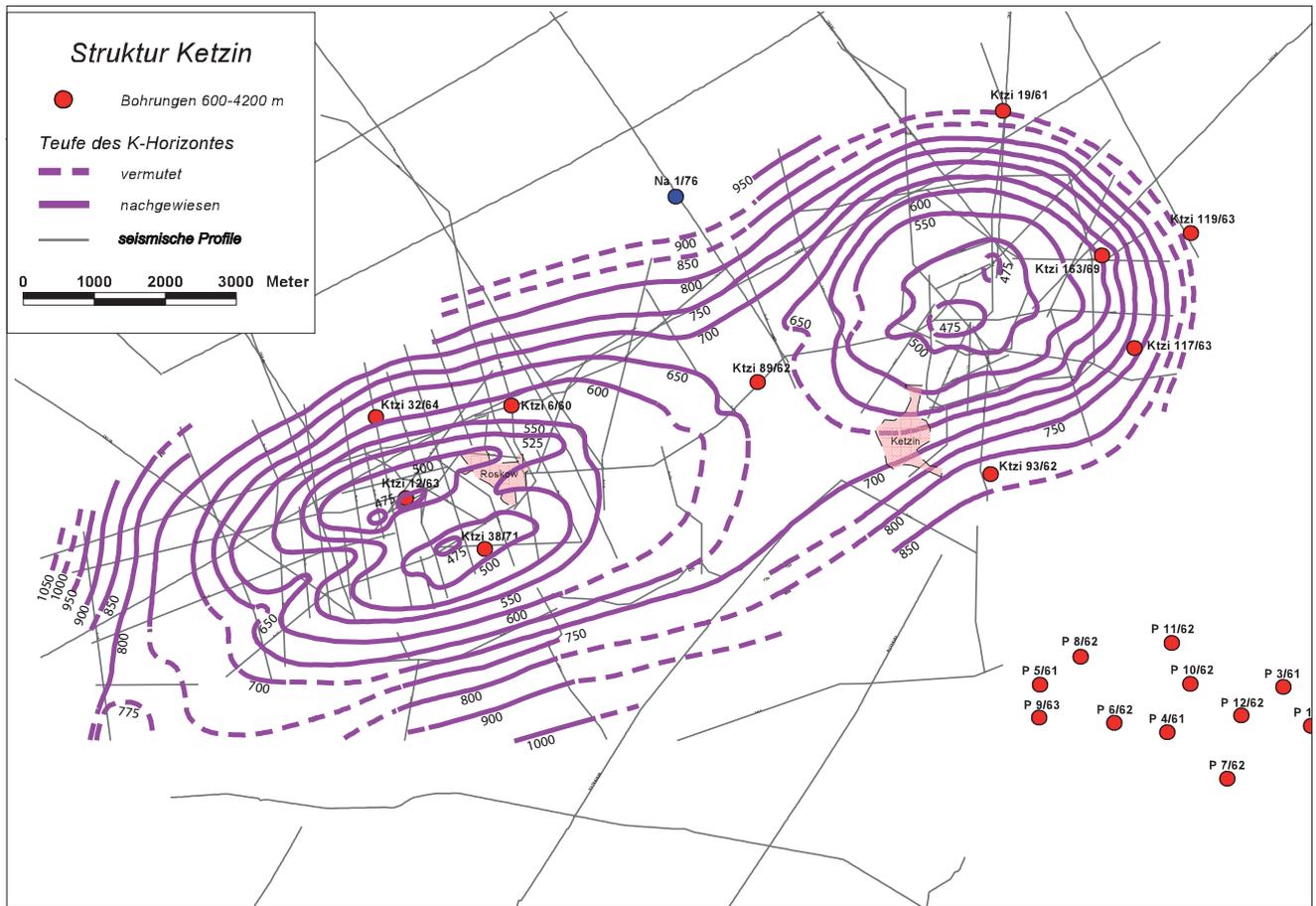


Abb. 6

Teufenlage des reflexionsseismischen K-Horizontes (lila) in der Zechstein-Salinarkissenstruktur Roskow-Ketzin, der durch Ausbildung eines Sulfathorizontes (Heldburg-Gips) eine stratigraphische Grenze im Mittleren Keuper markiert und die Modellierung der Tiefenlage des 80 bis 100 m darunter lagernden Speicherhorizonts (Sandstein der Stuttgart- bzw. Schilfsandstein-Formation), in dem das CO₂ versenkt wird, ermöglicht. Der Erkundungsgrad wird durch die Lage der seismisch vermessenen Profile (grau) und Tiefbohrungen (rot) wiedergegeben.

Fig. 6

Salt pillow structure Roskow-Ketzin: subsurface contour of the K-horizon (lilac) by seismic reflection technique. This horizon marks a stratigraphic border in the middle Keuper by forming a sulphate bed (Heldburg gypsum). So the reservoir rocks for CO₂ (sandstones of the Stuttgart- and Schilfsandstein-formation) which are situated 80 to 100 m below this horizon can be modeled. Note the position of deep drillings (red) and seismic profiles (grey) as a grade of knowledge about this structure

deren Dichtigkeit nachgewiesen sowie eine Charakterisierung der räumlichen Verteilung der Speichereigenschaften in verschiedenen Maßstäben vorgenommen werden.

Weitere Arbeiten in diesem Projekt beinhalten eine Gefährdungsabschätzung bezüglich einer möglichen CO₂-Ausbreitung im flacheren Untergrund (Känozoikum). Dafür wird ein hydrogeologisches Modell für den oberflächennahen Bereich über der Speicherstruktur erarbeitet und ein entsprechendes geochemisches Monitoring realisiert (GFZ 2005). Im Juni 2008 startete nach entsprechenden Vorbereitungen die Injektion von CO₂ am Standort Ketzin.

Die erforderlichen Genehmigungen für das Speicherprojekt wurden durch das Landesamt für Bergbau, Geologie

und Rohstoffe Brandenburg (LBGR) auf der Grundlage des Bergrechts erteilt.

Im Rahmen des vom Bundesministerium für Wirtschaft und Technologie aufgelegten Programmes COORETEC (CO₂-Reduktionstechnologien) werden durch die BGR in enger Kooperation mit den staatlichen geologischen Diensten der Bundesländer die Informationen über unterirdische Porenspeicherräume in Deutschland im Projekt „Speicher-Kataster“ erfasst.

Ziel ist die Schaffung einer umfassenden und einheitlichen Datengrundlage zu möglichen Speicher- und entsprechen-

den Barrieregesteinschichten, um eine fundierte Aussage über die Gesamtspeicherkapazität tiefer salinärer Aquifere in den Bundesländern vornehmen zu können.

In Brandenburg werden dazu in einem ersten Schritt Potenzialkarten im Maßstab 1 : 1 000 000 für fünf ausgewählte Speichergesteinskomplexe und sechs Barrieregesteinskomplexe erstellt (vgl. auch Abb. 3). Dies betrifft die potenziellen Speicherkomplexe Oberrotliegend II, Mittlerer Buntsandstein, Rhät/Lias, Dogger und Unter-Kreide sowie potenzielle Barrieregesteinskomplexe im Zechstein-Salinar, Röt-Salinar, Lias, Dogger, in der Kreide sowie den Rupelbarrierekomplex (BEBIOLKA et al. 2009).

Als Kriterien für das Speicherpotential gehen folgende Charakteristika ein: Mächtigkeit der geeigneten Speichergesteine in den jeweiligen Speicherkomplexen > 10 m, Tiefenlage der Speicherkomplexoberfläche > 800 m unter Geländeoberfläche, Porosität der Speichergesteine >10% und Permeabilität der Speichergesteine > 10 mD.

Als Barrieregesteinskomplexe werden mächtige Tonsteinhorizonte und Salinarablagerungen angesehen. Die für die kartographische Darstellung in Frage kommenden Barrieregesteine in einem Barrieregesteinskomplex sollen Mächtigkeiten > 20 m aufweisen, die Tiefenlage der Basis der Barrieregesteine muss tiefer als 800 m unter der Geländeoberfläche liegen.

Als Grundlage für die Erstellung der Potenzialkarten werden digitale Horizontkarten aus dem „Atlas zur Geologie von Brandenburg“ (STACKEBRANDT & MANHENKE 2002), die „Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche 1 : 300 000 des Landes Brandenburg“ (BEER 2000), Arbeitskarten aus dem Projekt „Geotektonischer Atlas Norddeutschland“ (BGR), sowie Daten bzw. digitalisierte Horizontkarten auf der Grundlage des Kartenwerkes „Geologische Grundlagen für die Geothermienutzung in Nordostdeutschland 1 : 200 000“ verwendet, sowie ein Abgleich mit dem „Reflexionsseismischen Kartenwerk der DDR“ durchgeführt. Zur Ermittlung der Mächtigkeiten und von Porositätswerten ist die Recherche im Bohrdatenarchiv des LBGR Brandenburg unerlässlich.

Ein zweiter Arbeitsschritt umfasst die detaillierte kartographische Darstellung potenziell geeigneter Speicher- und Barrieregesteinskomplexe im Maßstab 1 : 300 000 sowie die weitergehende Beschreibung der Gesteine. Hier gehen Daten zur Petrographie, Stratigraphie, Genese und heutigen Ausdehnung (Flächengröße) ein. Soweit vorhanden, werden petrophysikalische, geochemische und mineralogische Gesteinsdaten, bohrlochgeophysikalische Daten, Angaben über die Temperatur- und Druckbedingungen in den Komplexen sowie Charakteristika der Formationswässer aus der Bohrerkundung erfasst. Dazu werden auch Recherchemöglichkeiten an archivierten Bohrkernen im Bohrkern- und Probenarchiv des LBGR in Wünsdorf genutzt.

In einem späteren Stadium des Projektes ist die spezielle Bearbeitung noch zu bestimmender regionaler Speicherstrukturen vorgesehen, die zur Erarbeitung räumlich differenzierter großmaßstäblicher Strukturmodelle führen sollen.

Im Zusammenhang mit der Bedeutung der Rückhaltefunktion geologischer Barrieren und der jeweils sehr individuellen Ausprägung der Speicherstandorte sind künftig einheitliche untergesetzliche Normen und Kriterien für die untertägige Einlagerung zu formulieren. Aus diesem Grunde wurde bei der BGR das Projekt **STABILITY** (CO₂ Storage ability of deep geological formations) angesiedelt, an dem auch interessierte geologische Landesdienste mitarbeiten. Einer der Schwerpunkte in diesem Projekt ist die Einschätzung der Integrität von verfüllten Altbohrungen bei einer CO₂-Speicherung. Besonders zu untersuchen sind hierbei Mechanismen der Karbonatisierung der Bohrungszementation, die Anbindung der Zementation an die Rohrtour und die Korrosion von Stahl durch CO₂ (VON GOERNE 2009, frdl. mdl. Mitt.). Weitere Schwerpunkte bestehen in der Erstellung eines Einlagerungskonzeptes, der Entwicklung methodischer Mindestanforderungen an ein Standortauswahlkonzept und der Erstellung von generischen Monitoringkonzepten.

Durch Industrieunternehmen wurden beim LBGR Brandenburg bereits vor dem Inkrafttreten nationaler Gesetzesregelungen zur CO₂-Speicherung **Anträge auf Erteilung von Erlaubnissen** zur Aufsuchung bergfreier Bodenschätze zu gewerblichen Zwecken im Sinne von § 3 Abs. 3 Bundesberggesetz (BBergG) gestellt.

Diese Anträge, die von der Vattenfall Europe Mining AG für das Erlaubnisfeld „Birkholz-Beeskow“ (Landkreis Oder-Spree) und von der Verbundnetz Gas AG für das Erlaubnisfeld Neutrebbin (Landkreis Märkisch-Oderland) eingereicht wurden, zielen auf die Erkundung des Bodenschatzes „Sole“ in salinen Aquiferen im Hangenden bekannter Salzkissenstrukturen ab. Im Zuge der Erkundung sollen die jeweiligen Strukturen auch im Hinblick auf eine CO₂-Speicherung untersucht werden (VEM 2009).

Die beantragten Erlaubnisfelder decken die in Abb. 5 dargestellten potenziellen Speicherstrukturen weiträumig ab. Die Zulässigkeit einer derartigen Verfahrensweise wurde durch ein Rechtsgutachten (DAMMERT & LANG 2008) bestätigt.

Es ist zu erwarten, dass der nach Planung der beantragenden Unternehmen noch für 2009 beabsichtigte Beginn der Aufsuchungsarbeiten gemäß § 7 Bundesberggesetz zugelassen werden kann. In künftigen Erkundungsschritten sollte dann das nationale Kohlendioxid-Speichergesetz (KSpG) die Grundlage von Zulassungen darstellen. Laut vorliegendem Gesetzentwurf ist eine derartige Überleitung von auf bergrechtlicher Grundlage begonnenen Erlaubnisverfahren möglich.

Die genannten Anträge befinden sich seit März 2009 im Beteiligungsverfahren der Träger öffentlicher Belange (TÖB). Inhaltlich stellen sie eine kompakte Zusammenfassung der beabsichtigten Arbeiten zur Erkundung der potenziellen Speicherstrukturen dar. Für die reale Durchführung dieser Arbeiten (z. B. Seismik, Bohrprogramm) sind durch die Antragsteller künftig jeweils weitere Betriebspläne einzureichen.

Eine Einspeisung von CO₂ findet in allen diesen Erkundungsetappen noch nicht statt.



Abb. 7

Pilotanlage für ein Braunkohlkraftwerk mit CO₂-Abscheidung am Standort Schwarze Pumpe (Foto: Vattenfall Europe Mining & Generation)

Fig. 7

Pilot construction of a lignite (brown coal) power station with CO₂-separation in Schwarze Pumpe (Photo: Vattenfall Europe Mining & Generation)

Neben diesen beiden Anträgen ist in der Zukunft mit weiteren Interessenten für CO₂-Speicherung in salinen Aquiferen auf dem Gebiet des Landes Brandenburg zu rechnen, die ähnliche Anträge vorlegen werden.

Auch Anträge zur CO₂-Verpressung bei gleichzeitiger Ausbeutung der wegen zu geringer Drücke in den Lagerstätten verbliebenen Kohlenwasserstoffe sind künftig zu erwarten (**enhanced oil and gas recovery**). Derartige Konzepte bieten sich beispielsweise für die Lagerstätten Döbern (Landkreis Spree-Neiße, klüftig-kavernöses Staßfurt-Karbonat, Ca₂ der Lausitzer Lagune) und Mittweide (Landkreis Oder-Spree, Staßfurt-Karbonatsandbarre) sowie für weitere Öllagerstätten des klüftig-kavernösen Staßfurt-Karbonats (Ca₂) der Lausitzer Lagune an (vgl. ROCKEL & ZIEGENHARDT 1979, PLEIN 1994).

Perspektivisch könnten auch Anträge auf eine CO₂-Speicherung im Subsalinar-Stockwerk anstehen (Sandsteine des Ober-Rotliegenden), wobei gleichzeitig eine Ausbeutung von bisher unwirtschaftlichen Erdgas-Lagerstätten in Betracht gezogen werden kann.

Gleichzeitig zu diesen Aktivitäten, die der Kenntnisverdichtung zu Speicherstrukturen bzw. der Erforschung der Wirk-

mechanismen bei der CO₂-Einlagerung dienen, werden die Techniken zur Abscheidung des CO₂ im **Kraftwerksprozess** untersucht.

Zu diesem Zweck hat der bedeutendste Stromerzeuger in Brandenburg, die Vattenfall Europe Mining & Generation am Standort Schwarze Pumpe im Jahr 2008 die weltweit erste Pilotanlage für ein Braunkohlkraftwerk mit CO₂-Abscheidung in Betrieb genommen. Die Anlage arbeitet nach dem Oxyfuel-Verfahren, wobei Braunkohle in einer Mischung aus Sauerstoff und im Kreislauf geführtem Kohlendioxid unter Vorhandensein von Wasserdampf verbrannt wird. Nach dem Verbrennungsprozess erfolgt eine Rauchgasreinigung, in der Schwefeloxide, Feinstaub und andere Schadstoffe abgeschieden werden, anschließend wird das Wasser auskondensiert. Zurück bleibt das konzentrierte CO₂, das mit Hilfe von Verdichtern verflüssigt wird. Die Anlage verfügt über eine thermische Leistung von 30 Megawatt. Mit dieser Anlage wurde im Pilotmaßstab der Nachweis für die Funktionsfähigkeit der Oxyfuel-Technologie erbracht.

Mit Hilfe der aus dem Betrieb dieser Pilotanlage gewonnenen Erkenntnisse soll bis 2015 in Jämschwalde, auf dem Gelände des dort existierenden Kraftwerkes, ein Demonstrationskraftwerk mit Elektroenergieerzeugung gebaut

werden, das über eine ca. zehnfach höhere Leistung als die Pilotanlage verfügt.

Das Unternehmen ist bestrebt, die Technologie etwa bis 2020 zur großtechnischen Serienreife zu führen.

Diese Planungen decken sich mit der Schätzung der Europäischen Union zur Zeitachse der Entwicklung der CCS-Technologie in Europa (vgl. DAVIES 2008).

Zusammenfassung

Die Speicherung von CO₂ im tiefen Untergrund ist im Hinblick auf die politisch geforderten Konsequenzen aus dem Klimawandel einer der möglichen Handlungsansätze.

Brandenburg hat mit seiner Lage im Verbreitungsgebiet der Mitteleuropäischen Senke, einem der größten Ablagerungsbecken weltweit, gute geologische Voraussetzungen für die CO₂-Speicherung in mineralisierten Schichtwasser führenden Aquiferen. Demgegenüber stehen die Möglichkeiten zur Speicherung in ausgeförderten Kohlenwasserstoff-Lagerstätten stark zurück, eine Speicherung in Kohlenflözen ist nach dem derzeitigen Stand der Technik nicht möglich.

Die vorhandenen Kenntnisse über die regionale Verteilung, über das Tiefenniveau von Speicherhorizonten sowie über deren Ausbildung stammen aus Kartenwerken von seismischen Reflexionshorizonten, aus Tiefbohrungen sowie daraus gewonnenen Bohrkernen und durchgeführten bohrlochgeophysikalischen Messungen, die in früheren Jahrzehnten im Zuge inhaltlich völlig anders ausgerichteter Erkundungsprogramme erarbeitet wurden.

Diese Kenntnisse ermöglichen eine fundierte Vorauswahl potenzieller Speicherstandorte. Eine detaillierte Einzelerkundung dieser Strukturen ist nichtsdestotrotz zwingend erforderlich. Insbesondere müssen durch aufwendige Modellierungen Aussagen zur Langzeitsicherheit derartiger Speicher getroffen werden.

Im Falle der Nutzung von Speicherstrukturen für eine CO₂-Einlagerung können sich Nutzungskonflikte zu anderen Ansprüchen an den tieferen Untergrund ergeben. So wäre eine gleichzeitige Erdgasspeicherung nicht möglich, Wechselwirkungen mit Vorhaben der tiefen Geothermie oder der Solennutzung müssten im Zuge einer unterirdischen Raumordnung untersucht und die Arbeitsregimes abgestimmt werden.

Summary

The storage of CO₂ in the deep underground is one of the possible procedures to fulfil the political demands of working against climate changing. Brandenburg, which is situated in the area of the Middle European basin, one of the greatest sedimentary basins of the world, has good geological conditions for the underground storage of CO₂, especially in deep saline aquifers. The potential storage capacities in depleted oil and gas reservoirs are much smaller whereas a storage in deep unmineable coal seams is not possible with current technologies.

The Geological Survey of Brandenburg has a broad knowledge concerning the regional allocation, the depths of stor-

age horizons and their petrographic character. This knowledge has its origin in the extensive drilling campaigns and seismic explorations of the last four decades of the 20th century.

It can be used to determine some potential suitable underground structures for CO₂-storage. However, a detailed exploration in the case of every single potential structure is necessary imperative. One of the main tasks in modeling these structures is a statement to the long term compactness of the structures.

In the case of using some structures for underground storage of CO₂ some conflicts to other applications in the deep underground are possible. So the storage of natural gas is impossible in the same structures and negative interactions are thinkable with deep geothermal projects and salt brine production. Such conflicts could be coordinated and minimized by instruments of a state underground planning.

Literatur

BEBIOLKA, A., GÖTHEL, M., HÖDING, T. & K. REINHOLD (2009): Das CO₂-Speicherkataster für Brandenburg: Zielsetzung, Methodik, erste Ergebnisse. - (im Druck)

BEER, H. & G. ECKHARDT (1993): Karte der tiefliegenden Bodenschätze des Landes Brandenburg 1 : 300 000, mit Erläuterungen. - 21 S., 1 Kt., Kleinmachnow (unveröff.)

BEER, H. (2000): Geologische Karte des Landes Brandenburg 1 : 300 000 – Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche. - LBGR, Kleinmachnow

BMU (Hrsg.) (2009): Nutzungsmöglichkeiten der tiefen Geothermie in Deutschland. - Bericht Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, 73 S., Berlin

BMW, BMU & BMBF (Hrsg.) (2007): Entwicklungsstand und Perspektiven von CCS-Technologien in Deutschland. - Gemeinsamer Bericht des BMW, BMU und BMBF für die Bundesregierung, 26 S., Berlin

COOK, P. J. (1999): Sustainability and nonrenewable resources. - *Environmental geosciences* 6, 4, S. 185-190, Menasha

DAMMERT, B. & M. LANG (2008): Rechtsgutachten zur Genehmigung von Aufsuchungen sowie von Untersuchungen des Untergrundes auf seine Eignung zur Speicherung von CO₂. - Gutachten, 31 S., Leipzig (unveröff)

DAVIES, C. (Berichterstatter) (2008): Legislative Entschließung und Standpunkt des Europäischen Parlaments vom 17. Dezember 2008 zu dem Vorschlag für eine Richtlinie des Europäischen Parlaments und des Rates über die geologische Speicherung von Kohlendioxid. - Strasbourg

DIENER, I., KATZUNG, G., KÜHN, P., OELSNER, C., GLÄSER, S., HURDIG, E., SCHNEIDER, D. & J. ZSCHERNIG (1984): Geo-

- thermie-Atlas der Deutschen Demokratischen Republik.
- ZGI Berlin
- EU-RL (2008): EU-Richtlinienvorschlag über die geologische Speicherung von Kohlendioxid und zur Änderung der Richtlinien 085/337/EWG und 96/61/EG des Rates sowie der Richtlinien 2000/60/EG, 2001/80/EG, 2004/35/EG, 2006/12/EG und der Verordnung (EG) Nr. 1013/2006 vom 17.12.2008, Brüssel
- FELDRAPPE, H., OBST, K. & M. WOLFGGRAMM (2008): Die mesozoischen Sandsteinaquifere des Norddeutschen Beckens und ihr Potential für die geothermische Nutzung. - Z. Geol. Wiss. **36**, 4-5, S. 199-222, Berlin
- FÖRSTER, A., NORDEN, B., ZINCK-JORGENSEN, K., FRYKMAN, P., KULENKAMPF, J., SPANGENBERG, E., ERZINGER, J., ZIMMER, M., KOPP, J., BORM, G., JUHLIN, C., COSMA, C. & S. HURTER (2006): Baseline characterization of the CO₂SINK geological storage site at Ketzin, Germany. - Environmental Geosciences **13**, 3, S. 145-161, Menasha
- GARETZKY, R. G., LUDWIG, A. O., SCHWAB, G. & W. STACKEBRANDT (2001): Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and adjacent areas. Abridged version. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **8**, 1, explanatory notes & neogeodynamic maps 1-8, Kleinmachnow
- GFZ (Hrsg.) (2005): CO₂-Sink: Unterirdische Speicherung von Kohlendioxid. - Geoforschungszentrum Potsdam, 4 S., Potsdam
- GÖTHEL, M. (2004): Stratigraphie des Känozoikums in Brandenburg mit spezieller Berücksichtigung des Braunkohlenreviers Lausitz. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **11**, 1/2, S. 149-168, Kleinmachnow
- GÖTHEL, M. (2006): Fortschritte bei der Unterscheidung von Aquiferen der Trias u. im Jura Brandenburgs unter spezieller Berücksichtigung der Sequenzstratigraphie. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **13**, 1/2, S. 91-115, Kleinmachnow
- HÖDING, T., ANDREAE, A., BENISCH, H.-J., GÖTHEL, M., GRUNERT, U., KOPP, J., LUDWIG, F., NESTLER, P., RENKERT, B., SITSCHICK, H., STACKEBRANDT, W., THIEM, H.-G. & E. WETZEL (2007): Mineralische Rohstoffe und Energierohstoffe im Land Brandenburg. Rohstoffbericht Brandenburg 2007. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **14**, 2, S. 5-110, Kleinmachnow
- HOTH, P., SEIBT, A., KELLNER, T. & E. HUENGES (1997): Geowissenschaftliche Bewertungsgrundlagen zur Nutzung hydrothermalen Ressourcen in Norddeutschland. - Scientific Technical Report 97/15, GFZ, Potsdam
- http://www.vattenfall.de/www/vf/vf_de/225583xberx/228227u/mwel/228407klima/index.jsp, zugegriffen am 06.05.2009
- IPCC (2005): Underground geological storage. - In: IPCC special report on carbon dioxide capture and storage, 431 S., Cambridge
- IZ KLIMA (2008): CO₂-Abscheidung und -Speicherung als Beitrag zum weltweiten Klimaschutz. - 24 S., Berlin
- KNOPF, S. (2007): Bewertung unterirdischer CO₂-Speichermöglichkeiten in der deutschen Region um Eisenhüttenstadt. - Studie, BGR, 75 S., Hannover (unveröff.)
- KNOPF, S. & J. P. GERLING (2007): Evaluation of the suitability of hydrocarbon reservoirs in North Germany and deeply buried aquifers in the regions of Schwedt and Wolfsburg for the underground storage of carbon dioxide. - Studie, BGR, 224 S., Hannover (unveröff.)
- LEMPP, C. (2008): Tiefe Geothermie und CO₂-Einlagerung im Nutzungskonflikt? - Geothermische Energie Nr. 59, **17**, 2, S. 7-10, Geeste
- LITKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & S. NELSKAMP (eds.) (2008): Dynamics of complex intracontinental basin systems. - 520 S., Berlin, (Springer)
- MANHENKE, V., ECKHARDT, G. & W. ROCKEL (1999): Thermalsolebrunnen im Land Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **6**, 1, S. 69-78, Kleinmachnow
- MANHENKE, V. & H. BEER (2004): Zur Karte der Tiefliegenden Bodenschätze/Geopotentiale des Landes Brandenburg im Maßstab 1 : 300 000. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **11**, 1/2, S. 27-32, Kleinmachnow
- MAY, F., BRUNE, S., GERLING, J. P. & P. KRULL (2003): Möglichkeiten der unterirdischen Speicherung von CO₂ in Deutschland - eine Bestandsaufnahme. - Geotechnik **26**, 3, S. 162-172, Essen
- MAY, F., KRULL, P. & J. P. GERLING (2004): CO₂-storage scenarios in North Germany. - GESTCO project case studies, Studie, BGR, 50 S., Hannover (unveröff.)
- MÜLLER, C., MAY, F., KRULL, P., HOTH, P. & M. FISCHER (2003): Underground storage of carbon dioxide in deep saline aquifers. - Studie, BGR, 35 S., Hannover (unveröff.)
- MÜLLER, C., SCHÄFER, F., WIRTH, H., SCHUSTER, P. & M. FISCHER (2009): A potential CO₂-storage site in southeast Brandenburg. - Studie, BGR, 74 S., Hannover (unveröff.)
- NESTLER, P., HÖDING, T., GÖTHEL, M., SCHULZ, R. & H. SITSCHICK (2005): Geologisch-rohstoffwirtschaftliche Analyse des Rohstoffpotenzials Braunkohle in Brandenburg. - Abschlussbericht LBGR, 60 S., 6 Anl., Cottbus (unveröff.)

- OBST, K. (2008): Möglichkeiten der Unterspeicherung für Erdgas und CO₂ im Nordosten Deutschlands. - Z. geol. Wiss. **36**, 4-5, S. 281-302, Berlin
- PLEIN, E. (1994): Part 1: Europe and Asia, S. 139-192. - In: KULKE, H. (ed.): Regional petroleum geology of the world, Stuttgart (Borntraeger)
- ROCKEL, W. & W. ZIEGENHARDT (1979): Strukturelle Kriterien der Lagunenbildung im tieferen Zechstein im Raum südlich von Berlin. - Z. geol. Wiss. **7**, 7, S. 847-860, Berlin
- SCHRETZENMAYR, S. (1998): Erdöl-Erdgas-Exploration in Brandenburg - Historie; Ergebnisse, Kenntnisgewinn. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **5**, 2, S. 9-18, Kleinmachnow
- SCHWAB, G. (1985): Paläomobilität der Norddeutsch-Polnischen Senke. - Habilitationsschrift Akademie der Wissenschaften der DDR, 196 S., Berlin
- SIROCKO, F., REICHERTER, K., LEHNE, R., HÜBSCHER, CH., WINSEMANN, J. & W. STACKEBRANDT (2008): Chapter 4.5: Glaciation, salt and the present landscape. - In: LITKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & S. NELSKAMP (eds.): Dynamics of complex intracontinental basin systems. - 520 S., Berlin (Springer)
- STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.)(2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg. - 142 S., Kleinmachnow.
- STACKEBRANDT, W. & H. BEER (2002): Strukturgeologische Übersicht. - In: STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.) (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg. - S. 68-69, Kleinmachnow
- STACKEBRANDT, W. (2004): Zur Neotektonik in Norddeutschland.- Z. geol. Wiss., **32**, 2-4, S. 85-95, Berlin
- STACKEBRANDT, W. (2005): Neotektonische Aktivitätsgebiete in Brandenburg (Norddeutschland). - Brandenburgische geowiss. Beitr. **12**, 1/2, S. 165-172, Kleinmachnow
- VEM (Hrsg.) (2009): Erkundung geologischer Formationen zur CO₂-Speicherung in Ostbrandenburg geplant. - Z. Bergbau **60**, 4, S. 146-147, Essen
- ZIEGENHARDT, W. (1976a): Bau und Genese salinartektonisch angelegter Strukturen des Staßfurtkarbonats im Zechstein der Lausitz. Teil 1: Charakteristik des Strukturbaus. - Z. f. angew. Geol. **22**, 1, S. 3-10, Berlin
- ZIEGENHARDT, W. (1976b): Bau und Genese salinartektonisch angelegter Strukturen des Staßfurtkarbonats im Zechstein der Lausitz. Teil 2: Strukturgenetische Interpretation. - Z. f. angew. Geol. **22**, 3, S. 107-113, Berlin

Anschriften der Autoren:

Dr. Thomas Höding
 Dipl.-Geol. Michael Göthel
 Dr. Werner Stackebrandt
 Landesamt für Bergbau, Geologie und
 Rohstoffe Brandenburg
 Inselstr. 26
 03046 Cottbus
thomas.hoeding@lbgr-brandenburg.de
michael.goethel@lbgr-brandenburg.de,
werner.stackebrandt@lbgr-brandenburg.de

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	16 (2009), 1/2	S. 19-28	4 Abb., 2 Tab., 23 Lit.
------------------------------	---------	----------------	----------	-------------------------

Isobathenkarte für den Aquiferkomplex Mittlerer Buntsandstein in NE-Deutschland

Isobathic map of the Middle Buntsandstein aquifer complex in NE Germany

JULIANE BRANDES & KARSTEN OBST

1. Einführung

In den Jahren zwischen 1988 und 1992 wurde für NE-Deutschland ein Kartenwerk mit dem Titel „Geothermische Ressourcen im Nordteil der DDR“ bzw. „Geologische Grundlagen für die Geothermienutzung in Nordost-Deutschland“ im Maßstab 1 : 200 000 erstellt (DIENER et al. 1988-1992, WORMBS et al. 1988-1989), in dem für geothermische Nutzungen relevante Informationen über mesozoische Sandsteinaquifere des Norddeutschen Beckens aufbereitet wurden. Die verwendeten Daten stammen überwiegend aus geologischen und geophysikalischen Untersuchungen, die im Rahmen der Kohlenwasserstofferkundung gewonnen wurden.

Während für die Sandsteine des Mittleren Keuper (Schilfsandstein), des Rhät/Lias-Aquiferkomplexes, des Dogger und der Unterkreide Angaben zur Verbreitung und Tiefenlage für den gesamten Nordosten Deutschlands vorlagen, waren für den Aquiferkomplex Mittlerer Buntsandstein (Sandsteine der Detfurth- bis Solling-Folge) keine diesbezüglichen Angaben im zentralen Teil des Norddeutschen Beckens vorhanden (vgl. FELDRAPPE et al. 2008), da die Abfolgen in diesem Bereich von pelitischer Fazies dominiert werden und die jeweiligen basalen Sandsteinhorizonte nur in relativ geringer Mächtigkeit ausgebildet sind. Die fehlenden Isolinienpläne für die Geothermischen Ressourcenkarten der Blätter Bad Doberan/Schwerin, Güstrow, Neuruppin und Eberswalde/Bad Freienwalde wurden deshalb im Rahmen des vom BMU finanzierten Projekts „Geothermisches Informationssystem für Deutschland“ (GeotIS) seitens des Landesamts für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (LUNG M-V) rekonstruiert (BRANDES & OBST 2008).

Die neuen Isobathen (= Basis der Detfurth-Folge) konnten auf Grundlage vorhandener reflexionsseismischer Messungen und Tiefbohrungen ermittelt, verifiziert und an die zuvor erstellten digitalen Datensätze angeschlossen werden. Somit stehen die Informationen zur Tiefenlage des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein für NE-Deutschland erstmals

flächendeckend zur Verfügung und ermöglichen z. B. im Zusammenhang mit weiteren stratigraphischen Horizonten eine vollständige 3D-Modellierung. Aber auch im Hinblick auf die Bewertung möglicher Speicherstandorte für Erdgas oder CO₂ in Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern und Sachsen-Anhalt (vgl. OBST 2008) stellt der Datensatz eine wichtige geologische Grundlage dar.

2. Aquiferkomplex Mittlerer Buntsandstein

2.1 Stratigraphie und Lithofazies

Der Mittlere Buntsandstein ist im Untergrund NE-Deutschlands von Rügen bis zu den Mitteldeutschen Hauptabbrüchen (Wittenberger Abbruch, Lausitzer Abbruch; KATZUNG & EHMKE 1993) fast vollständig verbreitet. Er wird vom Liegenden zum Hangenden in die Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Folge (s3 bis s6) gegliedert. Sowohl die Tiefenlage als auch die Mächtigkeit dieser Abfolge variieren im Bereich des Norddeutschen Beckens erheblich. Während die Basis des Mittleren Buntsandsteins im Beckenzentrum (W-Mecklenburg) in Tiefen unterhalb -3 500 m NN liegt, befindet sie sich am nördlichen Beckenrand (Insel Rügen) in Tiefen zwischen -800 und -1 000 m NN. Am südlichen Beckenrand wurden Abfolgen des Mittleren Buntsandsteins bereits in Tiefen < -200 m NN erbohrt. Seine Gesamtmächtigkeit variiert zwischen 500 m im zentralen Teil des Beckens (W-Mecklenburg und NW-Brandenburg) und weniger als 50 m im Bereich der Beckenränder (BEUTLER 2004).

Im Verbreitungsgebiet des Mittleren Buntsandsteins kam es infolge tektonischer Bewegungen regional nicht nur zu Schichtausfällen, sondern auch zu Abtragungen und übergreifende Lagerung vor allem an der Hardeggen-Diskonformität (KATZUNG 2004). Insbesondere fehlen deshalb im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle die Volpriehausen-, Detfurth- und Hardeggen-Folge völlig. Eine weitere Ursache für lokal sekundär reduzierte Verbreitung und Mächtigkeit von Schichten des Mittleren Buntsandsteins sind halokinetische Bewegungen der Zechsteinsalze und damit verbundene post-sedimentäre Hebungs- und Abtragungsprozesse.

Die in einem fluviatil-limnischen, teilweise marin beeinflussten Milieu abgelagerten Folgen des Mittleren Buntsandsteins im Norddeutschen Becken werden traditionell zyklisch gegliedert. Die Folgen beginnen typischerweise mit weit aushaltbaren Sandsteinhorizonten, die zum Hangenden in eine Wechselfolge aus Sand-, Silt- und Tonsteinen übergehen. Im Beckenzentrum ist diese Gliederung deutlich, während nach Norden die Anteile der Sandsteine auch in der Wechselfolge zunehmen (bedingt durch die Nähe zum skandinavischen Liefergebiet) und somit die Abfolge schwieriger zu untergliedern ist.

Aufgrund ihrer häufig geringmächtigen und zudem teilweise zementierten Sandsteinbereiche schlossen die früheren Bearbeiter der Geothermischen Ressourcenkarten die **Volpriehausen-Folge** vom Aquiferkomplex Mittlerer Buntsandstein aus (WORMBS et al. 1989). Aus diesem Grund wird die Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeit dieser ältesten Folge des Mittleren Buntsandsteins hier nicht explizit vorgestellt. Lokal kann der Volpriehausen-Sandstein aber durchaus Mächtigkeiten bis 25 m erreichen (SE-Brandenburg) und damit für eine geothermische oder speichergeologische Nutzung interessant sein (z. B. Thermalsoleprojekt in Burg/Spreewald; KOPP et al. 2004).

Innerhalb eines ungestörten Normalprofils folgt im Hangenden die **Detfurth-Folge**, die im Aquiferkomplex Mittlerer Buntsandstein die unterste Einheit darstellt. Sie erreicht eine maximale Mächtigkeit von 95 m und beginnt mit einem relativ grob ausgebildeten Sandstein (Detfurth-Sandstein), der durch feinklastische Zwischenmittel in Unter- und Oberbank getrennt wird (RADZINSKI 1976). Die Detfurth-Wechselfolge im Hangenden ist zum überwiegenden Teil pelitisch geprägt. Im Norden des Untersuchungsgebietes, im Bereich des Beckenrandes steigt der Anteil der Sandfraktion kontinuierlich an und bildet innerhalb der Wechselfolge mehrere mächtige Sandstein-Lagen. Gleichzeitig verringert sich die Gesamtmächtigkeit der Detfurth-Folge (BEUTLER 2004). Die Verbreitung der Detfurth-Folge endet auf Nord-Rügen (südlich der Linie Rappin–Sassnitz) sowie im Scheitelbereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle.

Die sich stratigraphisch anschließende **Hardeggen-Folge** weist im Untersuchungsgebiet beträchtliche Mächtigkeitsunterschiede und Fazies-Differenzierungen auf. Während es auf der Calvörde-Scholle, der Eichsfeld-Altmark-Schwelle und in SE-Brandenburg zu einem vollständigen Ausfall der Folge kommt (H-Diskordanz), werden in W-Mecklenburg Mächtigkeiten von 135 m erreicht. Basal ist ein Sandstein ausgebildet, der wiederum in eine Wechselfolge aus Sand-, Schluff- und Tonsteinen übergeht. Im Hangenden tritt ein weiterer Sandsteinhorizont auf. Nur nordöstlich der Linie Ribnitz-Damgarten–Pasewalk lässt sich zum Hangenden durchweg ein rascher Fazieswechsel hin zu ausschließlich sandiger Ausbildung beobachten. Als Besonderheit der Hardeggen-Folge tritt im Hangenden ein maximal 35 m mächtiger Karbonat-Horizont auf. Ihre nördlichste Verbreitungsgrenze erreicht sie auf der Insel Rügen.

Den Abschluss des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein bildet die im Norddeutschen Becken nahezu vollständig verbreitete **Solling-Folge**. Sie ist durch raschere Fazieswechsel und dementsprechend „steilere“ Faziesgrenzen gekennzeichnet (PUFF & RADZINSKI 1980). Die Solling-Folge lagert diskordant auf unterschiedlich alten Buntsandsteinfolgen (H-Diskordanz) und setzt, mit Ausnahme der Calvörde-Scholle (basaler „Grauer Ton“), mit einem Basissandstein ein. Vom Westen Mecklenburgs bis ins westliche Vorpommern schließt sich an die bis zu 40 m mächtige, überwiegend tonige Solling-Wechselfolge mit dem Chirotherien-Sandstein ein zweiter Sandsteinhorizont an (BEUTLER 2004). Im südöstlichen Beckenbereich (S-Brandenburg) ist die Solling-Folge durch eine nichtsandige Ausbildung gekennzeichnet. Eine Abgrenzung zur liegenden Hardeggen-Folge, bei der im höheren Teil ebenfalls Sandsteine fehlen, wird dadurch erschwert.

2.2 Petrophysikalische und chemische Eigenschaften des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein

Sandsteinaquifere, die für eine geothermische Nutzung oder als Porenspeicher in Frage kommen, sind durch hohe Porositäts- und Permeabilitätswerte gekennzeichnet. Porosität ist der Anteil des Porenraumes am Volumen des Gesteins. Sie wird häufig in Prozent angegeben und erlaubt Aussagen zur Speicherefähigkeit eines Gesteins. Die effektive Porosität (Nutzporosität) kennzeichnet den durchflusswirksamen Bereich. Sie kann mittels Bohrlochmessungen abgeschätzt oder an Bohrkernproben laborativ bestimmt werden. Die Permeabilität beschreibt die Durchlässigkeit eines Gesteins gegenüber einer viskosen Flüssigkeit mit einer bestimmten Dichte (z. B. Wasser). Oft besteht ein empirischer Zusammenhang zwischen Porosität und Permeabilität für eine lithologische Einheit.

Die Porositäts- und Permeabilitätswerte des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein variieren je nach stratigraphischer Position und Fazies. Für die Sandsteinhorizonte der Detfurth-Folge wurden mittlere Nutzporositäten von 10-25 % und Permeabilitäten von durchschnittlich 500 mD ermittelt. Die höchsten Werte sind im nordöstlichen Randbereich des Norddeutschen Beckens vorhanden (Geothermiebohrungen Stralsund und Karlshagen). Nutzporositäten bis 32 % und Permeabilitäten bis 1 925 mD wurden mittels Bohrlochmessungen bzw. laborativ bestimmt. Nutzporositäten für die Sandsteine der Hardeggen-Folge reichen von <10 % im zentralen Bereich des Norddeutschen Beckens bis 25 % (maximal 30 %) im Nordosten (Vorpommern). Die Permeabilitäten der Hardeggen-Sandsteine variieren größtenteils zwischen 200 und 700 mD (maximal 2 200 mD in der Geothermiebohrung Stralsund 1). Die Nutzporositäten und Permeabilitäten der Solling-Sandsteine entsprechen denen der liegenden Folgen des Mittleren Buntsandsteins. Die höchsten Werte liegen von den Geothermiebohrungen in Stralsund mit 30 % bzw. 1 800 mD vor.

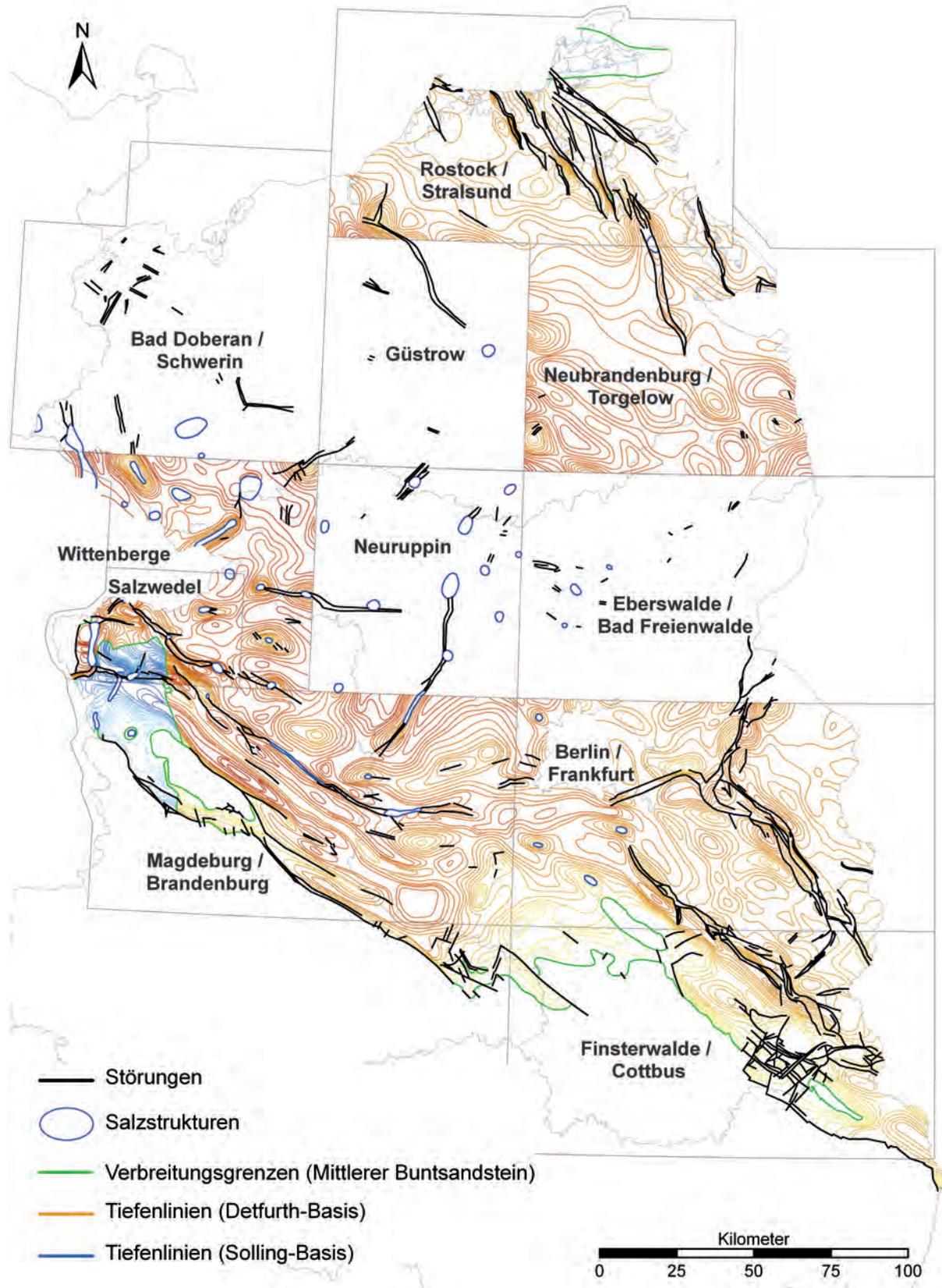


Abb. 1

Die Tiefenlage der Basis des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein in NE-Deutschland (= Basis Detfurth-Folge sowie Basis Solling-Folge im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle und auf Nord-Rügen) auf Grundlage der digital aufbereiteten Isolinienpläne der Geothermischen Ressourcenkarten (FELDRAPPE et al. 2008, verändert)

Fig. 1

Depth distribution of the base of the Middle Bunter Sandstone aquifer complex in NE Germany (= base Detfurth sequence and base Solling sequence in the area of the Eichsfeld-Altmark Swell and on northern Rügen island) based on the digitally improved isobathic maps of geothermal resources (FELDRAPPE et al. 2008, modified)



Abb. 2

Der S1-Reflexionshorizont (REINHARDT et al. 1986-1989) innerhalb des Salinarrot (Oberer Buntsandstein) wurde als Datengrundlage zur Vervollständigung von Isolinienplänen der Basis des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein im zentralen Teil des Norddeutschen Beckens genutzt

Fig. 2

S1 reflection horizon (REINHARDT et al. 1986-1989) within the Salinarrot (Upper Buntsandstein) was used as data set for the reconstruction of the isobathic lines for the base of the Middle Buntsandstein aquifer complex in the central part of the North German Basin



Abb. 3
Vollständige Isobathenkarte für die Basis des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein in NE-Deutschland
Fig. 3
Complete isobathic map for the base of the Middle Buntsandstein aquifer complex of NE Germany

Wichtig für geothermische Nutzungen tiefer Sandsteinaquifere sind auch Salinität und Temperatur der darin vorhandenen Wässer. Die mesozoischen Tiefenwässer im Norddeutschen Becken sind durch eine hohe Mineralisation gekennzeichnet, deren Konzentration mit der Tiefe zunimmt. Die Salinitäten der untersuchten Schichtwässer des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein variieren deshalb zwischen 80 und 355 g/l.

Die Temperatur des Untergrundes nimmt ebenfalls mit der Tiefe zu. Die quantitative Zunahme wird durch den geothermischen Gradienten charakterisiert. Regional bzw. lokal kann dieser Gradient stark schwanken. Während er im Nordosten, am Beckenrand (Usedom, Rügen) mit 24 bis 26 °C/km sehr niedrig ist, werden im zentralen Teil des Norddeutschen Beckens Gradienten von 31 bis 37 °C/km erreicht. Im Bereich von Salzstöcken sind hohe Werte bis 48 °C/km möglich (GTN 2005). Bedingt durch die differenzierte Tiefenlage des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein schwanken die Schichtwassertemperaturen an der Basis der Detfurth-Folge zwischen 20 °C (z. B. oberhalb der Salzstruktur Jänickendorf (S-Brandenburg) und 150 °C in der Senke zwischen den Salzdiapiren Werle (SW-Mecklenburg) und Helle (NW-Brandenburg).

3. Rekonstruktion der fehlenden Isobathen der Detfurth-Basis

3.1 Grundlagen und Arbeitsschritte

Angaben zur Tiefenlage der Basis des Sandsteinaquiferkomplexes im Mittleren Buntsandstein wurden im Rahmen des GeotIS-Projektes auf der vorhandenen Datenbasis bisher nur für die nördlichen und südlichen Randbereiche des Norddeutschen Beckens digital aufbereitet und zusammen mit weiteren Parametern in ein ArcGIS-Projekt überführt (vgl. FELDRAPPE et al. 2008; Abb. 1). Die Isobathen repräsentieren größtenteils die Basis der Detfurth-Folge, nur im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (Geothermische

Ressourcenkarten der Blätter Wittenberge, z. T. auch Magdeburg, Brandenburg und Salzwedel) wurde die Basis der Solling-Folge dargestellt, da hier ältere Einheiten des Aquiferkomplexes fehlen.

Grundlage dieser Darstellungen sind Tiefenlinienkarten reflexionsseismischer Horizonte des Geophysikalischen Kartenwerkes der DDR (REINHARDT et al. 1986-89). Insbesondere die Isolinienpläne zum S1-Reflexionshorizont (Oberfläche von Anhydritschichten innerhalb des Salinarrot, Oberer Buntsandstein) wurden dafür verwendet und konnten deshalb auch zur vollständigen Rekonstruktion der Tiefenlage des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein im zentralen Teil des Norddeutschen Beckens genutzt werden (Abb. 2). Ausgewählte Tiefbohrungen dienten dabei als Stützstellen bzw. der Qualitätskontrolle.

Deshalb wurde zunächst nach entsprechend tiefen Bohrungen im zentralen Teil des Norddeutschen Beckens recherchiert, die zum großen Teil bereits in der Bohrdatenbank des GeotIS integriert waren (vgl. FELDRAPPE et al. 2008) bzw. in diese zusätzlich übertragen wurden. Aus den Bohrungen standen Angaben zur Liegendgrenze der Detfurth-Folge sowie zur Hangendgrenze des Mittleren Buntsandsteins zur Verfügung, wodurch die jeweilige Gesamtmächtigkeit des Aquiferkomplexes berechnet werden konnte.

Ausgehend vom S1-Reflexionshorizont, der sich im betrachteten Gebiet durchschnittlich 200-300 m oberhalb der Basis der Detfurth-Folge (Tab. 1) befindet, wurden die Isobathen der Basis des Aquiferkomplexes festgelegt, d. h. sie folgen häufig dem Verlauf der reflexionsseismischen Isolinien. Kontrolliert wurde ihre Position mittels der Bohrdaten und den errechneten Mächtigkeiten des Aquiferkomplexes (Abb. 3). Gleichzeitig mussten diese neuen Isobathen an die bereits vorhandenen Tiefenlinien in den Randbereichen des Norddeutschen Beckens angepasst werden. Dies erforderte in einigen Fällen geringfügige Korrekturen.

Tab. 1
Stratigraphie des Buntsandstein in NE-Deutschland (BEUTLER 2004, verändert) und Position des S1-Reflexionshorizontes

Tab. 1
Stratigraphy of the Buntsandstein in NE Germany (BEUTLER 2004, modified) and the location of S1 reflection horizon

Buntsandstein	Oberer	s7	Röt-Folge	S1-Reflektor (Oberfläche der Anhydrite im Salinarrot)
	Mittlerer	s6	Solling-Folge (smS)	
		s5	Hardeggen-Folge (smH)	
s4		Detfurth-Folge (smD)		
s3		Volpriehausen-Folge (smV)		
Unterer	s2	Bernburg-Folge (suB)		
	s1	Calvörde-Folge (suC)		

3.2 Probleme und Lösungen

Für den größten Teil des Arbeitsgebietes konnten die flächendeckend (außer Berlin) vorhandenen Isolinien des S1-Reflexionshorizontes zur Rekonstruktion der Isobathen des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein, insbesondere der Detfurth-Basis verwendet und entsprechend der durchschnittlichen Mächtigkeit des Aquiferkomplexes „tiefer gelegt“ werden. Nur innerhalb weniger Bereiche des Arbeitsgebietes musste der Verlauf der Isobathen korrigiert und an die Teufenangaben der Tiefbohrungen sowie an die bereits vorhandenen Isolinien des bestehenden Datensatzes in den Randbereichen angepasst werden. Die fehlenden Angaben für das Stadtgebiet von Berlin wurden uns freundlicherweise von Herrn H. Wirth (BGR) zur Verfügung gestellt.

Für die Bereiche Nord-Rügen, der Eichsfeld-Altmark-Schwelle sowie der Calvörde-Scholle wurden die Verbreitungsgrenzen der Detfurth-Folge in den Geothermischen

Ressourcenkarten mit den Angaben verschiedener Autoren (PUFF & RADZINSKI 1980, SCHÜLER 1980) verglichen, um eine möglichst genaue Darstellung zu realisieren. Eine zusätzliche Kontrolle erfolgte mit Hilfe der Schichtenverzeichnisse von Bohrungen, die in der Bohrdatenbank des GeotIS-Projektes erfasst sind. Dabei wurde im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle festgestellt, dass von den etwa 200 Bohrungen (schwarz), die in diesem Gebiet abgeteuft wurden, sieben Bohrungen (rot) Gesteinsmaterial der Detfurth-Folge enthalten, obwohl sie sich außerhalb des Verbreitungsgebietes der Detfurth-Folge befinden (Abb. 4). Bei drei Bohrungen sind die Angaben zum Detfurth-Sandstein allerdings mit einem Fragezeichen im Schichtenverzeichnis gekennzeichnet. Drei weitere Bohrungen befinden sich in unmittelbarer Nähe zu Störungszonen und könnten aus diesem Grund Relikte von Detfurth-Sandsteinen enthalten. Dafür spricht die relativ geringe, häufig weniger als 5 m betragende Mächtigkeit. Somit bleibt die Grenzziehung entsprechend der Geothermischen Ressourcenkarten durch die Auswertung des digitalen Datensatzes unbeeinflusst.

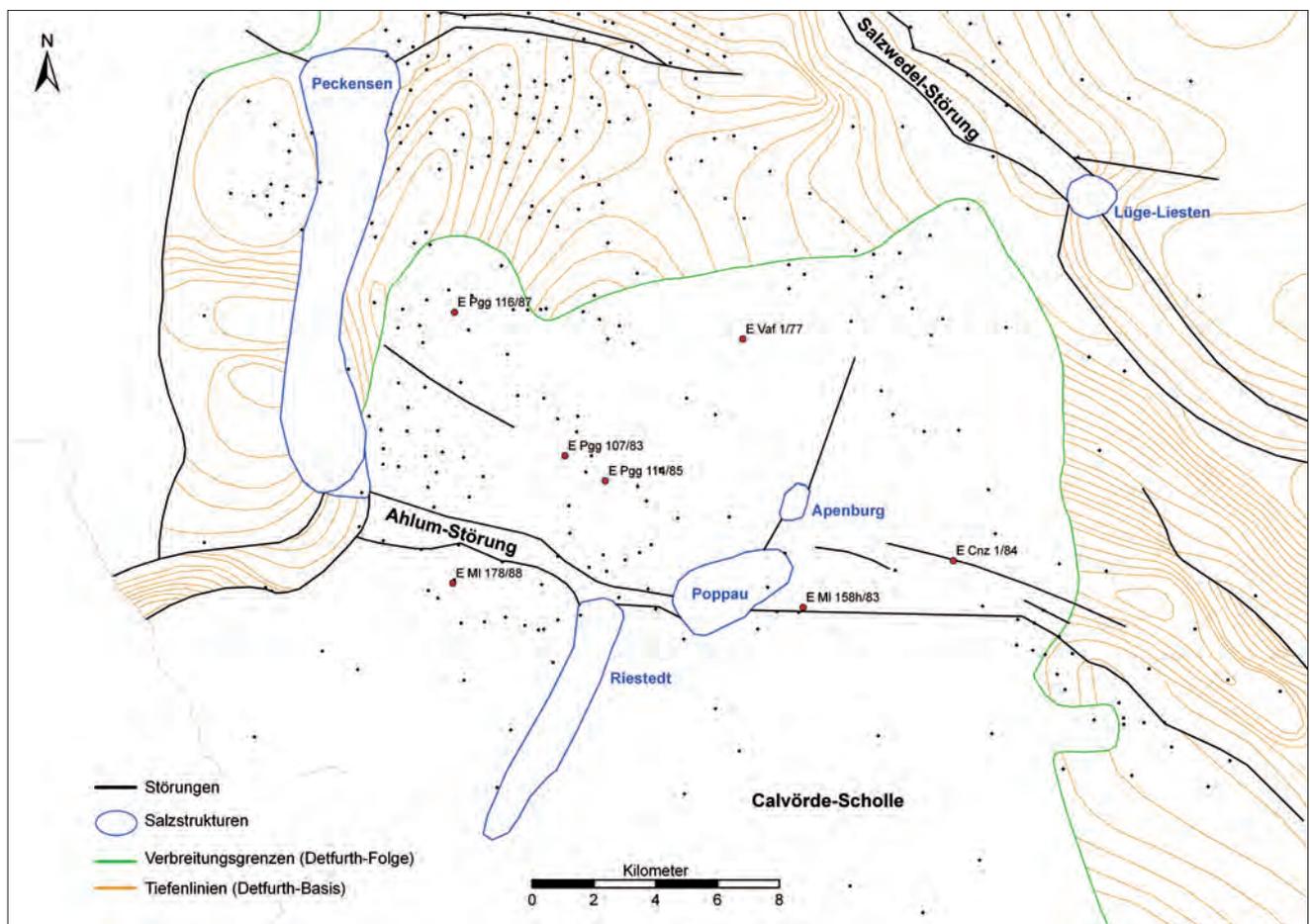


Abb. 4 Nordteil der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (Sachsen-Anhalt) mit der Verbreitungsgrenze der Detfurth-Folge. Bohrungen ohne Detfurth-Folge (schwarz); Bohrungen mit Detfurth-Folge (rot)

Fig. 4 Northern part of the Eichsfeld-Altmark Swell (Saxony-Anhalt) showing the distribution of the Detfurth sequence. Boreholes without Detfurth sequence (black); boreholes with Detfurth sequence (red)

4. Fazit und Ausblick

Im Nordosten von Mecklenburg-Vorpommern sind geothermische Anlagen geplant (Geothermieobjekte Karlshagen und Stralsund), die Sandsteinaquifere des Mittleren Buntsandsteins im Randbereich des Norddeutschen Beckens nutzen wollen. Entsprechende Bohrungen wurden bereits Ende der 80er Jahre niedergebracht und ausgebaut (Tab. 2). Trotz vorhandener Eignungsnachweise wurde der ursprünglich geplante Ausbau zu Geothermischen Heizzentralen wegen

eine vollständige Datengrundlage für den Aquiferkomplex im Mittleren Buntsandstein erforderlich.

Auf Grundlage der nun ergänzten Isobathen des Aquiferkomplexes im Mittleren Buntsandstein und der Bohrdatenbank des GeotIS-Projektes können die Mächtigkeiten dieses Aquiferkomplexes bzw. einzelner geothermisch interessanter Sandsteinhorizonte beckenweit modelliert werden. Des Weiteren lassen sich jetzt mit geeigneten Fachanwendungen beliebige Schnitte durch den gesamten östlichen Teil des

Tab. 2

Geologische und petrophysikalische Parameter der Geothermieobjekte Karlshagen und Stralsund in Mecklenburg-Vorpommern (BLM = Bohrlochmessung)

Tab. 2

Geological and petrophysical features of the geothermal projects Karlshagen and Stralsund in Mecklenburg-Western Pomerania (BLM = borehole measurement)

	Karlshagen 1/88	Karlshagen 2/87	Stralsund 1/85	Stralsund 2/85	Stralsund 6/89
Nutzhorizont	Detfurth-Sandstein	Detfurth-Sandstein	Detfurth-Sandstein	Detfurth-Sandstein	Detfurth-Sandstein
Tiefe	1748-1788 m	1708-1748 m	1526-1542 m	1537-1603 m	1487-1568 m
Effektive Mächtigkeit	40 m	40 m	16 m	50 m	47 m
Schichttemperatur	56°C	57°C	56°C	59°C	58°C
Nutzporosität (Labor)	19-31 %	20-30 %	18-27 %	9-27 %	20-24 %
Nutzporosität (BLM)	18-28 %	20-29 %	25-32 %	17-25 %	20-28 %
Permeabilität	243-1925 mD	106-1115 mD	120-1800 mD	800-1200 mD	608-1150 mD

fehlender Investoren nach 1990 nicht realisiert. Weitere hydrogeothermische Vorhaben sind in dieser Region geplant (z. B. Geothermieprojekt Ost-Usedom für die Kaiserbäder Bansin, Heringsdorf und Ahlbeck). Geothermisch nutzbare Potenziale des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein sind auch für Standorte im Bereich des Grimmener Walls (Grimmen, Barth, Ribnitz-Damgarten) vorhanden.

Zwar galten bisher die Abfolgen des Mittleren Buntsandsteins im zentralen Bereich des Norddeutschen Beckens aufgrund ihrer Faziesausbildung für eine geothermische Nutzung als ungeeignet. Durch Veränderungen auf den Energiemärkten und der Weiterentwicklung entsprechender Technologien könnten aber auch sie in den Blickpunkt des wirtschaftlichen Interesses gelangen. Insbesondere dann, wenn sich mehrere Sandsteinhorizonte geringerer Mächtigkeit als ein gemeinsames Reservoir erschließen ließen. Aber auch für die Bewertung der Durchführbarkeit speichergeologischer Projekte sowie zur Abschätzung von Risiken ist

Norddeutschen Beckens erstellen sowie ein „lückenloses“ 3D-Modell erzeugen. Ein Teil der neuen Daten wird zudem als Ergänzung in den Tektonischen Atlas NE-Deutschland aufgenommen. Auch steht der vervollständigte Datensatz für eine Evaluierung der Sandsteinaquifere des Mittleren Buntsandsteins hinsichtlich einer möglichen CO₂-Speicherung zur Verfügung. Damit diese neuen Aufgaben von den jeweils zuständigen Staatlichen Geologischen Diensten fachgerecht durchgeführt werden können, wurden die neuen Datensätze den zuständigen Behörden, im Land Brandenburg dem Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) in Cottbus und in Sachsen-Anhalt dem Landesamt für Geologie und Bergwesen (LAGB) in Halle, übergeben.

Zusammenfassung

Sandsteinhorizonte des Aquiferkomplexes Mittlerer Buntsandstein sind im Nordosten Deutschlands nahezu flächen-

deckend vorhanden. Ihr geothermisches und speichergeologisches Potenzial ist zwar regional verschieden, aber ihre Nutzung zur Wärmeengewinnung oder für die Untergrundspeicherung ist prinzipiell möglich. Die Realisierung konkreter Projekte hängt hinsichtlich der Wirtschaftlichkeit eher von den Entwicklungen auf den konventionellen Energiemärkten bzw. vom politischen Willen zum Erreichen ehrgeiziger Klimaschutzziele ab.

Ausgehend von den bisher nur für die nordöstlichen und südöstlichen Randbereiche des Norddeutschen Beckens verfügbaren Geothermischen Ressourcenkarten für diesen Aquiferkomplex sowie den Karten des seismischen Reflexionshorizontes S1 im Salinarröt (Oberer Buntsandstein) und zahlreicher Schichtinformationen von Bohrungen in den Landesbohrdatenspeichern von Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern und Sachsen-Anhalt konnten die fehlenden Isobathen der Basis der Detfurth-Folge im zentralen Teil des Norddeutschen Beckens rekonstruiert werden.

Mit dem vervollständigten und harmonisierten digitalen Datensatz zur Verbreitung und Tiefenlage der Basis des Aquiferkomplexes (= Basis Detfurth-Folge bzw. Basis Solling-Folge im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle) im östlichen Teil des Norddeutschen Beckens können die Nutzungspotenziale exakter beschrieben und modelliert werden. Diese neuen Daten ermöglichen die Ergänzung bestehender oder den Aufbau geplanter Informationssysteme für den tieferen geologischen Untergrund (z. B. Geothermisches Informationssystem für Deutschland, SCHULZ et al. 2007) und bilden eine gute Grundlage für 3D-Modellierungen. Dadurch werden diese Informationen für Investoren und politische Entscheidungsträger nicht nur verfügbar, sondern mittels geeigneter Internetpräsentationen auch visualisierbar. Für die nordöstlichen Bundesländer ergeben sich dadurch neue wirtschaftliche und klimapolitische Chancen, z. B. für die Nutzung CO₂-emissionsarmer Energien wie Erdwärme oder zur dauerhaften Untergrundspeicherung des Klimagases Kohlendioxid.

Summary

The sandstone horizons of the Middle Buntsandstein aquifer complex in NE Germany occur almost area-wide. Their geothermal and storage potential varies regionally, however, in general their use for heat production or underground storage is possible. The realisation of specific projects depends mainly on economic trends of the conventional energy market as well as on the political intentions to achieve ambitious goals for climate protection.

On the basis of the geothermal resource maps of this aquifer complex, which were only available for the north-eastern and south-eastern marginal areas of the North German Basin, as well as maps of the seismic reflection horizon S1 in the Salinarröt (Upper Buntsandstein) and abundant litho-

stratigraphic information obtained from drillings recorded in the State borehole databases of Brandenburg, Mecklenburg-Western Pomerania and Saxony-Anhalt, the missing isobathic lines of the base of the Detfurth sequence in the central part of the North German Basin could be reconstructed.

With this complete and harmonized digital data set concerned with the distribution and depth of the base of the Middle Buntsandstein aquifer complex (= base of Detfurth sequence or base of Solling sequence in the area of the Eichsfeld-Altmark Swell) in the eastern part of the North German Basin, the potential for its use can be described and modelled in more detail. This new data base allows the improvement of existing or the establishment of planned information systems concerned with deep geological resources (e. g., Geothermal Information System of Germany; SCHULZ et al. 2007) and will represent a good foundation for 3D modelling. Therefore, this information will not only be available for investors and policy-makers but also accessible through the use of suitable presentation techniques in the internet. Thus, new opportunities for the economy and climate protection policy of the north-eastern German Federal States can be provided, e. g. by the utilization of low CO₂ emission energy like geothermal energy or the long-term underground storage of the climate gas carbon dioxide.

Literatur

- BEUTLER, G. (2004): Trias. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. - S. 140-151, Stuttgart (Schweizerbart)
- BRANDES, J. & K. OBST (2008): Die vollständige Rekonstruktion der Tiefenlage des Mittleren Buntsandstein in NE-Deutschland – Ein Beitrag zum „GeotIS-Projekt“. - Tagungsband, Geothermiekongress 2008, 11.-13.11.2008, S. 495-502, Karlsruhe
- DIENER, I., PASTERNAK, G., RUSITZKA, I., STOLLBERG, K., TESCH, M., TOLIKIS, R. & J. WORMBS (1988): Geothermische Ressourcen im Nordteil der DDR (I): Blatt Neuruppin. - ZGI, Berlin
- DIENER, I., PASTERNAK, G. & K. STOLLBERG (1991a): Geologische Grundlagen für die Geothermienutzung in Nordost-Deutschland: Blatt Magdeburg/Brandenburg. - UWG mbH, Berlin
- DIENER, I., PASTERNAK, G., STOLLBERG, K., TESCH, M., TESCH, M., TOLIKIS, R. & J. WORMBS (1990a): Geothermische Perspektivitätsbewertung für die Geothermienutzung in NE-Deutschland: Blatt Berlin-Frankfurt/O. - UWG mbH, Berlin
- DIENER, I., PASTERNAK, G., STOLLBERG, K., TESCH, M., TESCH, M., TOLIKIS, R. & J. WORMBS (1990b): Geothermische

- Ressourcen im Nordteil der DDR (II): Blatt Eberswalde/
Bad Freienwalde. - ZGI, Berlin
- DIENER, I., TESCH, M. & G. PASTERNAK (1991b): Geologi-
sche Grundlagen für die Geothermienutzung in Nordost-
Deutschland: Blatt Finsterwalde/Cottbus. - UWG mbH,
Berlin
- DIENER, I., WORMBS, J., PASTERNAK, G., STOLLBERG, K.,
TESCH, M. & R. TESSIN (1992a): Geologische Grundlagen
zur Geothermienutzung in Nordost-Deutschland: Blatt
Rostock/Stralsund. - UWG mbH, Berlin
- DIENER, I., WORMBS, J., PASTERNAK, G., STOLLBERG, K.,
TESCH, M., TESSIN, R. & R. TOLEIKIS (1992b): Geologi-
sche Grundlagen für die Geothermienutzung in Nordost-
Deutschland: Blatt Salzwedel. - UWG mbH, Berlin
- DIENER, I., WORMBS, J., RUSITZKA, I., PASTERNAK, G., TO-
LEIKIS, R., TESSIN, R., TROTTNER, D. & H. WUNDERLICH
(1989): Geothermische Ressourcen im Nordteil der DDR
(I): Blatt Schwerin/Bad Doberan. - ZGI, Berlin
- FELDRAPPE, H., OBST, K. & M. WOLFGGRAMM (2008): Die me-
sozoischen Sandstein-Aquifere des Norddeutschen Be-
ckens und ihr Potential für die geothermische Nutzung.
- Z. geol. Wiss. **36**, 4-5, S. 199-222, Berlin
- GTN (2005): Studie zu Thermalsolevorkommen in Meck-
lenburg-Vorpommern. Teil 1. - Bericht im Auftrag des
Wirtschaftsministeriums Mecklenburg-Vorpommern, 66
S., Neubrandenburg
- KATZUNG, G. (2004): Regionalgeologische Stellung und
Entwicklung. - In: Katzung, G. (Hrsg.): Geologie von
Mecklenburg-Vorpommern. - S. 8-37, Stuttgart (Schwei-
zerbart)
- KATZUNG, G. & G. EHMKE (1993): Das Prätertiär in Ost-
deutschland. Strukturstockwerke und ihre regionale Gli-
ederung. - 139 S., Köln (v. Loga)
- KATZUNG, G. & H. SCHNEIDER (2000): Geologische Karte von
Mecklenburg-Vorpommern. Übersichtskarte 1 : 500 000:
Geothermie. - LUNG M-V, Güstrow
- OBST, K. (2008): Möglichkeiten der Unterspeicherung
für Erdgas und CO₂ im Nordosten Deutschlands. - Z. geol.
Wiss. **36**, 4-5, S. 281-302, Berlin
- PUFF, P. & K.-H. RADZINSKI (1980): Ergebnisse und Proble-
me stratigraphischer Untersuchungen im mittleren Bunt-
sandstein der DDR. - Z. geol. Wiss. **8**, S. 965-983, Berlin
- RADZINSKI, K.-H. (1976): Lithostratigraphie und Paläoge-
ographie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im
Nordteil der DDR. - Jb. Geol. **7/8**, S. 63-72, Berlin
- REINHARDT, H.-G. et al. (1986-1989): Regionales geophy-
sikaliches Kartenwerk der DDR. Tiefenlinienkarten der
Rx-Horizonte. - VEB Geophysik, Leipzig
- SCHÜLER, F. (1980): Diktyogenetische Bewegungen im
Buntsandstein des Nordosten der DDR. - Z. geol. Wiss. **8**,
S. 1019-1028, Berlin
- SCHULZ, R., AGEMAR, T., ALTEN, A.-J., KÜHNE, K., MAUL,
A.-A., PESTER, S. & W. WIRTH (2007): Aufbau eines geo-
thermischen Informationssystems für Deutschland. - Erd-
öl Erdgas Kohle **123**, 2, S. 76-81, Hamburg
- WORMBS, J., DIENER, I. & G. PASTERNAK (1988): Geothermi-
sche Ressourcen im Nordteil der DDR (I): Blatt Güstrow.
- ZGI, Berlin
- WORMBS, J., DIENER, I., RUSITZKA, I., PASTERNAK, G., TO-
LEIKIS, R., TESSIN, R., TROTTNER, D. & H. WUNDERLICH
(1989): Abschlußbericht Geothermische Ressourcen im
Nordteil der DDR (II): Blatt Neubrandenburg/Torgelow.
- ZGI, Berlin

Anschrift der Autoren:
Dipl.-Geoln. Juliane Brandes
Dr. Karsten Obst
Geologischer Dienst, LUNG M-V
Goldberger Str. 12
18237 Güstrow

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	16 (2009), 1/2	S. 29- 53	15 Abb., 42 Lit., 1 Anh.
------------------------------	---------	----------------	-----------	--------------------------

Die lithostratigraphische Gliederung des Unteren Muschelkalks von Rüdersdorf bei Berlin (Mittlere Trias, Anisian)

Lithostratigraphy of Lower Muschelkalk of Ruedersdorf near Berlin (Middle Triassic, Anisian)

WOLFGANG ZWENGER & ANDREAS KOSZINSKI

1. Einführung

Für den Unteren Muschelkalk von Rüdersdorf bei Berlin wurde durch SCHWAHN & BÖTTCHER (1974) eine geochemisch-technologische Horizontgliederung eingeführt, die eine erste Modifizierung durch STREICHAN (1980) erfahren hat. Der verwendungstechnisch relevante, stark wechselnde Gesamtkarbonatgehalt ist danach alleiniger Parameter für die Ausweisung von Schichtpaketen mit annähernd gleichen Gehalten, die als Horizonte A-K bezeichnet werden. Diese Horizonte sind also keine lithostratigraphischen Einheiten, obgleich einige Horizontgrenzen mit den lithostratigraphischen Grenzen korrespondieren. Die Rüdersdorfer Lokalgliederung wurde aufgrund der technologischen Anforderungen an eine optimale Lagerstättennutzung entwickelt. Sie ist unverändert notwendig und praktikabel für eine qualitätsorientierte Fahrweise. Im Zuge der Neubewertung der Lagerstätte wurde diese Horizontgliederung durch KOSZINSKI (1991) grundsätzlich überarbeitet. Daraus resultierten veränderte Teilmächtigkeiten aller Horizonte, was eine Korrektur der Gesamtmächtigkeit des Unteren Muschelkalks zur Folge hatte. Zum Verständnis dieser Veränderungen muss vorausgeschickt werden, dass bis 1990 aufgrund lagerstätten-ökonomischer Zwänge und geringerer Anforderungen an die Finalprodukte, die Horizonte E und F schon zum wertvolleren Schaumkalk gezählt wurden, obwohl ihre CaCO_3 -Gehalte mit 85 % (E-Horizont) und 84 % (F-Horizont) eigentlich denen des Wellenkalkes entsprechen. Nachwirkungen dieser Vorgehensweise sind an den entsprechenden Einstufungen von WALTER (1993) und JUBITZ (1994) abzulesen, denen es offenbar schwer fiel, die Höherverlegung der Grenze Wellenkalk/Schaumkalk zu akzeptieren, welche die Tagebautechnologie damals bereits vollzogen hatte. Denn erst im G-Horizont werden die für Schaumkalk typischen CaCO_3 -Gehalte von über 90 % erreicht, was übrigens auch lithologisch gut erkennbar ist. Da in den zurückliegenden Jahrzehnten eine sehr große Zahl horizontierter geochemischer Daten gesammelt wurde, sollte man das Rüdersdorfer System nicht als rohstofftechnische Parastratigraphie abtun, sondern als eine Brücke für die Lithostratigraphie nutzen. Die früheren und die aktuelle geochemische Horizont-

gliederung für den Unteren Muschelkalk von Rüdersdorf werden in der Abbildung 1 gegenübergestellt. Daraus ist ersichtlich, dass nach den älteren Horizontgliederungen für den Rüdersdorfer Wellenkalk Mächtigkeiten von 56-57,5 m und für den Schaumkalk von 73-78,9 m veranschlagt wurden, woraus sich Gesamtmächtigkeiten für den Unteren Muschelkalk von 130,5-134,9 m ergaben. Die Horizonte B bis K haben inzwischen eine Mächtigkeitskorrektur auf eine Gesamtsumme von 139 m erfahren. Am deutlichsten sind die Änderungen im Schaumkalk ausgefallen, bedingt durch die Abtrennung der Horizonte E und F und die teils erheblichen Korrekturen in den Horizonten G bis K. Die neue Horizontierung basiert auf markscheiderisch gesicherten Daten, was einen deutlichen Fortschritt gegenüber den älteren Gliederungen darstellt. Der metrische Rahmen und die stoffliche Basis der aktuellen Horizontgliederung sollte bei geologischen Profilaufnahmen unbedingt beachtet werden. Unbestritten ist die Tatsache, dass der inzwischen ca. 3,8 km x 1 km große Aufschluss über 4 Abbausohlen und mehrere Zwischenebenen hinweg sich mit Zollstock und Maßband nicht ohne Fehler erfassen lässt (Abb. 2-3). In der fehlenden räumlichen Einmessung geologischer Profile, insbesondere durch die als Gäste im Steinbruch tätigen Geologen, ist die Ursache für die teilweise sehr deutlichen Abweichungen in den Mächtigkeiten und in der vertikalen Position verschiedener Profile zu sehen. Eine völlig eigene Gliederung entwarf KEDZIERSKI (2000; S. 93), der alle geochemischen Horizonte A bis K im Gelände wiedererkannt haben will und zugleich als einziger Autor „von außen“ die Werksgliederung vollständig korrigiert hat. Er stützt sich dabei nicht, wie man erwarten darf, auf geochemische Daten, sondern zieht seine Schlüsse über den Chemismus und die Sedimentationszyklen allein aus den von ihm am Schichtstoß durchgeführten Handgammasondenmessungen. Sein lage- und höhenmäßig nicht eingemessenes Profil divergiert sowohl in metrischer Hinsicht, als auch in den Grenzziehungen sehr deutlich von denen aller übrigen Autoren (vgl. Abb. 1).

Um einige noch offene Fragen der Grenzziehung und der Korrelation des Unteren Muschelkalks von Rüdersdorf abzuklären, wird hier eine Bestandsaufnahme anhand von räumlich eingemessenen Profilen vorgenommen. Die Lage

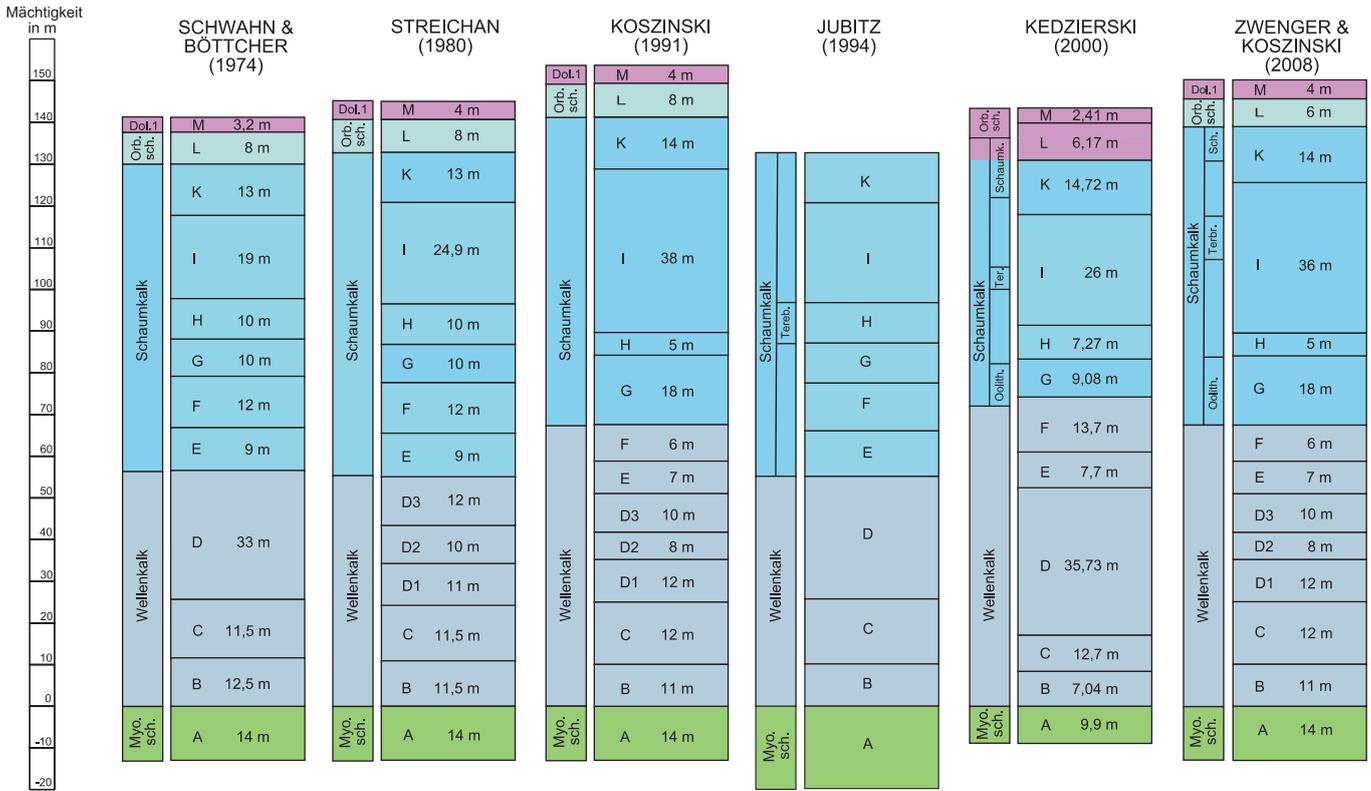


Abb. 1
Die geochemische Horizontgliederung des Unteren Muschelkalks von Ruedersdorf
Fig. 1
Geochemical charts of the Lower Muschelkalk of Ruedersdorf



Abb. 2
Tagebau und Zementwerk Ruedersdorf in einem Schrägluftbild mit Blickrichtung nach Westen. Im Hintergrund der Berliner Müggelsee.

Fig. 2
Opencast and cement plant of Ruedersdorf in an aerial photo with westward view direction. In the background the Müggelsee of Berlin.

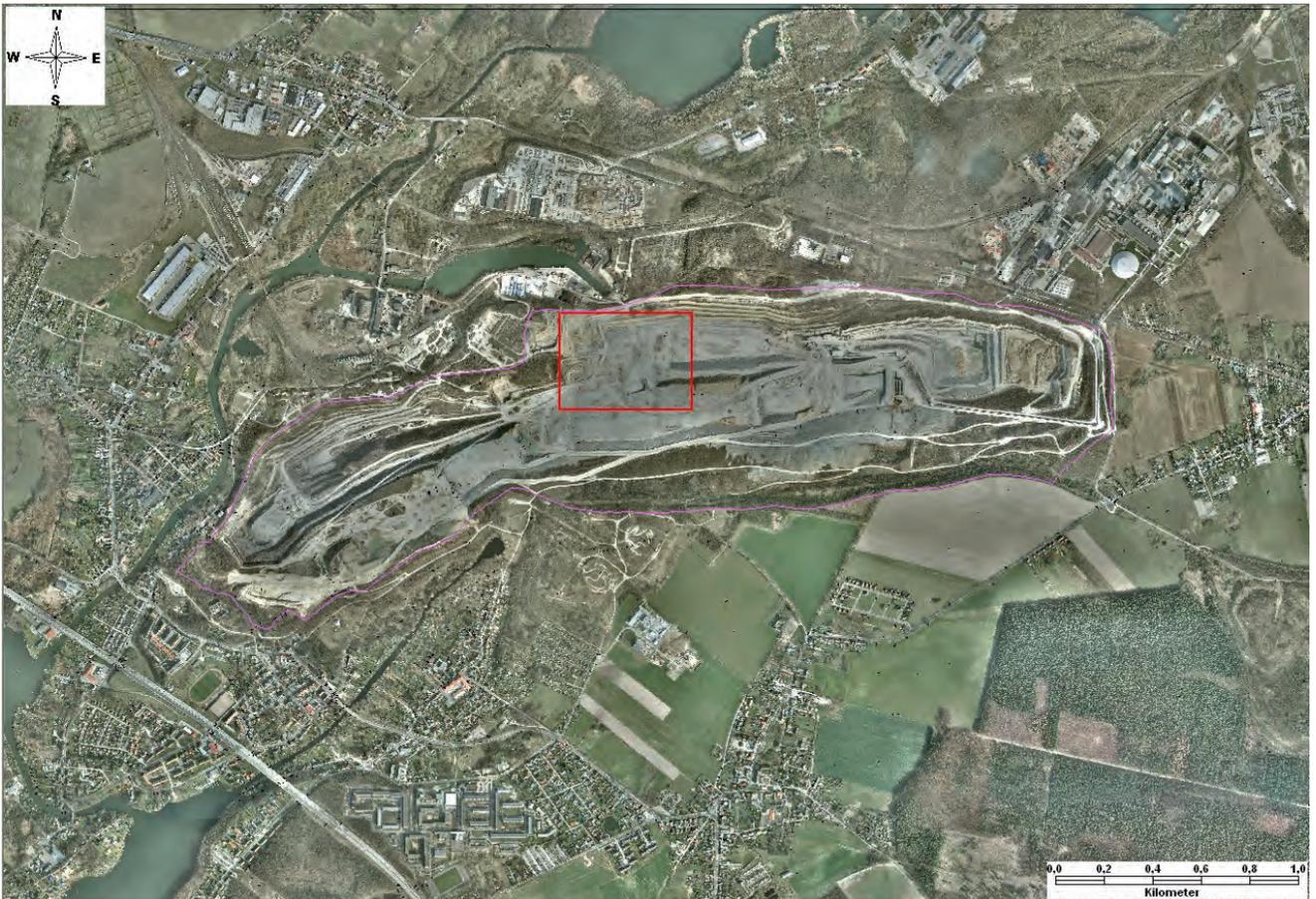


Abb. 3
Der Rüdersdorfer Tagebau in einem Ortholuftbild. Der rote Rahmen markiert das Areal, in dem sich die Profile 8-11 befinden.

Fig. 3
The opencast of Rüdersdorf in an aerial photo. The red frame marks the area the sections 8-11 are situated within.

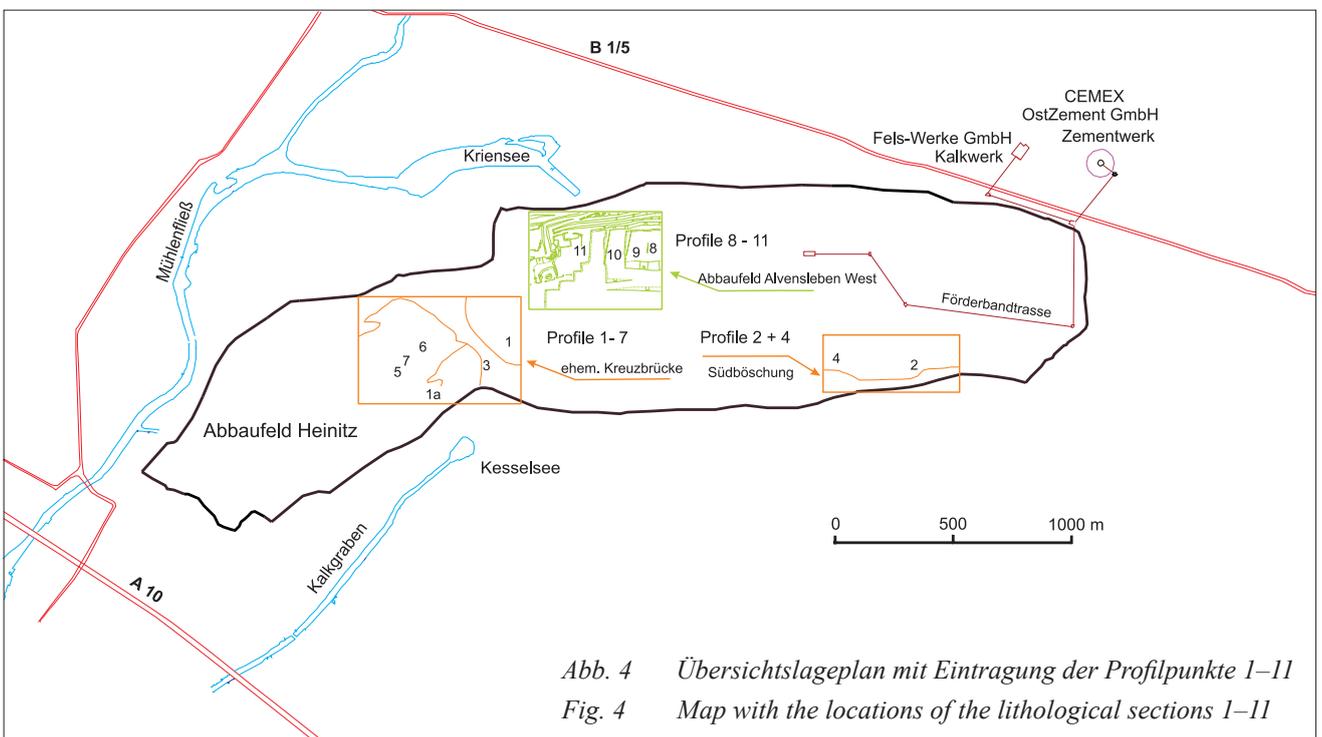


Abb. 4 Übersichtslageplan mit Eintragung der Profilpunkte 1-11
Fig. 4 Map with the locations of the lithological sections 1-11

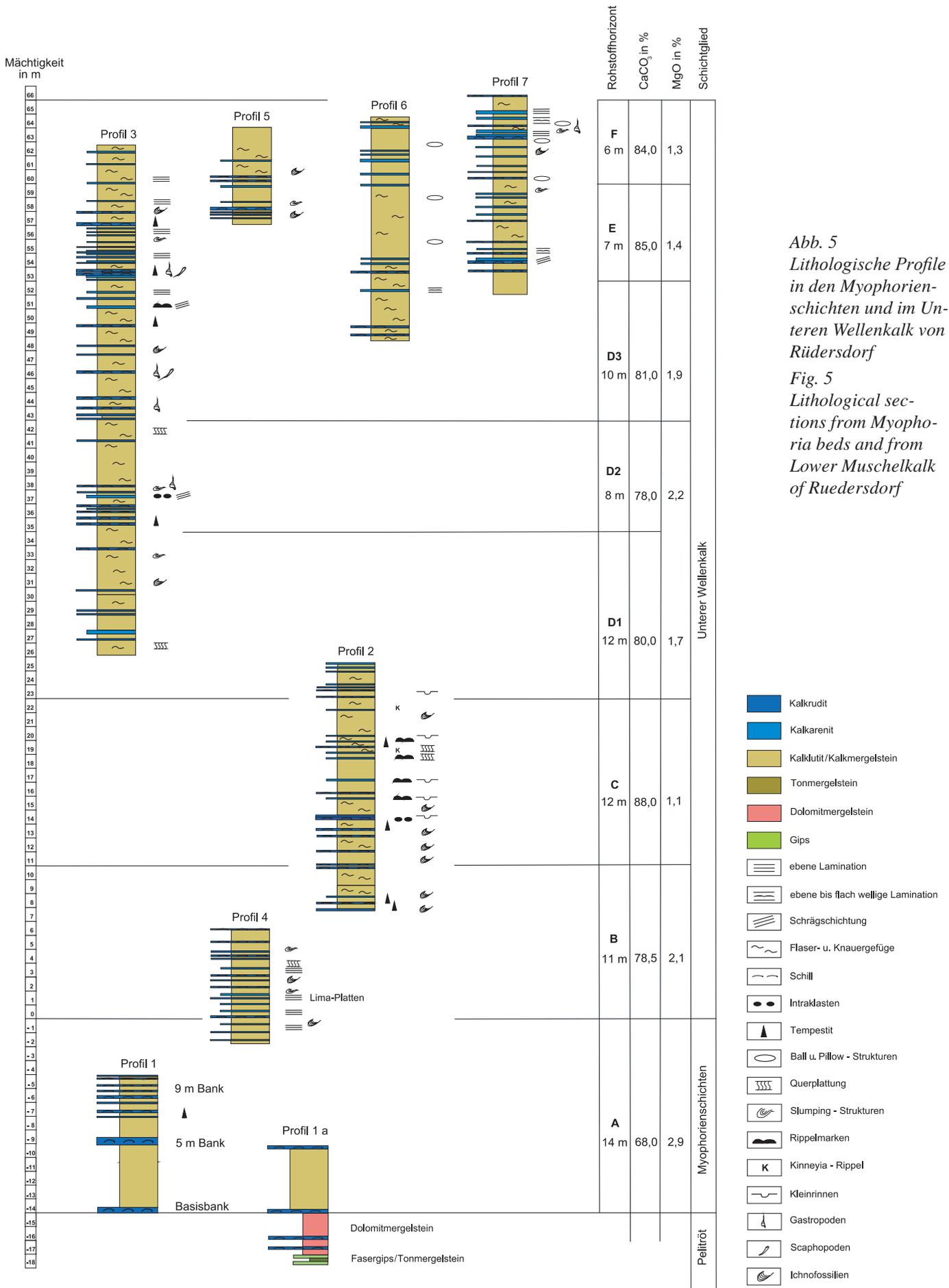


Abb. 5
 Lithologische Profile
 in den Myophorien-
 schichten und im Un-
 teren Wellenkalk von
 Ruedersdorf
 Fig. 5
 Lithological sec-
 tions from Myopho-
 ria beds and from
 Lower Muschelkalk
 of Ruedersdorf

- Kalkrudrit
- Kalkarenit
- Kalklutit/Kalkmergelstein
- Tonmergelstein
- Dolomitmergelstein
- Gips
- ebene Lamination
- ebene bis flach wellige Lamination
- Schrägschichtung
- Flaser- u. Knauergefüge
- Schill
- Intraklasten
- Tempestit
- Ball u. Pillow - Strukturen
- Querplattung
- Slumping - Strukturen
- Rippelmarken
- Kinneyia - Rippel
- Kleinrinnen
- Gastropoden
- Scaphopoden
- Ichnofossilien

der nachfolgend besprochenen Profile 1-11 ist aus dem Tagebauriss in Abbildung 4 zu entnehmen.

Mit Blick auf Abbildung 1 scheint die Grenze zwischen dem Wellenkalk und den Myophorienschichten weniger problematisch zu sein, während es beim Schaumkalk sehr unterschiedliche Auffassungen, sowohl über dessen untere und obere Grenze, als auch über seine Interngliederung gibt. Mit der Einführung des Begriffs Rüdersdorf-Formation durch die Subkommission Perm Trias (SKPT) der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK), per Beschluss Nr. 19 vom 19.07.2007 in Gotha, hätte die Grenz- und Begriffsproblematik für das Rüdersdorfer Muschelkalkprofil eigentlich gelöst werden können. Doch leider gibt es bis heute keine hinreichende Definition der Rüdersdorf-Formation. Es ist lediglich deutlich geworden, dass auf die älteren Bezeichnungen Wellenkalk-Stufe und Schaumkalk-Stufe verzichtet werden muss, weil der Terminus Stufe aus biostratigraphischer Sicht bereits präokupiert ist. Bisher wurden von der SKPT keine Aussagen darüber getroffen, welche Schichtglieder des Profils zur Jena- bzw. zur Rüdersdorf-Formation gerechnet werden sollen und wie deren Lithologie beschaffen ist, sieht man von der wenig hilfreichen Kurznotiz in HAGDORN & SIMON (2005) einmal ab. Aufgrund der fehlenden Inhalte wird nachfolgend auf die Verwendung dieser Formationsbezeichnungen verzichtet. Die stratigraphische Zuordnung der hier vorgestellten Profile erfolgt statt dessen zwanglos nach der inzwischen klassischen, von FRANTZEN (1888) eingeführten Gliederung für den Unteren Muschelkalk, die auf den allgemein hin bekannten Leithorizonten der Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkbänke beruht.

2. Zu den Schichtgliedern vom obersten Buntsandstein bis zum Mittleren Muschelkalk

2.1 Die Myophorienschichten

Der 14 m mächtige A-Horizont von Rüdersdorf (Abb. 5) als Äquivalent zu den Myophorienschichten gehört nach dem heutigen Standard zum Oberen Buntsandstein (Röt). Aufgrund seines CaCO_3 -Gehaltes von durchschnittlich 68 % wird der A-Horizont gewinnungstechnisch jedoch dem Muschelkalk zugeschlagen. Im Verlauf der weiteren Tagebauentwicklung werden davon künftig nur noch die oberen 5 m nutzbar sein.

Innerhalb grünlichgrauer Dolomitmergelsteine treten bei 1,5 m und bei 2,5 m unter der Grenze des A-Horizonts zwei Kalksteinbänke auf, auf die einen halben Meter tiefer die ersten Gipse des Röt folgen. Mit letzteren vollzieht sich der Wechsel von der Salinarfazies zur marinen Karbonatfazies (Abb. 5, Profil 1a). Leider sind diese Schichten des Rüdersdorfer Röt nicht aufgeschlossen, so dass offene Fragen zur Klärung der Lithostratigraphie hier nicht besprochen werden können. Das heutige Tagebauprofil beginnt mit der so genannten Basisbank des A-Horizonts im Sinne von STREICHAN (1980). Diese 0,2-0,5 m mächtige Bioklastruditebank weist Gehalte von 96 % CaCO_3 , 0,7 % MgO sowie 9 % SiO_2 auf. Darüber folgen weitere mehr oder minder horizontstabile Platten und Bänke aus Bioklastkalke. Die

vorherrschenden Gesteine der Myophorienschichten sind Kalkmergelsteine mit einem Tonanteil zwischen 15 und 25 Vol.-%. Diese Kalkpelite zeigen bevorzugt eine ebeflächige Schichtabsonderung und grünliche Gesteinsfarben, während im darauf folgenden Wellenkalk graue Gesteinsfarben und wellige Absonderungsformen vorherrschen. Vertikale Orientierungshilfen im Rüdersdorfer A-Horizont bieten neben der Basisbank außerdem die so genannte 5 m-Bank und die 9 m-Bank, welche sich in den bohrlochgeophysikalischen Messkurven sehr deutlich von den gammaintensiven Mergelsteinen abheben (VOLKMAR 1995).

Einige Bioklastkalke im Rüdersdorfer A-Horizont, insbesondere die so genannte 5 m-Bank, fallen durch ihre Gelbfärbung auf. Die gelbe Gesteinsfarbe beruht nicht auf Verwitterungserscheinungen von Dolomit, sondern sie geht lediglich auf Limonitansammlungen in Fossilhohlräumen zurück. Die auffällig gelben Bänke und Platten innerhalb des A-Horizonts weisen nach Röntgenfluoreszenzmessungen (RFA) MgO-Gehalte unter 1 % auf. Dort ergaben die für die Abtauführung im Meterabstand durchgeführten Routineuntersuchungen keine Hinweise auf dolomitische Kalke. Der durchschnittliche MgO-Gehalt des A-Horizonts liegt bei 2,9 %. Das bedeutet, dass die Rüdersdorfer Myophorienschichten, einschließlich der Basisbank, vollständig kalkig entwickelt sind.

Die Bioklastrudite der Myophorienschichten zeigen ein Gefügeinventar, das bei diesem Gesteinstyp im Unteren Wellenkalk in ähnlicher Weise auftritt. Sie bestehen aus-

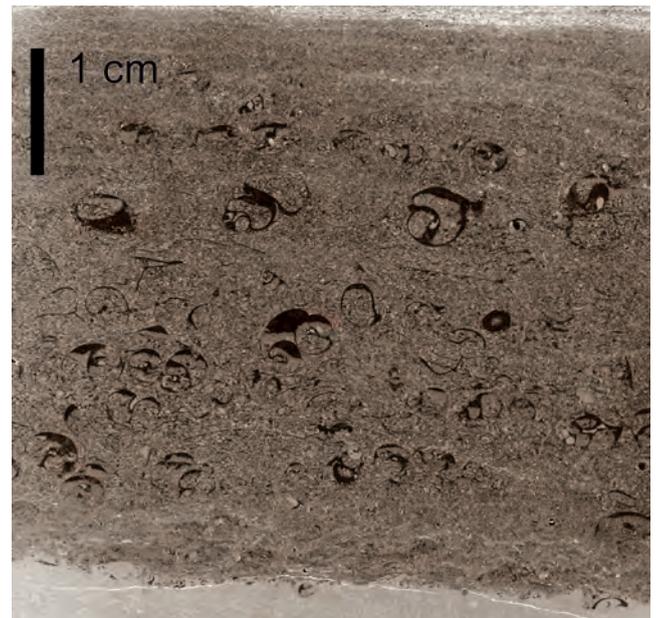


Abb. 6
Bioklastkalk der so genannten 5 m Bank in den Myophorienschichten. Mikritische Peloidpartikel in der Grundmasse und im Inneren von Gastropodengehäusen. Negativbild eines Azetatfolienabzuges.

Fig. 6
Bioclastic limestone from the 5 m-layer of Myophoria beds. Micritic peloides in the groundmass and in the internal of gastropod shells. Negative print of a peelsection.

schließlich aus Bruchschillen mariner Mollusken, die im Vergleich mit dem Wellenkalk relativ kleinwüchsig sind. Es treten sowohl schlammgestützte Biomikrite als auch Biosparite mit arenitischer Grundmasse auf. In letzteren sind neben feinkörnigem Biodetritus auch mikritische Peloid- sowie Rindenpeloid- (coates grains) zu beobachten. Diese Partikel sind vereinzelt im Schutz von Fossilhöhlräumen sowie lagenweise zonierte anzutreffen (Abb. 6). Die teilweise einschalige Struktur der 0,1 bis 0,5 mm großen Peloidkörperchen ist nur undeutlich erkennbar.

In den Schillkalken des A-Horizonts überwiegt volumenbezogen der Anteil der Grundmasse gegenüber dem der Bioklasten. Die unvollkommene Auswaschung von Kalkschlamm aus den Porenräumen zwischen den Bioklasten deutet auf eingeschränkte Frachtsonderungen unter sehr flachen tidalen Verhältnissen hin. Die Massenvorkommen von gut erhaltenen Ostrakoden, wie *Lutkevichinella* sp. und *Judahella pulchra* im unteren Drittel der Myophorienschichten sind nach STOLL (1980) als Indikatoren für euhalines bis brachyhalines Bildungsmilieu zu werten. Innerhalb der Rüdersdorfer Myophorienschichten vollzieht sich mit Annäherung an den Wellenkalk ein Übergang von tidaler zu subtidaler Fazies.

2.2 Der Untere Wellenkalk

Der Untere Wellenkalk von Rüdersdorf umfasst die rohstofftechnischen Horizonte B bis F. Die Basis des B-Horizonts bildet eine 8-10 cm mächtige Bioklastruditebank, die im südlichen Teil des Abbaufeldes Alvensleben aufgeschlossen ist (s. Profil 4 in Abb. 5). Für diese Bank wurde ein CaCO_3 -Gehalt von 92,3 % ermittelt. Sie lässt sich deutlich in den Gamma- und Neutron-Neutron Logs erkennen, die von VOLKMAR (1995, S. 162) publiziert wurden. Die unmittelbar darüber folgenden Bioklast- und Arenitbänke weisen Karbonatgehalte zwischen 92-96 % auf und die nächsttieferen Platten und Bänke in den Myophorienschichten enthalten 87-88 % CaCO_3 . Die durchschnittlichen CaCO_3 - und MgO -Gehalte für die einzelnen Horizonte sind der Abbildung 5 zu entnehmen. Eine dolomitische „Grenzgelbbank“ an der Basis des Unteren Wellenkalks existiert in Rüdersdorf nicht, so dass die Darstellung von HAGDORN & SIMON (2005, S. 148, Abb. 1) entsprechend zu korrigieren ist.

Etwa 1,3 m über der Basis des B-Horizonts befinden sich die so genannten Lima-Platten, deren Oberflächen von sehr markanten Schalenpflastern bedeckt werden, die hauptsächlich von *Plagiostoma lineatum* (früher *Lima striata*) gebildet werden. Von dieser außergewöhnlichen Fossilagerstätte wurden für verschiedene Sammlungen sehr große Platten geborgen. Eine mehrere Quadratmeter große Fläche davon wird beispielsweise als fossiler Meeresboden im Deutschen Meeresmuseum Stralsund gezeigt. Da es hierzu, wie übrigens zu den meisten berühmten Fossilfunden von Rüdersdorf, keine Profildokumentationen gibt, sei der Hinweis am Rande gestattet. Derartige parautochthone Schalenpflaster gehören im Unteren Wellenkalk zu den Ausnahmen. Zum überwiegenden Teil bestehen die Fossilkalke aus zerbro-

chenen Molluskenschalen. Die Korngröße und das Gefüge des allochthonen Biodetritus lassen Rückschlüsse über die Strömungsenergie zu. So belegt das Auftreten von gradierter Bioklastruditen im Unteren Wellenkalk von Rüdersdorf episodische Ereignisse, in denen der Meeresboden aufgearbeitet wurde (Abb. 7). Da es sich um eine submarine Schwellenregion handelt, kommen als Ursachen sowohl Sturmflut- als auch Tsunamieereignisse in Frage, die sich allerdings anhand des Sedimentgefüges nicht unterscheiden lassen (ZWENGER 1988).

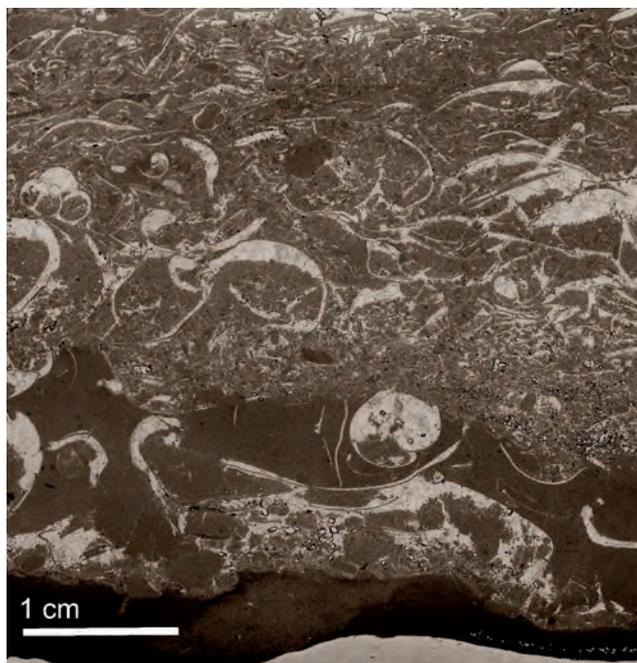


Abb. 7
Bioklastrudite aus dem Unteren Wellenkalk. Über dem brekziösen Aufarbeitungshorizont lagert gradierter Molluskenschill mit einzelnen mikritischen Geröllen (Tempestit). Negativbild eines Azetatfolienabzuges.

Fig. 7
Bioclastic limestone from Lower Wellenkalk. The breccial erosion horizon on the base is overlain by graded mollusc coquina with micritic intraclasts (tempestite). Negative print of a peel section.

Die Hangendgrenze des B-Horizonts ist geologisch nicht eindeutig erkennbar. Auffällig ist das Fehlen von dunklen, mergeligen Zwischenmitteln im darüber liegenden C-Horizont sowie eine relative Zunahme an Partikelkalkeinschlüssen (Rudite, Arenite). Am häufigsten sind darunter Bioklastrudite vertreten, die nach RFA zwischen 89 und 93 % CaCO_3 enthalten und damit den Gesamtkalzitgehalt der Schichtenfolge beeinflussen, so dass der CaCO_3 -Gehalt von 78 % für den B-Horizont auf durchschnittlich 88 % im C-Horizont ansteigt. Im C-Horizont beträgt der Anteil der Partikelkalke am Profilaufbau 16 %, gegenüber 10 % im B-Horizont und 14 % in den Horizonten D1 bis D3. Die übrigen Profilmeter werden jeweils von Kalkschlammsteinen (Kalkmergelsteinen und Kalklutiten) gestellt, die

ihrerseits intern Schwankungen im CaCO_3 -Gehalt unterliegen, was bei der Beurteilung der Durchschnittswerte für die einzelnen Horizonte zu berücksichtigen ist. So beträgt der CaCO_3 -Gehalt für den E-Horizont nur 85 % und der für den F-Horizont 84 %, obgleich der Partikelkalkanteil 29 % für E und 27 % für F auffällig hoch ist, was man beim synoptischen Vergleich der Profile 3 bis 7 in der Abbildung 5 durchaus erkennen kann.

In den Schillkalkbänken des Unteren Wellenkalks sind Intraklasten keine Seltenheit. Die Klasten bestehen bevorzugt aus dunkelgrauem, mikritischem Material. Die Gerölle weisen eine gute Zurundung auf. Es handelt sich offenbar um Aufarbeitungsprodukte relativ unverfestigten Meeresbodens, die, ähnlich wie die Bioklasten, während episodischer Strömungsereignisse entstanden sind. Da sich große und kleine Klasten unmittelbar nebeneinander befinden, darf man von geringer Frachtsortierung und kurzen Transportweiten ausgehen. Nur selten sind cm-starke Lagen zu beobachten, die vollständig aus Intraklasten bestehen. Niveaubeständige Intraklastenbänke sind aus dem Unteren Wellenkalk von Rüdersdorf nicht bekannt.

In jüngster Zeit wird einigen strukturellen Phänomenen im Unteren Muschelkalk eine regionale Verfolgbarkeit in gleichen stratigraphischen Niveaus zugesprochen. Da es im Rüdersdorfer Wellenkalk bisher an verwertbaren Leithorizonten mangelt, soll anhand des derzeitigen Kenntnisstands die Anwendbarkeit für diesen Aufschluss kurz beleuchtet werden.

Das beckenweite Strukturphänomen der Sigmoidalklüftung (Synonyme: Querplattung; Längsplattung) wurde früher überwiegend als tektonisches Gefügeelement interpretiert, welches im frühdiagenetischen Stadium bevorzugt in Kalkpeliten wirksam sein sollte. Inzwischen wird die Sigmoidalklüftung im Unteren Muschelkalk vermehrt unter der Einflussnahme von Erdbeben erklärt (SZULC 1990, 1992, DUALEH 1995, FÖHLISCH 2002). Man geht davon aus, dass sie in einem gewissen Radius vom Epizentrum als isochrone Ereignisse verfolgbar sind. Nach den Untersuchungen von FÖHLISCH (2002) konzentriert sich das Auftreten der Sigmoidalklüftung im Thüringer Becken u. a. auf die basalen Schichten des Unteren Wellenkalkes sowie auf die ersten 10 m unterhalb der Oolithbankschichten. Das entspricht in etwa dem Niveau der Rüdersdorfer Horizonte B und F. Der Blick auf die Profile 3, 5, 6 und 7 der Abbildung 5 zeigt, dass in den oberen 40 Metern des Unteren Wellenkalks keine Sigmoidalklüftung auftritt. Nur in den Horizonten B, C und D1 (Profile 3-4), d. h. im Profilabschnitt bis etwa 26 m über der Basis des Rüdersdorfer Wellenkalks, wurden diese Gefüge festgestellt. Eine Parallelität zu Thüringen ist nur für den unteren Teil des B-Horizonts erkennbar, wo die Sigmoidalklüfte ein NNE-Streichen aufweisen. Eine Beschränkung des Vorkommens von Sigmoidalklüftungen auf einen diskreten Bereich im C-Horizont, so wie es JUBITZ (1994) für den Tagebau Rüdersdorf und die Kernbohrung Vetschau 1/61 dargestellt hat, kann an dieser Stelle nicht bestätigt werden. Ob dessen Zuweisung der Sigmoidalklüftung zum C-Horizont überhaupt richtig ist, lässt sich aufgrund der sehr groben Darstellung nicht prüfen. Das trifft leider auch

auf die Profildarstellung von DUALEH (1995) zu, der Vorkommen von Sigmoidalklüften im B-, C- und D-Horizont anführt.

In Zeiten der Beckenverflachung soll nach FÖHLISCH (1995) keine Sigmoidalklüftung entstanden sein. Eine solche Periode könnte im Profil 2 der Abbildung 5 überliefert worden sein. Dort sind im oberen Drittel zwei Vorkommen von Kinneyia-Rippeln vermerkt. Diese Schichtflächenmarken sind nach MARTINSSON (1965) Hinweise auf extrem flaches Wasser. Die im Profil 2 häufigen Kleinrinnen (gutter casts) und Kolkfüllungen (podcasts) sind ebenfalls leichter in sehr flachen Ablagerungsräumen als im Tiefwasser vorstellbar. Gleitgefüge (slumpings) wurden im Rüdersdorfer Wellenkalk in den Horizonten B, D1, D2, E und F beobachtet. Sie sind also wesentlich weiter verbreitet, als es bei JUBITZ (1994) dargestellt wird, der diese Gefüge ausschließlich auf den D-Horizont begrenzt.

Hinsichtlich der Faziestypen sind im Rüdersdorfer Wellenkalk ähnliche Gesteinsmerkmale, wie im Unteren Wellenkalk Thüringens oder des Subherzyns zu finden. Die im Profil dominierenden Kalkschlammgesteine wurden in sublitoralen Bildungsräumen abgelagert. Die im unteren Drittel (C-Horizont) auftretenden Kinneyia-Rippeln belegen eine zeitweilige Annäherung an supratidale Verhältnisse. In den Kalklutiten und Kalkmergelsteinen sind verhältnismäßig wenige Körperfossilien zu finden. Zahlreiche Spurenfossilien oder die sehr häufig hochgradige Bioturbation der Schlammkalke zeigen aber, dass zumindest phasenweise ein verhältnismäßig starkes Bodenleben existiert hat. Verbreitet dort sind Bauten von Sedimentfressern vom Typ *Rhizocorallium* und *Thalassinoides* anzutreffen, die zur *Cruziana*-Ichnofazies gehören und bathymetrisch im Bereich zwischen der Normalwellenbasis und der Sturmwellenbasis einzuordnen sind (FREY & PEMBERTON 1985).

2.3 Der Bereich der Leitbänke

Einen ersten Hinweis über die Neufassung der Wellenkalk/Schaumkalk-Grenze findet man im geologischen Führer zur Struktur Rüdersdorf von SCHROEDER et al. (1993; S. 80). Deshalb ist es verwunderlich, dass ein Jahr später von JUBITZ (1994) noch die alte Gliederung benutzt wurde, um eine Korrelation des Unteren Muschelkalks der Rüdersdorfer Lagerstätte und auch der Kernbohrung Vetschau 1/61 (Südostbrandenburg) mit dem Unteren Muschelkalk Thüringens vorzunehmen. Aufgrund seiner Stratifizierung platzierte JUBITZ das Rüdersdorfer Äquivalent für die Oolithbänke zwei Horizonte zu tief in den Horizont E, während er die Terebratelbänke (vgl. Abb. 1) dem H-Horizont zugewiesen hat, wodurch letztlich die von ihm kreierte „Ostelbische Fazies“ missglückt ist.

Die Obergrenze des Rüdersdorfer Schaumkalks wurde seit ECK (1872) von allen Autoren relativ einheitlich gezogen. Die Orbicularissschichten wurden von ECK als „tauber Kalkstein“ bezeichnet, weil sie nicht den Eigenschaften des Schaumkalks entsprachen. Er sah sie allerdings als noch

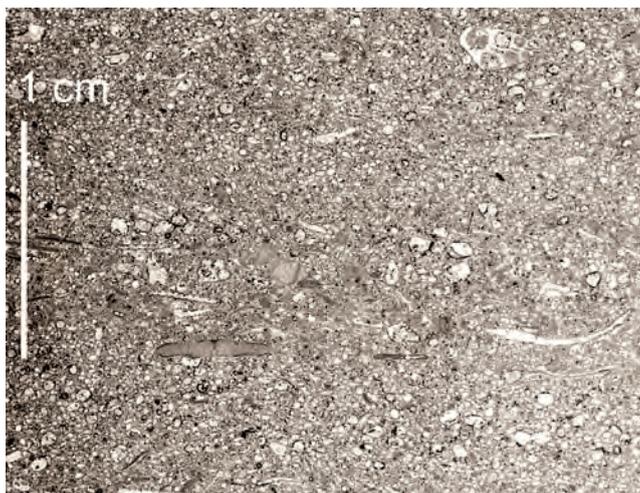


Abb. 8
Grobkörniger Arenit (Korngrößen > 0,2 mm) mit Mollusken- und Crinoidendetritus aus dem Oberen Wellenkalk. Negativbild eines Azetatfolienabzuges.

Fig. 8 Coarse grained calcarenite (particle sizes > 0.2 mm) with debris of molluscs and crinoids from the Upper Wellenkalk. Negative print of a peel section.



Abb. 9
Feinarenit (Korngrößen < 0,1 mm), eben laminiert aus dem Bereich der Unteren Oolithbank. Negativbild eines Azetatfolienabzuges.

Fig. 9 Horizontal bedded fine grained calcarenitic (particle sizes < 0,1 mm) from the Lower Oolith bed. Negative print of a peel section.

zum Unteren Muschelkalk gehörig an. Ähnlich verfahren SCWAHN & BÖTTCHER (1974), welche die Orbicularisschichten als L-Horizont mit dem Kurzzeichen mu2 β versehen haben. Heute werden die Orbicularisschichten lithostratigraphisch dem Mittleren Muschelkalk zugeordnet.

Die klassische Gliederung des Unteren Muschelkalks, die auf der Abgrenzung von Leitbänken und Wellenkalkzwischenmitteln beruht, war bisher nicht zufriedenstellend für das Rüdersdorfer Vorkommen anwendbar. Das mehrheitlich aus Areniten bestehende Profil bot wenig markante Anhaltspunkte für eine lithologische Untergliederung. Allerdings wurde noch nicht untersucht, ob sich die gesteinsbildenden Arenite, analog zu Klastika, anhand von Partikelgrößen untergliedern lassen. Deshalb wurden schon bei der Profilaufnahme die Partikelgrößen stichpunktartig mit einer Korngrößenlupe gemessen. Die Bezeichnung Arenit wurde daraufhin nur dann verwendet, wenn tatsächlich Arenitpartikel in gesteinsbildender Menge mit bloßem Auge oder unter der Lupe erkennbar waren (Abb. 8). Nach unserer Erfahrung sind Karbonatpartikel mit Durchmessern größer als 0,1 mm unter der Lupe erkennbar. Alle übrigen Kalksteine, bei denen man unter Feldbedingungen zwar eine Feinschichtung (z. B. durch Farbstreifung) aber keine gesteinsbildenden Partikel erkennen kann, werden im Folgenden als Feinarenite angesprochen (Abb. 9). Das sind Arenite mit Partikeldurchmessern kleiner als 0,1 mm. Bei dieser Feldmethode muss hingenommen werden, dass die so abgetrennten Feinarenite auch karbonatische Partikel im Siltkornbereich (< 0,063 mm) enthalten können. Dieser Mangel kann insofern akzeptiert werden, da nachfolgend keine Kausalitäten abgeleitet werden, die auf einer exakten Abtrennung von Feinareniten und Silt beruhen. Wenn durch Auge und Tastsinn auch kein Gefüge mehr feststellbar ist, werden die entsprechenden Gesteine als Kalklutite eingeordnet. Die ungeschichteten Kalksteine im Bereich des Schaumkalks weisen nach Prüfung mit RFA in der überwiegenden Zahl CaCO_3 -Gehalte von über 90 % auf. Nur in wenigen Ausnahmen wurden Silikatanteile von mehr als 5 % festgestellt, so dass es sich um Kalkstein in „Schlammkorngröße“, also Lutite und nicht um Kalkmergelsteine handelt. Wir können davon ausgehen, dass die festeren, ungeschichteten Gesteine mit ebenflächiger Absonderung und muschligem Bruch in der Regel Kalklutite sind. Kalksteine mit nennenswerten Tonanteilen spielen im Rüdersdorfer Schaumkalk, gemessen an dessen Gesamtprofil, nur eine untergeordnete Rolle. Aus diesem Grunde wurden in den Profildarstellungen der Abbildung 10 die Kalkmergelsteine und Kalklutite in einer Signatur zusammengefasst, zumal sie sich hier mächtigkeitsbedingt nicht getrennt darstellen lassen. Einzelheiten zu den Schichtenfolgen der Profile 8-11 sind den Tabellen im Anhang zu entnehmen.

Von dem 73 m mächtigen Profil des Rüdersdorfer Schaumkalks entfallen etwa 77 % auf arenitische Partikelkalke und nur 23 % auf Kalklutite und Kalkmergelstein. Arenite mit Korngrößen von 2-0,1 mm und Feinarenite mit Korngrößen < 0,1-0,063 mm haben mit jeweils etwa 38 % annähernd gleiche Anteile am Profilaufbau. Die Verteilung dieser Gesteinsgruppen in den Leitbänken und Wellenkalkzwischen-

Die lithostratigraphische Gliederung des Unteren Muschelkalks von Rüdersdorf bei Berlin (Mittlere Trias, Anisian)

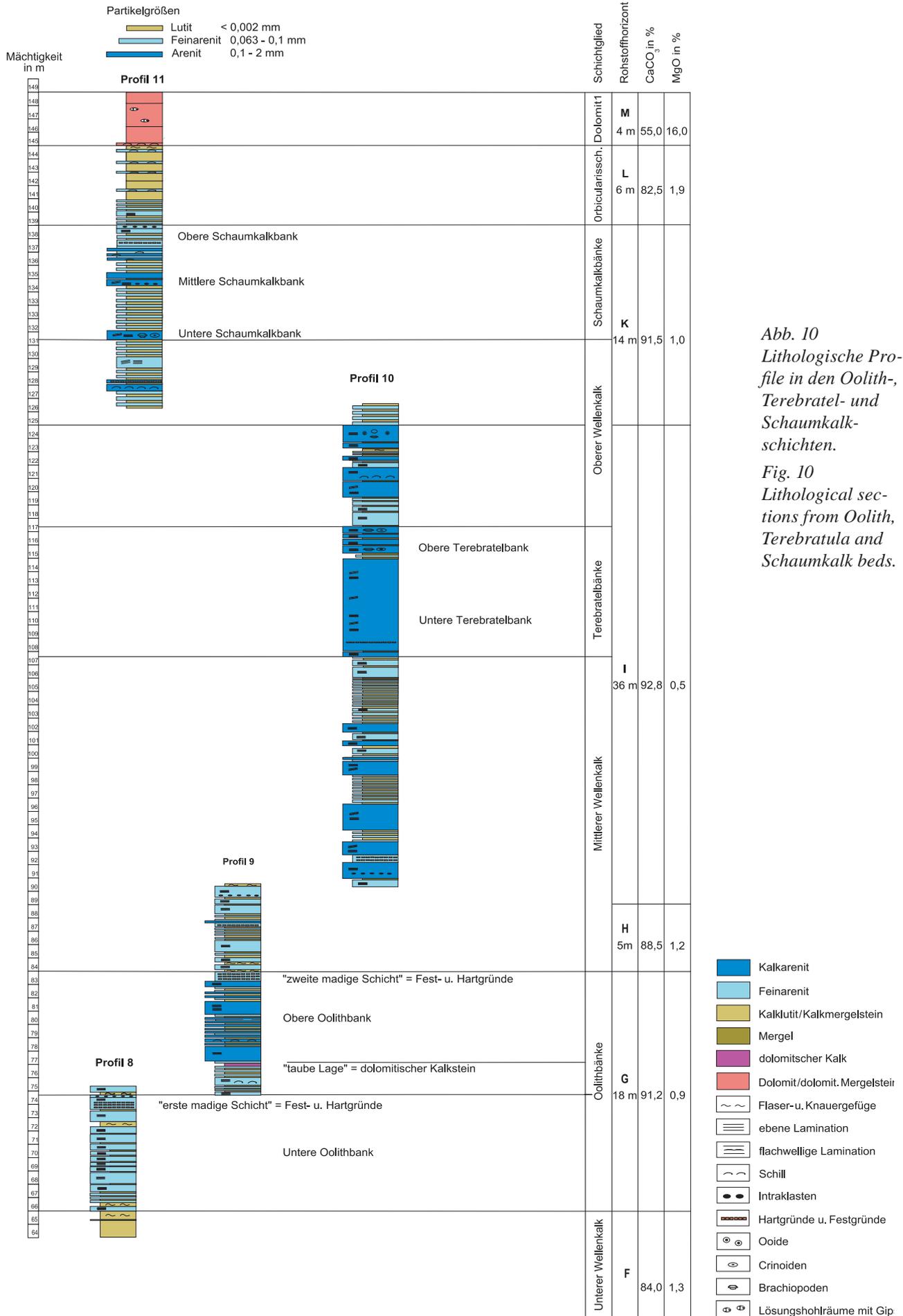


Abb. 10
Lithologische Profile in den Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkschichten.
Fig. 10
Lithological sections from Oolith, Terebratula and Schaumkalk beds.

Schichtglied	Mächtigkeit (m)	Anteil der Gesteinsgruppen (%)		
		Arenit (2,0 - 0,1 mm)	Feinarenit (0,1 - 0,063 mm)	Lutit + Mergelstein (< 0,002 mm)
Schaumkalkbänke	8,2	30	48	22
Oberer Wellenkalk	13,6	42	29	29
Terbratelbänke	9,5	92		8
Mittlerer Wellenkalk	23,2	31	43	26
Oolithbänke	18	21	54	25

Abb. 11

Die Verteilung von Arenit, Lutit und Mergelsteinen in den Leitbänken des Unteren Muschelkalks von Rüdersdorf

Fig. 11

Distribution of arenitic, lutitic and marly limestones in the marker beds of Lower Muschelkalk from Ruedersdorf

mitteln ist aus der Abbildung 11 ersichtlich. Die geologischen Feinprofile gewinnen durch die Berücksichtigung von Partikelgrößen an Übersichtlichkeit und lassen die lithostratigraphisch wichtigen Leitbänke deutlicher hervortreten. Bei 66 m über der Basis des Rüdersdorfer Wellenkalks, an der Basis des G-Horizonts ändert sich der Profilaufbau und damit die gesteinschemische Zusammensetzung der Schichtenfolge. Der CaCO_3 -Gehalt steigt dort von 84 % auf 89-91 % an. Die Ursache dafür ist im zunehmenden Auftreten von karbonatreichen Partikelkalken zu sehen, welche die Kalkschlammgesteine (Kalklutite, Kalkmergelsteine) der Wellenkalk-Fazies verdrängen. Der Fazieswechsel lässt sich sehr einfach am Übergang von den grauen Gesteinsfarben der Wellenkalkfazies zu den gelblich getönten Areniten der Schaumkalkfazies erkennen. Zunächst sind es vorwiegend eben laminierte Feinarenite, aus welchen sich das Rüdersdorfer Äquivalent für die Untere Oolithbank (Profil 8, Abb. 10) zusammensetzt. Ihre Bankdimensionen nehmen hangendwärts zu. Bei etwa 8 m über der Basis des G-Horizonts treten frühdiagenetisch zementierte Feinarenite und Kalklutite mit Bohrspuren vom Typ *Balanoglossites* und *Trypanites* auf. Die historische bergmännische Bezeichnung „erste madige Schicht“, welche sich dafür seit Eck (1872) in der Literatur etabliert hat, ist leider etwas irreführend. Es handelt sich nicht um eine einzelne Hartgrundschicht, sondern um eine 0,3-0,8 m mächtige Sequenz, in der mehrere Fest- und Hartgründe in unterschiedlichen Entwicklungsstadien aufeinander folgen. Diese Sequenz kann sowohl vertikal als auch horizontal in ihrem internen Aufbau und

in ihrer Ichnofauna variieren (ZWENGER 1987). Unter Berücksichtigung dieser Besonderheiten lässt sich die „erste madige Schicht“ in eingeschränkter Form als Leithorizont verwenden. Etwas weniger deutlich und mit abschnittweisem Aussetzen behaftet, tritt die „zweite madige Schicht“ bei etwa 17-18 m über der Basis des G-Horizonts auf (Profil 9, Abb. 10). Das gelegentliche Auskeilen von Hartgrundhorizonten ist eine verbreitete Erscheinung, die sich im Unteren Muschelkalk beckenweit von den Oolithbänken bis zu den Schaumkalkbänken beobachten lässt. Wie rezente Beispiele zeigen, sind Fest- und Hartgründe irregulär geformte Körper, die fleckenhaft am Meeresboden angeordnet sind. Sie treten nur dort auf, wo das Mikromilieu eine frühdiagenetische Zementation des oberflächennahen Substrates ermöglicht. Den Abschluss der Unteren Oolithbank bildet die intraklastführende Feinarenitbank oberhalb der „ersten madigen Schicht“, etwa beim Profilmeter 74,5 des Profils 8 in der Abbildung 10. Es folgt eine etwa 2,5 m mächtige Folge aus Kalkmergelsteinen, Kalklutiten und Feinareniten. Bei Profilmeter 77 treten die ersten gröberen Kalkarenite auf, deren Partikel bzw. Lösungsporen Durchmesser von etwa 0,2-1 mm aufweisen. Die Schichtenfolge zwischen 77 und 83 m, die von mittel- bis dickbankigen Areniten geprägt wird, bildet nach der Interpretation des Profils 9 das Äquivalent für die Obere Oolithbank. Unmittelbar darunter, etwa 3 m über der „ersten madigen Schicht“, tritt ein dolomitischer Kalksteinhorizont auf, dessen alte bergmännische Bezeichnung „taube Lage“ von seiner minderen Qualität kündigt. Dabei handelt es sich um einen 0,3-0,5 m mächtigen,

undeutlich laminierten, dolomitischen Kalkstein. Im frischen Zustand ist er von den ihn umgebenden Feinareniten optisch kaum zu unterscheiden. Auffällig ist lediglich die geringere Festigkeit dieser Schicht. Nach längerer Standzeit neigt die „taube Lage“ zur erdigen Verwitterung. Durch die Freisetzung des an den Dolomit gebundenen Eisens wird sie dabei schließlich ockerfarbig und erst bei längerer Standzeit einigermaßen deutlich sichtbar. Da der entsprechende Profilabschnitt derzeit nur innerhalb von temporären Gewinnungsböschungen aufgeschlossen ist, entfällt der Verwitterungszustand, so dass der Verwitterungshorizont ohne detaillierte Aufschlusskenntnisse schwer auffindbar und als Leithorizont nur bedingt geeignet ist. Selbst in den Routineuntersuchungen für die Abbauführung, die sich auf jeweils in Meterabständen gezogenen Bohrmehlproben beziehen, ist in der Regel diese relativ geringmächtige Lage kaum zu fassen, da sich die für die Lagerstätte ungewöhnlich hohen MgO-Werte von 4-12 % nur auf den Kernbereich (ca. 20 cm) konzentrieren. Diese Anomalie kann gewöhnlich erst mit einer engeren Beprobungsdichte direkt am Stoß genauer eingegrenzt werden. Die mittels RFA ermittelte Zusammensetzung für die „taube Lage“ ist der Abbildung 12 zu entnehmen. Die Schicht ist das Äquivalent zu den „eigelben Kalken“, die im Zwischenmittel der Oolithbank alpha und der Oolithbank beta in Thüringen und im Subherzyn

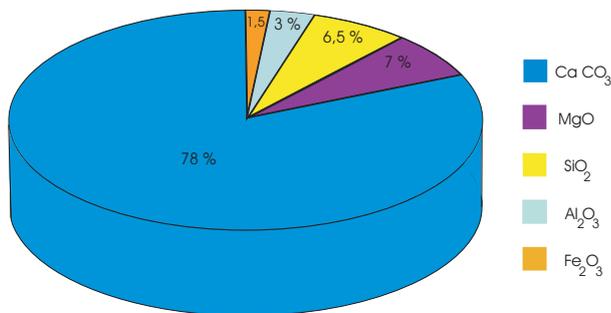


Abb. 12
Die Zusammensetzung des dolomitischen Kalksteinhorizonts „taube Lage“ in den Oolithschichten (Unterer Muschelkalk).

Fig. 12
Composition of the dolomitic limestone layer „taube Lage“ from the Oolith beds (Lower Muschelkalk).

auftreten. Sie wurde bereits von ZWENGER (1990, 1993) als Leithorizont in der Mesozyklengliederung für die Positionierung des Rüdersdorfer Äquivalents der Oolithbankzone herangezogen. Dass dieser Dolomitierungshorizont nicht so einfach auffindbar ist, belegt das Profil von JUBITZ (1994), der die „taube Lage“ im Grenzbereich der Horizonte E und F inmitten von Kalkruditen und Kalkmikriten dargestellt hat und außerdem die eigentlich flankierenden Hartgrundvorkommen etwa 20-40 m über der „tauben Lage“ in den I-Horizont platzierte.

Etwa einen Meter oberhalb des H-Horizonts erscheinen erneut mächtige Arenitserien, was verglichen mit anderen

Beckenteilen, sehr untypisch für den Mittleren Wellenkalk ist. Zwischen 91 m und 96 m sind im Profil 10 zwei dickbankige Arenitsequenzen zu verzeichnen. Das obere Arenitpaket ist mit etwa 2 m Mächtigkeit auffällig kompakt entwickelt. Darin wurden bis 2 mm große, größtenteils angelöste Partikel festgestellt. Diese grobkörnige Bank hebt sich deutlich aus dem umgebenden Schichtenverband hervor. Darüber folgen mehrere Sequenzen aus dünnschichtigen Feinareniten, Lutiten und Kalkmergelsteinen, in welche im Profil 10 von 98-102 m erneut eine Wechselfolge aus fein- bis mittelbankigen Areniten einschaltet ist. Diese im Vergleich zu den liegenden und hangenden Partien relativ gering dimensionierten Bänke wurden von KEDZIERSKI (2000) als Äquivalent für die Terebratelbänke angesehen. Spezielle Begründungen für diese Zuordnung sind leider nicht angeführt. Da er in diesen Schichten, als auch nahezu ubiquitär in allen übrigen Profilabschnitten, das Vorkommen von Brachiopoden vermerkt hat, scheiden diese als spezielles Indiz für die Terebratelbänke aus.

Als deutlich dominierende Gesteine erscheinen Kalkarenite im Profil 10 im Abschnitt von 107-117 m (Abb. 10). Für diesen etwa 10 m mächtigen Schichtkomplex aus dick- bis mittelbankigen Kalkareniten gibt es hinsichtlich der Mächtigkeit und Gleichförmigkeit in der Ausbildung an keiner anderen Stelle des Profils ein vergleichbares Pendant. Der Schichtkomplex besteht aus einem 7,2 m mächtigen basalen Teil, in dem eben laminierte und kreuzgeschichtete Sets mehrfach aufeinander folgen. In seinem unteren Drittel wurden ein Festgrundhorizont bzw. aufgearbeitete Schollen von Festgründen mit *Balanoglossites*-Spuren beobachtet. Darüber folgt eine etwa 2,5 m mächtige Hangendserie aus dickbankigen Areniten, die durch geringmächtige Kalklutit- und Kalkmergelsteinschichten gegliedert wird. In den fossilführenden Horizonten fallen darin große Steinkerne von *Unularia* sp. als auch Zusammenschwemmungen von *Coenothyris vulgaris* und Crinoidenstielgliedern auf, weshalb diese Hangendserie als Äquivalent für die Obere Terebratelbank angesehen wird, während die basalen Arenitbänke der Unteren Terebratelbank zugeordnet werden.

Es dürfte sich dabei um die Schichten handeln, die ECK (1872) unter Nr. 198-200 mit einer Mächtigkeit von 9,80 m aus dem sogenannten Tiefbau (im Abbaufeld Heinitz) beschrieben hat. Im damaligen Alvenslebenbruch sah ECK die Entsprechung des oben genannten Profilabschnitts in seinen Schichten Nr. 64-66, der dort mit 10,36 m etwas mächtiger ausfiel. Die frühe Erkenntnis von ECK, dass vergleichbare Schichten in den beiden etwa 1,3 km entfernten Profilen ganz unterschiedlich ausgebildet sein können, ist immer noch gültig und sollte unbedingt einkalkuliert werden, zumal der Aufschluss in der Längsachse heute nahezu doppelt so groß ist.

Das Dach der relativ grobkörnigen Arenite der Terebratelschichten wird von 2-3 m mächtigen Feinareniten gebildet, wie sie in ähnlicher Weise auch in deren Liegenden zu finden sind. Darauf folgen erneut Arenitbankserien, die von Feinareniten sowie von Lutit-/Kalkmergelsteinwechsellagerungen separiert werden. Letztere beanspruchen nur etwa 18 % des Profilabschnitts, so dass dieses Rüdersdorfer

Äquivalent für den Oberen Wellenkalk keinesfalls der von Kalkschlammgesteinen geprägten Wellenkalk-Fazies entspricht. In den dickbankigen weißocker-farbenen Areniten, die von 123,8-125 m den Abschluss des Profils 10 bilden, wurden vollständig erhaltene Ooide festgestellt (Abb. 13).



Abb. 13
Kalkarenit mit vollständig erhaltenen Ooiden aus dem Oberen Wellenkalk. Negativbild eines Azetatfolienabzuges.

Fig. 13
Oolitic limestone from the Upper Wellenkalk beds. Negative print of a peelsection.

Die Arenitpartikel zeigen eine relativ schlechte Sortierung mit Korngrößen zwischen 0,1-2 mm Durchmesser. Bei etwa 10-20 % der Partikel sind die Kernzonen herausgelöst. Für die Verteilung des Erhaltungsgrades ist zunächst keine Regel erkennbar, d. h. vollständige Ooide können unmittelbar neben reliktschen Ooiden liegen, von denen nur eine mikritische Hülle erhalten geblieben ist. Der Schalenbau ist naturgemäß bei den größeren Partikeln (1-2 mm Durchmesser) sehr deutlich. Er ist mitunter auch bei kleineren Partikeln (0,1-0,3 mm) schon im Anschliff gut erkennbar. Diese ooidführende Arenitbank weist zonenweise eine Bioklastführung (Molluskenschill) mit einem Schalenrümmgehalt von 10-15 % auf. Der 2-10 mm große und unregelmäßig in Arenit eingebettete Biodetritus zeigt einfache mikritische Umkrustungssäume. Die Ooidfunde an der Obergrenze des I-Horizonts sind die einzigen bei den hier besprochenen Profilaufnahmen geblieben. In anderen, grobkörnigen und gleichförmigen Arenitbänken, in denen man theoretisch auch das Vorhandensein von Ooiden vermuten durfte, verliefen die routinemäßigen Prüfungen *in situ* negativ. Es ist nicht ausgeschlossen, dass in einigen anderen Lagen ebenfalls vollständige Ooide auftreten. Auf jeden Fall sind sie im Rüdersdorfer Schaumkalk sehr selten erhalten und keinesfalls so allgegenwärtig, wie es im vorhandenen Schrifttum durch die leichtfertige Verwendung der Bezeichnungen Ooid, Ooidkalk oder Oolith oftmals suggeriert wurde. Das trifft im übrigen nicht nur auf Rüdersdorf, sondern auf alle Provenienzen des Unteren Muschelkalks zu und umfasst die ältere und gleichermaßen die neuere Literatur. So weist

KEDZIERSKI (2000) für Rüdersdorf etwa 10 m unter seiner Oolithbank alpha Ooidkalk aus. In diesem Bereich (Profil 8 in Abb. 10) wurden statt dessen Feinarenite festgestellt, die nicht strukturierte mikritische Peloiden enthalten. Unzutreffend sind ebenso die Faziesbeschreibungen und die Profildarstellung von JUBITZ (1994), wonach der gesamte G-Horizont, Teile des H-Horizonts und der gesamte I-Horizont aus Ooidkalken bestehen sollen.

Etwa 6 m über der voran besprochenen Oolithbank erscheint im Profil 11 (Abb. 10) bei Profilmeter 131 eine letzte markante Bank aus schaumig porösen Areniten, die Brachiopoden- und Crinoidenreste enthält. Sie wird an dieser Stelle als das Äquivalent für die Untere Schaumkalkbank interpretiert. In dem nachfolgenden, etwa 8 m mächtigen Profilabschnitt treten noch einige weitere, zumeist untergeordnete Kalkarenithorizonte auf. Diese werden zunehmend feinkörniger und ihre Bankmächtigkeit geht deutlich zurück. Die letzte, etwas mächtigere Kalkarenitbank wurde im Profil 11 bei Profilmeter 134 beobachtet. Diese Bank fällt insbesondere durch Schrägschichtungseinheiten und einen basalen Intraklasthorizont auf. So liegt es nahe, sie aufgrund ihrer Position und ihres Gefüges als Äquivalent für die Mittlere Schaumkalkbank anzusprechen. Ein weiterer Konglomerathorizont aus dunkelgrauen mikritischen Intraklasten von 0,5-3 cm Durchmesser erscheint etwa 5 m darüber. Diese intraklastführende Feinarenitbank bildet als Obere Schaumkalkbank bei Profilmeter 139 den Abschluss des Unteren Muschelkalks im Rüdersdorfer Profil. Dass die Orbicularisschichten oberhalb eines markanten Konglomerathorizonts in dieser Position beginnen, deckt sich mit den Vorstellungen von ECK (1872), sowie mit denen von SCHWAHN & BÖTTCHER (1974). In Thüringen kommen ebenfalls bevorzugt in der zweiten und dritten Schaumkalkbank Intraklasthorizonte vor (SEIDEL & LOECK 1990, PATZELT 1994).

In den darauffolgenden Orbicularisschichten als erstem Schichtglied des Mittleren Muschelkalks spielen Feinarenite und Bioklastkalk nur eine untergeordnete Rolle. Die etwa 6 m mächtige Einheit wird vielmehr von plattigen Kalkmergelstein/Lutit-Wechselagerungen geprägt. Die für die Orbicularisschichten namengebende Muschel *Neoschizodus orbicularis* tritt in Rüdersdorf nicht nur in diesem Schichtglied auf, sondern ist bereits in den Schichten vertreten, die hier zu den Schaumkalkbänken gestellt werden. Das geht konform mit der biostratigraphischen *Neoschizodus orbicularis/Judicartites*-Assemblage Zone im Sinne von KOZUR (1974). Die Massenvorkommen liegen selbstverständlich auf den Schichtoberflächen der so genannten Orbicularis-Platten, an denen man das Schichtglied sehr gut erkennt. Der Chemismus des L-Horizonts mit einem CaCO_3 -Gehalt von 82-83 % und einem MgO-Gehalt von 1,8-2,1 % ist in etwa vergleichbar mit durchschnittlichen Gehalten des Rüdersdorfer Wellenkalks, so dass er rohstofftechnologisch analog verwendet wird. Ein deutlicher fazieller Wechsel vollzieht sich in dem darüber lagernden M-Horizont, in dem die MgO-Gehalte auf über 10 % ansteigen. Die Orbicularisschichten und der Dolomit 1 bilden nach RÖHLING (2000) den Zyklus 1 des Mittleren Muschelkalks. Ihre Interpretation der bohrlochgeophysikalischen Messkurven, einschließlich der Mäch-

tigkeitsverhältnisse des Rüdersdorfer Zyklus 1, decken sich in etwa mit den Profilen in den Abbildungen 10 und 14.

Ein völlig konträres Bild über den Profilabschnitt von den Schaumkalkbänken bis zum Mittleren Muschelkalk entwarf KEDZIERSKI (2000). Er ordnet seine Obere Schaumkalkbank χ_3 und die Orbicularissschichten in den kavernen, gipsführenden Dolomitmergelsteinen an, welche dem Dolomit 1 bzw. dem M-Horizont zuzuweisen sind.

3. Die Gliederung des Rüdersdorfer Profils nach geophysikalischen Bohrlochmessungen

Bei den Erkundungsmaßnahmen im Rahmen der Lagerstättenenerweiterung in den 1980iger Jahren wurden umfangreiche geophysikalische Bohrlochmessungen mit allen damals einschlägigen Messverfahren, einschließlich Bohrloch-Television, durchgeführt. Zu den überwiegend lagerstätten-technologisch geprägten Untersuchungen gehörte auch die Einbindung der Bohrlochmessergebnisse in die geochemische Gliederung des Gesamtprofils, um u. a. herauszufinden, ob sich durch geophysikalische Bohrlochmessungen die im Abbauvorfeld zur Qualitätssicherung durchgeführten geochemischen Untersuchungen reduzieren oder gar ersetzen lassen.

So konnten in den Myophorienschichten und im Unteren Wellenkalk durch VOLKMAR (1995) Korrelationen zwischen den Gamma-Logs und den nasschemischen Analyseprofilen festgestellt werden. Im Bereich des Schaumkalks war die geochemische Horizontgliederung aus den verschiedensten Gründen mit den Methoden der Bohrlochgeophysik nach eigenem Bekunden des Autors damals nicht zufriedenstellend nachvollziehbar. Da sich bis heute die Mess- und Interpretationsmethoden deutlich verfeinert haben, wurde im Jahr 2008 ein Versuch unternommen, das Potenzial der inzwischen höherauflösenden geophysikalischen Messverfahren zu testen. Von der Bohrlochmessung-Storkow GmbH wurden in der Bohrung QB 1289 E/08 im Bereich der Horizonte E bis G bohrlochgeophysikalische Messungen zur Klassifizierung des Stoffbestandes durchgeführt. Die durchgeführte Bohrung befand sich im unmittelbaren Vorfeld eines aktiven Abbaufeldes. Die zugehörige Schichtenfolge kann aus den Profilen 8 und 9 der Abbildung 10 entnommen werden. Von diesen neueren Messungen werden hier nur auszugsweise die Logs von Gamma-Ray (GR) und Neutron-Neutron (NN) in der Abbildung 14 wiedergegeben. Daneben werden die gleichen Parameter aus dem Normalprofil von VOLKMAR (1986) dargestellt, das aus verschiedenen Bohrungen der damaligen Rüdersdorfer Lagerstätten erkundung zusammengestellt wurde. Es ist zu beachten, dass den Kurven unterschiedliche Maßstäbe zugrunde liegen. Die Aufschlussmessung QB 1288/08 ist im Vergleich zu den älteren Messkurven wesentlich feiner strukturiert. Das resultiert daraus, dass die heute verwendeten Sonden doppelt so empfindliche Detektoren besitzen und die Fahrgeschwindigkeit wesentlich geringer gehalten werden kann. Aufgrund dessen kann eine größere Signaldichte aufgezeichnet werden.

Anhand des Gamma-Ray-Logs aus dem Jahre 2008 lässt sich deutlich die stoffliche und lithologische Grenze zwischen dem Wellen- und Schaumkalk an der Basis des G-Horizonts nachvollziehen. Während unterhalb vom Profilmeter 66 die Kalkmergelsteine des Wellenkalks eine relativ hohe Gamma-Intensität bewirken, geht diese profilaufwärts mit den zunehmenden Einschaltungen von Partikelkalken relativ zurück. Das Kurvenbild wird in den karbonatreicheren Partien insgesamt unruhiger. Das erste Auftreten dickbankiger Kalkarenite an der Basis der Oberen Oolithbank ist als geophysikalische Horizontgrenze in beiden unterschiedlich alten Messungen anhand der Gamma-Ray-Logs und der Neutron-Neutron-Logs erkennbar. Besonders deutlich ist die etwa 0,5 m darunter gelegene „taube Lage“ anhand der deutlichen peaks in den Gamma-Ray und Neutron-Neutron-Logs sichtbar. Der nächstfolgende prägnante Kurvenblock reicht von der Obergrenze des H-Horizonts bis zur Unterkante der Terebratelschichten. In diesem Bereich wechseln Schichtfolgen aus dickbankig porösen Areniten mit dichteren Feinareniten, Kalklutiten und Kalkmergelsteinen mehrfach miteinander ab. Aus dem hier zum Mittleren Wellenkalk gestellten Profilabschnitt hat man in den Messkampagnen von 1984-1986 anhand der Bohrlochmessung versucht, die mergligen Horizonte herauszufiltern, deren CaCO_3 -Gehalte von unter 90 % für die Branntkalkherstellung ungünstig sind. Auf diese Weise wurden innerhalb des I-Horizonts Subhorizonte ausgewiesen, die in den Erkundungsberichten mit H 13, H 14 und H 16 bezeichnet wurden. Dies ist terminologisch für Außenstehende äußerst verwirrend, zumal bereits ein H-Horizont unterhalb der Grenze des I-Horizonts existierte. Nach den Ausführungen von VOLKMAR (1995) gab es jedoch Schwierigkeiten, die relativ geringmächtigen mergligen Zonen mit erhöhter Gammastrahlung exakt den Kernstrecken aus den Erkundungsbohrungen zuzuweisen. Anhand der hier vorgestellten Feingliederung lässt sich die bohrlochgeophysikalische Interpretation des I-Horizonts nach VOLKMAR zwar methodisch nachvollziehen, allerdings ist das hierzu benutzte Normalprofil aufgrund des Maßstabs und der Distanz zu den Tagebauprofilen für eine Feingliederung ungeeignet. Die äußeren Grenzen von der Basis des I-Horizonts bis zur Unterkante der Terebratelbänke sind gut erkennbar. Der relativ stark gegliederte Messkurvenblock des Mittleren Wellenkalks unterscheidet sich deutlich von dem nachfolgenden Abschnitt zwischen der Basis der Terebratelbänke bis zur Untergrenze des K-Horizonts. Letzterer ist durch relativ mächtige Kalkarenitbankserien mit nur eng begrenzten mergligen Einschüben gekennzeichnet. In diesem Abschnitt deutet sich an, dass anhand von detaillierten Messkurven eine Interngliederung der Terebratelschichten und der Arenitkomplexe in ihrem Hangenden zu erreichen sein könnte. Die hier benutzte Normalkurve zeigt außerdem, dass die Mächtigkeit der Terebratelschichten des hier benutzten Tagebauprofils von der im Vorfeld geophysikalisch vermessenen Erkundungsbohrung abweicht. Ähnlich deutlich, wie die Unterkante der Terebratelbänke, ist die Grenze zwischen dem I- und dem K-Horizont erkennbar. Oberhalb der markanten Oolithbank im Hangenden des H-Horizonts ändern sich die Dichte, die Porosität und die Chemie der

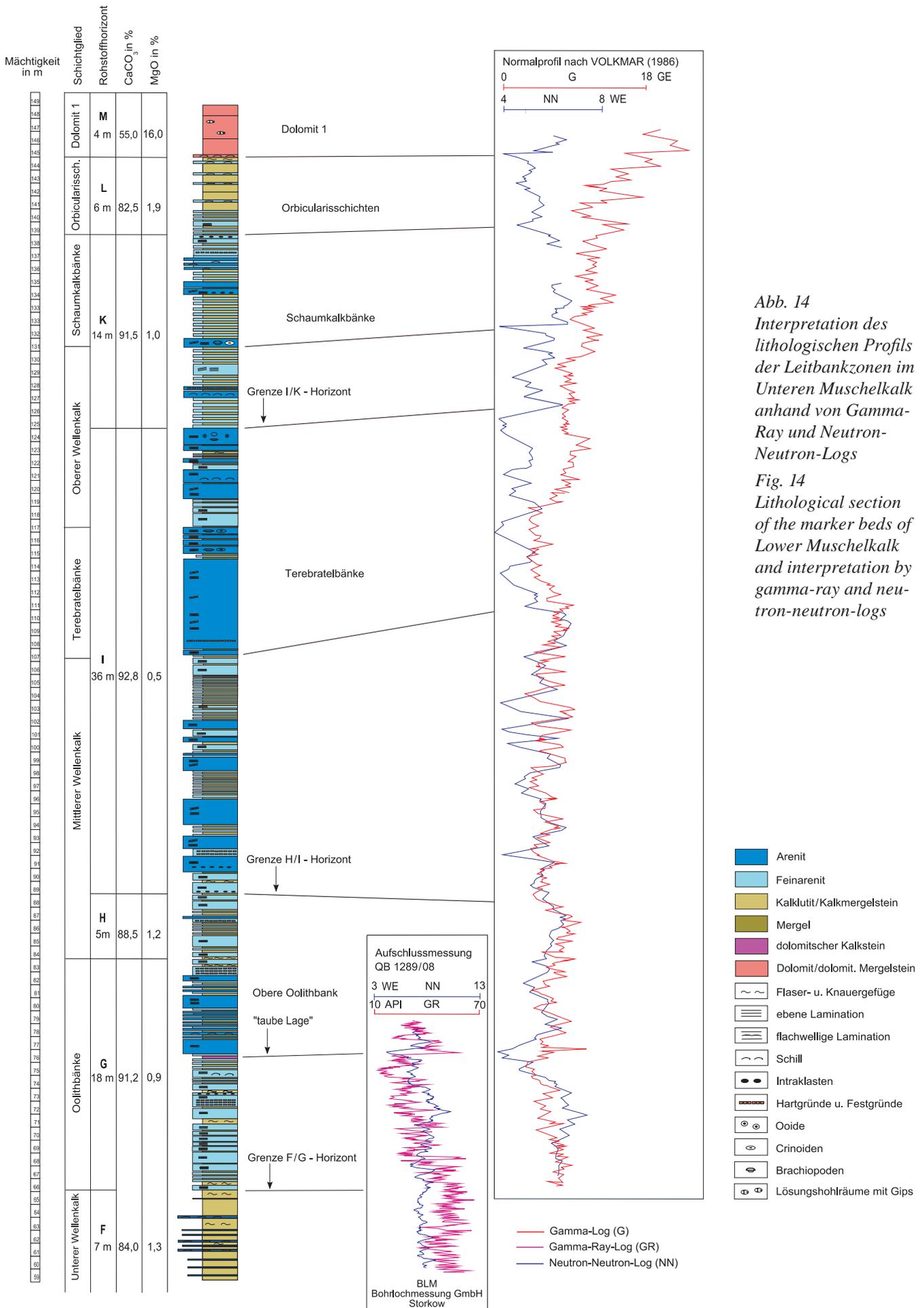


Abb. 14 Interpretation des lithologischen Profils der Leitbankzonen im Unteren Muschelkalk anhand von Gamma-Ray und Neutron-Neutron-Logs

Fig. 14 Lithological section of the marker beds of Lower Muschelkalk and interpretation by gamma-ray and neutron-neutron-logs

- Arenit
- Feinarenit
- Kalklutit/Kalkmergelstein
- Mergel
- dolomitscher Kalkstein
- Dolomit/dolomit. Mergelstein
- Flaser- u. Knauergefüge
- ebene Lamination
- flachwellige Lamination
- Schill
- Intraklasten
- Hartgründe u. Festgründe
- Ooide
- Crinoiden
- Brachiopoden
- Lösungshohlräume mit Gips

Schichtenfolge einschneidend, was sich dementsprechend in den Bohrlochmesskurven abbildet. Im Hangenden der Horizontgrenze I/K ist eine sukzessive Zunahme der Gammaaktivität festzustellen. Innerhalb des K-Horizonts lässt sich anhand der Gamma- und der Neutron-Neutron-Kurve sehr gut die Unterkante der Schaumkalkbänke nachvollziehen. Ganz markant hebt sich anhand der Gammakurve die Grenze zwischen der Oberen Schaumkalkbank und den Orbicularisschichten ab. Ein weiterer sprunghafter Anstieg der Gammaaktivität ist beim Übergang von den karbonatischen Orbicularisschichten zum Dolomit 1 zu registrieren. In diesem Grenzbereich zwischen der Karbonat- und der Salinarfazies ist die Aussagefähigkeit der geophysikalischen Bohrlochmessungen ähnlich gut wie im Grenzbereich zwischen Salinar- und Pelitröt.

Wie bereits voran erwähnt, sind die hier benutzten Normalkurven nicht ausreichend für detaillierte geophysikalische Interpretationen des Profils. Abgesehen von den möglichen technischen Variationen der verwendeten Messungen (Maßstab, Bohrlochkaliber, Wasserfüllung etc.), muss berücksichtigt werden, dass diese Normalkurven aus mehreren Bohrungen zusammengesetzt wurden. An dieser Stelle wurde darauf zurückgegriffen, um überblicksweise abzuklären, welche Möglichkeiten und Probleme sich anhand der vorliegenden neuen Feinprofilgliederung bei der Bohrlochgeophysikalischen Interpretation abzeichnen. Um aussagekräftigere Ergebnisse zu erzielen, müsste das Gesamtprofil, analog der von KLINK (2008) bearbeiteten Aufschlussmessung QB 1289E/08 vollständig vermessen und die vorhandenen älteren Messkurven nach vorausgegangener Digitalisierung, neu interpretiert werden.

Zwischen den in der Abbildung 14 wiedergegebenen Bohrlochmessungen und den Handgammasondemessungen, die KEDZIERSKI (2000) durchgeführt hat, lassen sich keinerlei Beziehungen erkennen. Selbst unter Berücksichtigung der verfahrenstechnischen Unterschiede dürfte man erwarten, dass die voran besprochenen wesentlichen Trends in den Bohrlochmesskurven sich in abgewandelter Form in den in situ Messungen der natürlichen Gammaaktivität widerspiegeln. Leider ist das nicht der Fall. Ausgerechnet in den markanten Profilabschnitten verhalten sich die Profile der Handgammasondemessungen völlig indifferent zu den professionellen Bohrlochmesskurven, so dass an dieser Stelle sehr starke Zweifel an der Aussagekraft der Methode und der darauf aufbauenden Zykentheorie bestehen.

4. Die Korrelation des Unteren Muschelkalks von Rüdersdorf

Der Untere Wellenkalk (mu1) von Rüdersdorf ist mit 66 m deutlich mächtiger als im Thüringer Becken, wo SEIDEL & LOECK (1990) eine Mächtigkeit von 32-40 m angeben, während sie für das Subherzynie Becken 48 m ausweisen. Im Vergleich der Gesamtmächtigkeiten der Leitbankzonen liegt nach gleicher Quelle das Subherzynie Becken mit 68-72 m

nahezu gleichauf mit dem Wert von 73 m für Rüdersdorf. Dem stehen etwa 65 m als Mittelwert von 43-87 m für das Thüringer Becken gegenüber. Das Spektrum der Lithotypen und das Gefügeinventar des Unteren Wellenkalks in diesen drei Gebieten ist annähernd gleich und entspricht im allgemeinen dem, was unter Wellenkalk-Fazies zu verstehen ist. In Rüdersdorf fehlen die dolomitischen Grenzgelbkalke als fazielle Besonderheit an der Basis des Unteren Wellenkalks, zumal bereits der obere Teil der Myophorienschichten dort durchgängig in kalkiger, vollmariner Fazies entwickelt ist. Die Untergrenze des Unteren Wellenkalks von Rüdersdorf wird an einer Schillbank 14 m über der Basis der Myophorienschichten festgemacht, welche auch in Bohrlochmessungen gut erkennbar und somit korrelierbar ist. Zur sicheren Identifikation dieser Grenze empfiehlt es sich, die Einbindung anhand der Abstände zu den benachbarten Leithorizonten in den Myophorienschichten zu prüfen (Basisbank, 5 m-Bank und 9 m-Bank). Im übrigen lässt sich die Grenze zwischen dem A- und dem B-Horizont anhand des sprunghaften Anstiegs des CaCO₃-Gehalts von 70 % auf 81 % relativ sicher bestimmen.

Innerhalb des Rüdersdorfer Wellenkalks sind bisher keine markanten Bioklast- oder Konglomeratbänke bekannt, die für eine regionale Korrelation nutzbar sind. Das Rüdersdorfer Äquivalent für die Oolithbänke, einschließlich ihres Zwischenmittels, liegt mit einer Mächtigkeit von 18 m deutlich über den Mächtigkeiten der Oolithschichten, die SEIDEL & LOECK (1990) für Thüringen (6-11 m) und für das Subherzynie (9-13 m) anhand von verschiedenen Quellen zusammengestellt haben. Schon die Dimension macht deutlich, dass es sich bei dem Rüdersdorfer Äquivalent für die Oolithschichten nicht wie in Thüringen um Einzelbänke, sondern um mehrere Bankfolgen handelt. Wir haben es in Rüdersdorf mit zwei Arenitbanksequenzen zu tun, die durch einen dolomitischen Gelbkalk in Gestalt der „tauben Lage“ faziell voneinander getrennt werden. Die hier ausgewiesene Untere Oolithbank besteht vornehmlich aus Feinareniten (Partikelgrößen < 0,1 mm), während in der Oberen Oolithbank deutlich gröbere Kalkarenite (Partikelgrößen > 0,1-2 mm) auftreten, die am ehesten primären Oolithen nahe kommen. Im Hangendbereich beider Bankzonen treten Hartgründe auf, so dass einschließlich der dolomitischen Gelbkalke im Zwischenmittel ein für die Oolithbänke beckenweit typischer Sedimentationszyklus zu konstatieren ist.

Das Äquivalent des Mittleren Wellenkalks (mu2) umfasst im Rüdersdorfer Profil den Bereich von 84 m bis 107 m über der Basis des B-Horizonts. Daraus ergibt sich eine Mächtigkeit von 23 m für das Schichtglied, welches in Thüringen und im Subherzynie mit 24 m bzw. 28 m etwas stärker ausfällt. Dort besteht der mu2 überwiegend aus den für die Wellenkalkfazies typischen Kalkschlammgesteinen, die in Rüdersdorf nur etwa 26 % an diesem Profilabschnitt beanspruchen, während dort 74 % auf arenitische Partikelkalke entfallen (Abb. 11). Anklänge an diese Entwicklung sind durchaus auch im Mittleren Wellenkalk des Subherzynie Beckens zu erkennen, dessen Bankzyklen generell dem des Rüdersdorfer Profils sehr verwandt erscheinen (Abb. 15). Dort treten im oberen Drittel des Unteren Wellenkalks

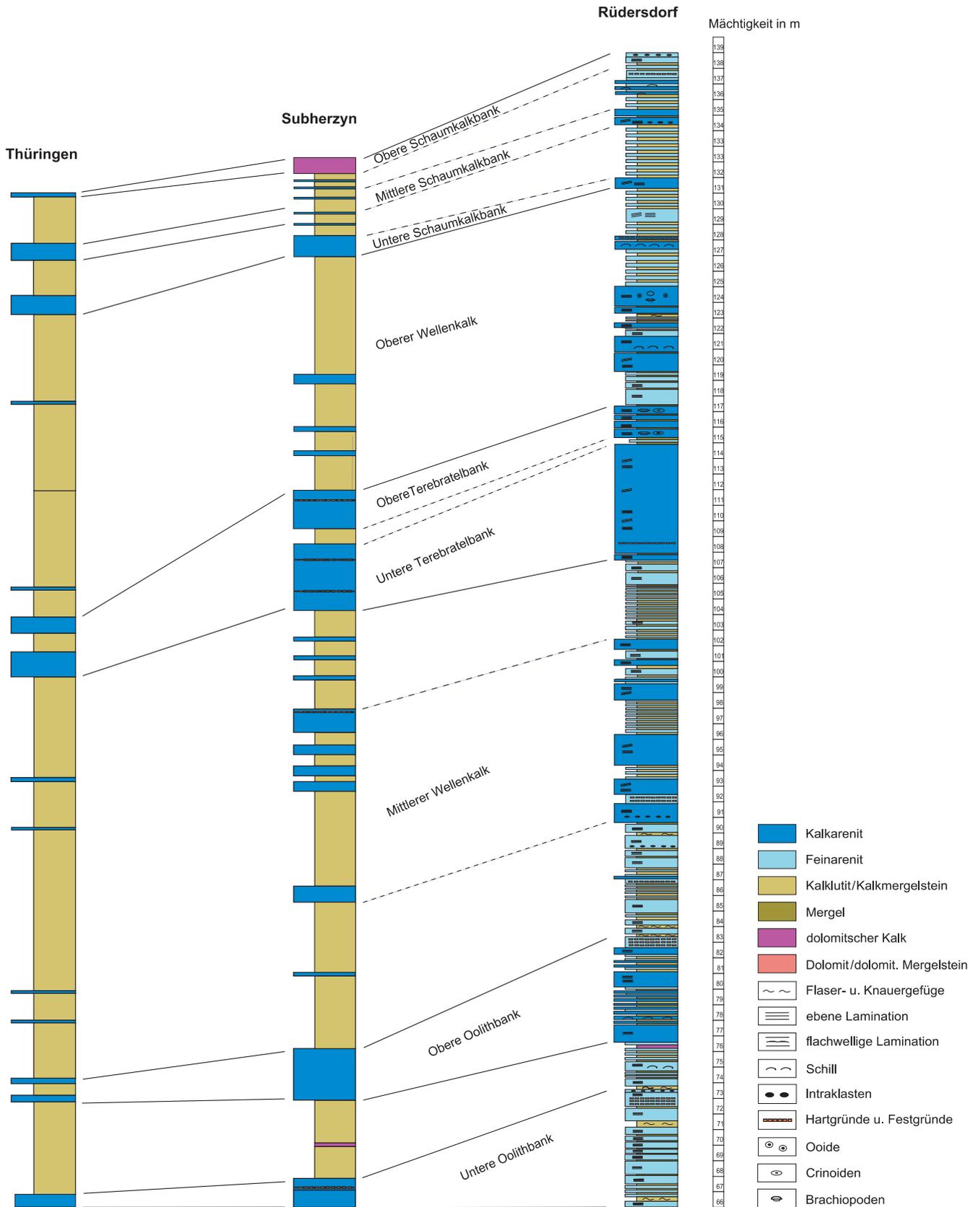


Abb. 15 Die Korrelation des Unteren Muschelkalks von Ruedersdorf mit Thüringen und dem Subherzyn
 Fig. 15 Correlation of the Lower Muschelkalk from Ruedersdorf with Thuringian and Subhercynian

1-2 m mächtige Arenitzyklen auf, die mit Hart- und Festgrundbildungen vergesellschaftet sind. Aus dem Mittleren Wellenkalk von Thüringen sind Einschaltungen von Areniten sowie Bioklast- und Intraklastbänke vor allem dadurch bekannt, dass sie als regionale Leithorizonte herangezogen werden. Als Beispiele seien die von WAGNER (1897) eingeführten Konglomeratbänke f 1-f 4 genannt.

Das Äquivalent für die Terebratelbänke im Rüdersdorfer Profil besteht aus einem 7,5 m mächtigen Liegendpaket, das von relativ uniformen Serien aus mittel- bis dickbankigen Areniten gestellt wird. Darauf folgt eine etwa 2,5 m mächtige Arenitbankserie, die durch Kalkmergelsteinzwischenlagen stärker gegliedert ist und sich durch ihre Fossilführung (u. a. *Coenothyris vulgaris* und *Encrinus* sp.) von dem auffallend mächtigen Liegendkomplex unterscheidet. Man kann daraufhin eine Obere und eine Untere Terebratelbank unterscheiden, die in Rüdersdorf nur durch ein relativ geringmächtiges mergliges Zwischenmittel voneinander getrennt sind (Profil 10, Abb. 10). In Rüdersdorf fällt die Untere Terebratelbank, ähnlich wie in Thüringen und im Subherzyn, mächtiger aus als die Obere Terebratelbank. In der Oberen Terebratelbank sind offenbar die besser erhaltenen Fossilien zu finden.

Der etwa 14 m mächtige Obere Wellenkalk (mu3) von Rüdersdorf besteht nur zu 29 % aus Kalkmergelsteinen und Kalklutiten, während mit 71 % der überwiegende Teil von Kalkareniten gestellt wird (Abb. 11). Bemerkenswert sind die im Profil 10 zwischen 119 und 125 m eingetragenen Bioklasthorizonte, in denen Brachiopoden- und Crinoidenreste auftreten.

Im Profil 11 beginnt bei Profilmeter 131 eine markante, schaumig poröse Arenitbank, welche als Äquivalent zur Unteren Schaumkalkbank angesehen wird, während die intraklastführende Obere Schaumkalkbank von 137-138 m den Abschluss des etwa 8 m mächtigen Schichtgliedes bildet. Als Mittlere Schaumkalkbank kommt die Arenitbank von 134-135 m in Frage, die ebenfalls eine Intraklastlage führt. Paradoxiere ist die namengebende Schaumkalkfazies ausgerechnet in den Schaumkalkbänken von Rüdersdorf schwächer entwickelt als in den übrigen Leitbänken. Der Höhepunkt dieser Faziesentwicklung liegt vielmehr in den Terebratelschichten mit extrem mächtigen Arenitbänken. Anders als in westlichen Beckenteilen sind mit den Rüdersdorfer Schaumkalkbänken keine dolomitischen Gelbkalke vergesellschaftet. Diese wären sicherlich in den regelmäßigen geochemischen Qualitätsprüfungen aufgefallen, die meterweise mittels RFA durchgeführt werden.

Die voran vorgenommenen Interpretationen der Leitbänke beziehen sich auf die Teilprofile 8-11 in der Abbildung 10, aus denen die vertikalen Positionen und die jeweiligen Mächtigkeiten ablesbar sind. Es ist davon auszugehen, dass in dem 3,8 km langen Tagebau Variationen der Schichtenfolge auftreten. Bekanntermaßen ist der Großteil der Fossilkalkbänke im Unteren Muschelkalk nicht horizontstabil. Ebenso wenig darf man von den Sedimentkörpern der Arenitbarrenfazies laterale Konstanz erwarten, sondern muss mit Mächtigkeitsschwankungen, Schichtausfällen und Fazieswechseln rechnen. Zu dieser wesentlichen Erkenntnis

ist bereits ECK (1872) gelangt, indem er für den Alvenslebenbruch und den so genannten Tiefbau (Abbaufeld Heinitz) unterschiedliche Profile darstellte. Die Schichten tragen jeweils eine eigene Nummerierung und unterscheiden sich fast immer in den Mächtigkeiten, mitunter auch in geologischen und paläontologischen Details.

Die in der Abbildung 15 verwendeten Vergleichsprofile für Thüringen und das Subherzyn sind aufgrund der unterschiedlichen Ausgangsdaten stark schematisiert. Das betrifft insbesondere die Darstellung von Areniten und dolomitischen Kalken, die lokal sehr unterschiedlich sein kann. Die generellen Aussagen zu der Profilkorrelation dürften jedoch davon unberührt bleiben.

5. Anmerkungen zur Fazies und zur Biostratigraphie

Im Bereich der Leitbänke dominieren Partikelkalke mit Korngrößen zwischen 0,1 und 2,0 mm. Diese gehen auf eine eulitorale Arenitbarrenfazies im Bereich einer beckenzentralen Schwelle zurück (ZWENGER 1985, 1990). Das Gefügeinventar der Arenite mit Korngrößen (> 1 mm) weist auf bewegtes Flachwasser mit wechselnden Strömungsrichtungen hin. Anhand der gut sortierten und ausgewaschenen (schlammfreien) Grainstones kann man auf eine offene Wasserzirkulation schließen. Für die Kalkschlammgesteine (Mergelsteine und Lutite) kommt vielmehr eine eingeschränkte Zirkulation in Frage. Das könnte auch für die feinkörnigeren Partikelkalke zutreffen, charakterisiert durch Korngrößen < 0,1 mm, Fossilarmut und vorzugsweise ebene Lamination, was für stark übersalzenes Stillwasser spricht. Rezente Beispiele zeigen, dass offene Plattformen mit Ooidkalksanden eine sehr hohe Karbonatproduktionsrate haben. Eine stetige Bildung von Kalkarenitbarren würde sehr wahrscheinlich zu Einschnürung, Lagunenbildung und supratidalen Milieuverhältnissen führen. Da die fortgesetzte Arenit sedimentation sich nicht selbst zum Erliegen brachte, sondern nur durch kurzzeitige fazielle Variationen unterbrochen wurde, darf man annehmen, dass die starken Akkumulationsphasen von sukzessiven Senkungsbewegungen kompensiert wurden. Das submarine Relief und die Wasserzirkulation auf der Plattform müssen nach Stagnations- und Verflachungsphasen immer wieder so regeneriert worden sein, dass eine Arenitbildung in bewegtem Wasser möglich war. Die nötige Umgestaltung des Meeresbodenreliefs kann durch episodische Hochturbulenzereignisse (Sturmfluten, Seebeben) bewirkt worden sein. Ebenso kommen synsedimentäre epirogene Bewegungen der Berliner Scholle für das Geschehen im Bereich dieser Karbonatplattform in Betracht (BEUTLER 1993).

Nach FRIEDEL (1994) geht ein Großteil der Rüdersdorfer Arenite primär auf Ooidsande zurück. Von rezenten Ooidvorkommen weiß man, dass zu deren wesentlichen Milieubedingungen eine relativ starke Wasserbewegung in Verbindung mit kräftiger Wasserzirkulation und vor allem sehr geringe Wassertiefen gehören (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977). Die überwiegende Mehrheit (77 %) des Profils

zwischen den Oolith- und Schaumkalkbänken besteht aus Areniten, die unter den oben skizzierten, eulitoralischen Milieuverhältnissen abgesetzt wurden. Es ist nicht anzunehmen, dass die verbleibenden 23 % der oben genannten Schichtenfolge, die aus Lutiten und Kalkmergelsteinen bestehen, unter der Reichweite von Normalwellen oder gar in tieferen Bereichen des Sublitorals gebildet wurden.

Der dolomitische Gelbkalkhorizont („taube Lage“) im Zwischenmittel der Oolithbänke ist als Anzeichen für supratidales Bildungsmilieu zu werten. Als Faziesraum käme eine lagunäre Sabkha-Fazies in Frage. Während dolomitische Gelbkalke beckenweit auch im Zusammenhang mit den Terebratel- und Oolithbänken auftreten, sind sie in Rüdersdorf lediglich auf die Oolithbankschichten und zwar in einer relativ schwachen Ausbildung beschränkt.

Der von AIGNER & BACHMANN (1992) postulierte Meeresspiegelhochstand für die Terebratelbänke lässt sich für Rüdersdorf angesichts der eindeutigen Flachwasserfazies nicht nachvollziehen. Dort treten im Oberen Wellenkalk noch relativ mächtige Oolithkalke auf. Leider gibt es für die ohnehin sehr wenigen Funde an Ammoniten und Korallen sowie an Crinoiden, wie *Silesiacrinus (Entrochus) silesiacus* und *Holocrinus (Entrochus) dubius* aus dem Rüdersdorfer Schaumkalk keinerlei Horizontbeschreibungen, aus denen sich nur annähernd deren Lage im Profil bestimmen ließe. KAIM & NIEDZWIEDZKI (1999) haben das von BEYRICH (1867) aus dem Rüdersdorfer Schaumkalk beschriebene Exemplar von *Discoptychites cf. dux* GIEBEL (1853) nach der Ausbildung der Lobenlinie als eine für den oberen Teil des Unteren Wellenkalks bis zu den Oolithbänken typische Form angesehen. Vom Typusmaterial weiß man anhand der Beschreibung von GIEBEL (1853), dass es aus dem Bereich der Schaumkalkbänke von Schraplau (Sachsen-Anhalt) stammt. Bei ECK (1872, S. 176) findet sich ein Hinweis, dass damals „*Ammonites dux*“ und „*Ammonites antecedens*“ in Thüringen „nur in dem Schichtkomplexe zwischen Terebratalkalk und der obersten Schaumkalkschicht gefunden sind, dass bei Rüdersdorf wie schon BRAHL angibt, die genannten Ammoniten und Krinoiden ebenfalls aus den höheren Schichten der schaumkalkführenden Abteilung stammen“. Danach könnte man vermuten, dass diese Funde oberhalb der Terebratelbänke getätigt wurden. Das würde auch zu dem jüngst aufgefundenen Stück von *Serpianites antecedens* passen, von dem leider nur bekannt ist, dass es aus dem Haufwerk im oberen Bereich des I-Horizonts stammt, der in etwa dem Oberen Wellenkalk entspricht. Eine stratigraphische Bedeutung hätte ein orientierter Fund dieses Ammoniten an dieser Stelle ohnehin nicht erlangt, da seine Reichweite, wie offenbar auch anderer Formen, relativ groß ist. Jedenfalls reichen die thüringischen Funde von *Serpianites antecedens*, die nach KOZUR (1974) nur eine Sammelart mit „personischer Prägung“ ist, von den Oolith- bis zu den Schaumkalkbänken (URLICHS & MUNDLOS 1985). Im Berliner Museum für Naturkunde werden Stücke von O. RAAB mit den Sammlungsbezeichnungen *Pychites dux*, *Ceratites antecedens* sowie *Balatonites* sp. aufbewahrt, die aus dem Rüdersdorfer Schaumkalk stammen. Auf den zugehörigen Sammlungsetiketten ist nachträglich jeweils das

Kurzzeichen mu2t für Terebratelbankzone eingetragen. Es ist anzunehmen, dass diese Zuordnungen nicht durch RAAB, sondern später, anhand rein theoretischer Erwägungen, erfolgt sind. Die Umstände erinnern ein wenig an den von WEISSERMEL (1925) bearbeiteten Korallenfund von „*Triadophyllum posthumum*“, der ebenfalls aus der Kollektion von O. Raab stammt. Dieses Stück wurde durch WEISSERMEL aufgrund des Fundortes Rüdersdorf als Muschelkalkkoralle beschrieben. Völlig ungewöhnlich für die damalige Zeit, hat er das Stück den Terebratelbänken zugeordnet. Dieses geschah offenbar unter dem Einfluss von E. PICARD, der damals an einer unvollendeten Monographie über die Wirbellosenfauna von Rüdersdorf gearbeitet hat. Diesen etwas tragischen wissenschaftsgeschichtlichen Hintergrund ergab eine Revision des Holotypus durch WEYER (2007), die zu einer Umbenennung in *Palaeocyathus posthumus* (WEISSERMEL 1925) führte. Die rugose Koralle hat sich als ein pleistozänes Geschiebe mit baltoskandinavischer Herkunft und silurischen Alters herausgestellt. Zu der unzweifelhaft aus dem Rüdersdorfer Schaumkalk stammenden Koralle *Thamnastrea silesiaca* (BEYRICH 1852) fehlen ebenso, wie bei den alpidischen Ammoniten, jegliche Horizontangaben.

Die zwei bisherigen Versuche, biostratigraphisch verwertbare Conodonten nachzuweisen, ergaben lediglich für den Unteren Wellenkalk eine spärliche Fauna, während zu allen Lithotypen des Rüdersdorfer Schaumkalks bisher nur ein negatives Ergebnis vorliegt (FUCHS & ZWENGER 1985). Der Rüdersdorfer Schaumkalk zeigte sich ebenso unergiebig bei den durch SCHULZ (1995) durchgeführten Mikroflorenuntersuchungen. Die Proben aus den weichen Kalkmergelsteinen des Unteren Wellenkalks ergaben ein relativ reiches Palynospektrum, allerdings ohne biostratigraphischen Aussagewert.

Danksagung

Für die Bereitstellung der verwendeten Tagebaurisse und Luftbilder danken wir der Tagebauleitung des Rüdersdorfer Betriebes der CEMEX OstZement GmbH. Ebenso sei der Bohrlochmessung-Storkow GmbH für die Überlassung von Bohrlochmesskurven und die Unterstützung bei der Interpretation gedankt.

Zusammenfassung

Anhand von lithologischen Feinprofilen wird aufgezeigt, dass die klassische thüringische Gliederung in Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkbänke auch auf das 139 m mächtige Profil des Unteren Muschelkalks von Rüdersdorf in Brandenburg anwendbar ist. Dadurch ist das Rüdersdorfer Profil mit den Vorkommen in Thüringen und im Subherzynen Becken vollständig korrelierbar. Der Untere Wellenkalk ist 66 m mächtig. Das Äquivalent der 8,5 m mächtigen Unteren Oolithbank besteht überwiegend aus Feinareniten mit Partikelgrößen < 0,1 mm, welche die von Kalkschlammgesteinen dominierte Wellenkalkfazies an der Basis des G-Horizonts nach der geochemischen Lokalgliederung ablösen. Unterhalb der 7 m mächtigen Oberen Oolithbank tritt eine

0,3-0,5 m mächtige Schicht aus dolomitischen Kalken mit MgO-Gehalten von 4-12 % auf. Dieser Leithorizont ist bei bohrlochgeophysikalischen Messungen anhand von Gamma-Ray - sowie Neutron-Neutron-Logs sehr gut zu erkennen. Der 23 m mächtige Mittlere Wellenkalk setzt sich zu 74 % aus Kalkareniten und nur zu 26 % aus Kalkschlammgesteinen zusammen. Das Rüdersdorfer Äquivalent für die 10 m mächtigen Terebratelschichten besteht aus einem dickbankigen Arenitkomplex im Liegenden und einer arenitischen Hangendserie in der *Coenothyris*-Schill sowie Crinoidenreste auftreten. In der obersten Arenitbank des 14 m mächtigen Oberen Wellenkalks treten vollständig erhaltene Ooide auf. Die 8 m mächtigen Schaumkalkschichten lassen eine Dreigliederung erkennen. Die Obere Schaumkalkbank bildet durch ihre Intraklastführung eine deutlich erkennbare Grenzbank zu den durchgängig kalkig entwickelten Orbicularschichten des Mittleren Muschelkalks.

Summary

New lithological small scale sections explain that the classical marker beds like Oolith beds, Terebratula beds and Schaumkalk beds are also applicable to the section of Lower Muschelkalk (Middle Triassic, Anisian) of Ruedersdorf in Brandenburg. In that way this 139 m thick section from the opencast of Ruedersdorf can be correlated with similar deposits in the Thuringian and in Subhercynian basin. The Lower Wellenkalk at the first locality has a thickness of 66 m. After the muddy dominated Wellenkalk facies follows the equivalent of the Lower Oolith bed. This marker bed is 8.5 m thick and consists mainly of finegrained arenitic limestones with particle sizes < 0,1 mm. Below the 7 m thick Upper Oolith bed occurs a layer (0.3-0.5 m) of dolomitic limestone with 4-12 % MgO. This horizon can be identified in geophysical borehole measures using gamma-ray- and neutron-neutron-logs. The Middle Wellenkalk with a thickness of 23 m consists up to 74 % of arenitic grainstones and only 26 % of lime mudstones. The lower part of the 10 m thick equivalent to the Terebratula beds of Ruedersdorf consists of thick bedded grainstones and its higher section shows arenitic limestones with *Coenothyris* coquinas and remains of crinoids. In the uppermost part of the 14 m thick Upper Wellenkalk occur calcarenites with well preserved ooids. The 8 m thick Schaumkalk beds can be subdivided in three distinguishable marker beds. Fine grained calcarenites with intraclasts form the uppermost of the Schaumkalk beds and clearly recognizable interface to the calcareous Orbicular beds of the Middle Muschelkalk.

Literatur

- AIGNER, T. & G. H. BACHMANN (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. - *Sedimentary Geol.* **80**, S. 115-135, Amsterdam
- BEUTLER, G. (1993): Schichtenfolge und strukturelle Entwicklung im regionalen Bezug - Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keu-

- per). - In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, No 1: Die Struktur Rüdersdorf. - 2. erw. Aufl., S. 21, Berlin
- BEYRICH, E. (1852): Über das Vorkommen von Korallen und Schwämmen im Muschelkalk außerhalb der Alpen. - *Z. dtsh. geol. Ges.* **4**, 2, S. 216-218, Berlin
- DUALEH, A. H. (1995): Charakteristik, Entstehung und geologische Bedeutung der Querplattung im Wellenkalk von Rüdersdorf. - *Berliner geowiss. Abh.* **A 168**, S. 249-257, Berlin
- ECK, H. (1872): Rüdersdorf und Umgebung. Eine Geognostische Monographie. - *Abh. zur geol. Specialkarte von Preußen und den Thür. Staaten* **1**, 1, S. 1-183, Berlin
- FÜCHTBAUER, H. & G. MÜLLER (1977): Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II. - 3. Aufl., 784 S., Stuttgart (Schweizerbart)
- FRANTZEN, W. (1888): Untersuchungen über die Gliederung des unteren Muschelkalks in einem Teile von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten. - *Jb. Kgl.-Preuß. geol. Landesanst.* **8**, S. 1-93, Berlin
- FUCHS, A. & W. ZWENGER (1995): Conodonten im Unteren Muschelkalk (Trias) von Rüdersdorf. - *Berliner geowiss. Abh.* **A 168**, S. 147-164, Berlin
- FREY, R.W. & S. G. PEMBERTON (1985): Biogenic structures in outcrops and cores. - In: *Approaches to ichnology.* - *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* **33**, p. 72-115, Calgary
- FÖHLISCH, K. (2002): Synsedimentäre Deformationen im Unteren Muschelkalk des Germanischen Beckens. - *Diss., Univ. Jena*, 171 S., Jena, <http://www.db-thueringen.de/servlets/DocumentServlet?id=767>
- FRIEDEL, C. H. (1995): Partikelgenese und Diagenese des Schaumkalkes von Rüdersdorf (Trias, Unterer Muschelkalk). - *Berliner geowiss. Abh.* **A 168**, S. 191-227, Berlin
- HAGDORN, H. & T. SIMON (2005): Der Muschelkalk in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. - *Newsl. Stratigr.* **41**, 1-3, S. 143-158, Berlin
- JUBITZ, K.-B. (1994): Zur Regionalstellung der Rüdersdorfer Schaumkalkfazies im ostelbischen Muschelkalk Brandenburgs. - *Brandenburg. geowiss. Beitr.* **1**, 1, S. 121-126, Kleinmachnow
- KEDZIERSKI, J. (2000): Sequenzstratigraphie des Muschelkalks im östlichen Teil des Germanischen Beckens. - *Diss., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg*, 118 S., Halle, <http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/dissonline/00/00H168/>
- KLINK, W. (2008): Unveröffentlichter Bericht zu den geophysikalischen Untersuchungen in der Bohrung QB 1289E/08. - angefertigt im Auftrage der Cemex OstZement GmbH durch die Bohrlochmessung-Storkow GmbH, S. 1-5, 1 Anl., Storkow (Mark)
- KOSZINSKI, A. (1991): Lagerstättendokumentation zur Bewertung der Vorratssituation. - *Bericht Rüdersdorfer Zement GmbH*, S. 1-12, Rüdersdorf (unveröff.)
- KOSZINSKI, A. & K. HAMELAU (1993): Geschichte der Kalkherstellung in Rüdersdorf. - *Zement-Kalk-Gips* **46**, S. 305-311, Wiesbaden

- KOSZINSKI, A. (2004): Der Muschelkalk von Rüdersdorf. - In: 750 Jahre Kalksteinbergbau in Rüdersdorf. - Selbstverlag Rüdersdorfer Zement GmbH, S. 11-29, Strausberg
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. - Freiberg. Forschungsh. **C 280**, Teil I, S. 1-56, Teil II, S. 1-72, Leipzig
- MARTINSSON, A. (1965): Aspects of a middle Cambrian thanatope on Öland. - Geol. Foren. Stockholm. Forh. **87**, p. 181-230, Stockholm
- PATZELT, G.: (1994): Der Bereich der Schaumkalkbänke (Muschelkalk) im Gebiet vom Hainich bis an den Dün. - Mühlhäuser Beiträge **17**, S. 5-16, Mühlhausen
- RÖHLING, S. (2000): Der Mittlere Muschelkalk in Bohrungen Norddeutschlands. Fazies, Geochemie, Zylo- und Sequenzstratigraphie. - Diss., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 197 S., Halle, <http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/02/02H160/index.htm>
- SEIDEL, G. & P. LOECK (1990): Zur Gliederung der Wellenkalk-Folge (Muschelkalk) zwischen Jena und Freyburg. - Z. Geol. Wiss. **18**, 9, S. 825-835, Berlin
- SCHWAHN, H.-J. & H. BÖTTCHER (1974): Entwicklung der komplexen Nutzung des Muschelkalks von Rüdersdorf als Rohstoff für die Bauindustrie. - Z. angew. Geol. **20**, S. 297-300, Berlin
- SCHULZ, E. (1995): Zur Mikroflora des Muschelkalks von Rüdersdorf. - Berliner geowiss. Abh. **A 168**, S. 271-285, Berlin
- SZULC, J. (1990): Diagenesis – IAS Intern Workshop – Field Seminar. The Muschelkalk – Sedimentary Environments, Facies and Diagenesis. - Excursion Guidebook and Abstracts, p. 26-28, Cracow - Opole
- SZULC, J. (1991): The Muschelkalk in Lower Silesia. - In: HAGDORN, H. (ed.): Muschelkalk - A Field Guide, p. 58-62, Stuttgart (Goldschneck)
- SZULC, J. (1993): Early alpine tectonics and lithofacies succession in the silesian part of the Muschelkalk Basin. A Synopsis. - In: HAGDORN, H. & A. SEILACHER (Hrsg.): Muschelkalk - Schöntaler Symposium. - S. 19-28, Stuttgart (Goldschneck)
- STOLL, A. (1980): Einige kurze Bemerkungen zum Fauneninhalt der Myophorienschichten und des Unteren Wellenkalkes der Struktur Rüdersdorf unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna. - Z. geol. Wiss. **8**, S. 1051-1055, Berlin
- STREICHAN, H.-J. (1980): Geochemische und paläontologische Charakteristik des Übergangsbereiches Myophorien-Folge/Wellenkalk-Folge in der Struktur Rüdersdorf. - Z. geol. Wiss. **8**, S. 1029-1049, Berlin
- URLICHS, M. & R. MUNDLOS (1985): Immigration of cephalops into the Germanic Muschelkalk Basin and its influence of their suture line. - Lectures Notes in Earth Sciences **1**, p. 221-236, Heidelberg
- VOLKMAR, E. (1995): Beiträge der Bohrlochgeophysik zur Geologie der Muschelkalklagerstätte Rüdersdorf. - Berliner geowiss. Abh. **A 168**, S. 147-164, Berlin
- VOLKMAR, E. (1996): Geophysikalische Normalprofile aus den Bohrlochmessungen zur Erkundung der Muschelkalklagerstätte Rüdersdorf. - VEB BLM Gommern, BT Storkow, Archiv der Bohrlochmessung Storkow-GmbH
- WAGNER, R. (1887): Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks bei Jena. - Abh. Kgl.-Preuß. geol. Landesanst. N. F. **27**, 1, 106 S., Berlin
- WALTER, R. (1993): Rohstoffcharakteristika der Rüdersdorfer Kalksteine. - In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, No 1: Die Struktur Rüdersdorf. - 2. erw. Aufl., S. 80-83, Berlin
- WEISSERMEL, W. (1926): Die Korallen des deutschen Muschelkalks - I. Unterer Muschelkalk. - Jb. Kgl.-Preuß. geol. Landesanst. **46** [1925], S. 1-33, Berlin
- WEYER, D. (2007): Revision of the supposed Triassic, in fact Silurian genus *Thriadophyllum* Weissermel 1925 (Anthozoa Rugosa). - Fossil Record **10**, 2, S. 164-178, Weinheim (Wiley-Vch)
- ZWENGER, W. (1985): Mikrofaziesuntersuchungen im Unteren Muschelkalk von Rüdersdorf. - Wiss. Z. Uni. Greifswald **XXXIV**, 4, S. 17-20, Greifswald
- ZWENGER, W. (1987): Hartgründe im Unteren Muschelkalk von Rüdersdorf. - Z. geol. Wiss. **15**, S. 501-510, Berlin
- ZWENGER, W. (1988): Schilltempestit im Unteren Muschelkalk von Rüdersdorf. - Veröff. Naturkundemuseum Erfurt, S. 57-65, Erfurt
- ZWENGER, W. (1990): Sedimentary cycles in the Anisian of the middle Part of German Basin. Intern. Workshop-Field Seminar. The Muschelkalk-Sedimentary environments, facies and diagenesis. - Excursion guide book & abstracts, IAS, Univ. Cracow
- ZWENGER, W. (1993): Die Schichtenfolge Muschelkalk- Sedimentologie - Stratigraphie - Paläontologie. - In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, No 1: Die Struktur Rüdersdorf. - 2. erw. Aufl., S. 37-75, Berlin

Anhang

Tabellarische Kurzform der Schichtenverzeichnisse zu den Profilen 8 - 11

Profil 8 Untere Oolithbank / Grenzsichten Unterer Wellenkalk

bis m	Mächt. in m	Schichtbeschreibung	Stratigraphie
0,50	0,50	Feinarenit, laminiert, eben, grau, mittelbankig	Untere
0,68	0,18	Lutit/Kalkmergelstein, WL, grau, eben bis flaserig	Oolithbank
0,73	0,05	Feinarenit/Lutit, <i>Balanoglossites</i> , Festgrund	erste „madige Schicht“
0,74	0,01	Kalkmergelstein, flaserig	
0,83	0,09	Feinarenit, intraklastführend	
0,84	0,01	Kalkmergelstein, eben laminiert	
1,09	0,25	Feinarenit, eben laminiert, mittelbankig	
1,11	0,02	Kalkmergelstein, eben	
1,44	0,33	Feinarenit mit Lutitlagen, <i>Balanoglossites</i> , <i>Trypanites</i> , Fest- u. Hartgründe	
1,76	0,32	Feinarenit mit Lutitlagen, <i>Balanoglossites</i> , <i>Trypanites</i> , Fest- u. Hartgründe	
1,91	0,15	Kalkmergelstein/Mergel, WL, dunkelgrau, halbfest bis plastisch	Untere Oolithbank
2,71	0,80	Feinarenit, eben laminiert, ockergrau, mittelbankig	
2,73	0,02	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
3,09	0,36	Kalkmergelstein/Lutit, WL, eben bis flaserig, grau, dünnplattig	
3,62	0,53	Feinarenit, eben laminiert, ockergrau, mittelbankig bis dickbankig	
3,64	0,02	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
3,66	0,02	Lutit/Kalkmergelstein, WL, grau, flaserig	
4,43	0,77	Feinarenit, eben laminiert, grau, dickbankig	
4,45	0,02	Kalkmergelstein, grau	
4,89	0,44	Feinarenit, eben laminiert, grau, mittelbankig	
4,93	0,04	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
5,28	0,35	Feinarenit, eben laminiert, grau, mittelbankig	
5,30	0,02	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
5,73	0,43	Feinarenit, eben laminiert, mittelbankig	
5,76	0,03	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
6,06	0,30	Feinarenit, eben bis wellig laminiert, grau, mittelbankig	
6,08	0,02	Kalkmergelstein, halbfest	
6,48	0,40	Feinarenit, mittelbankig	
6,51	0,03	Kalkmergelstein, halbfest	
7,41	0,90	Feinarenit, eben laminiert, grau, mittelbankig	
7,49	0,08	Kalkmergelstein, eben	
8,04	0,55	Feinarenit, eben laminiert, mittelbankig	
8,16	0,12	Kalkmergelstein	
8,91	0,75	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, eben, dünnplattig bis plattig	
9,11	0,20	Kalkmergelstein, grau, flaserig	
9,46	0,35	Feinarenit, eben laminiert, grau, mittelbankig	
10,06	0,60	Lutit/Kalkmergelstein, WL, grau, flaserig	Unterer Wellenkalk
10,18	0,12	Lutit/Feinarenit, WL, feinbankig	
11,48	1,30	Lutit/Kalkmergelstein, WL, grau, dünnplattig	

Profil 9 siehe S. 52

Profil 10**Terebratelbänke - Oberer Wellenkalk**

bis m	Mächt. in m	Schichtbeschreibung	Stratigraphie
1,50	1,50	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, grau, feinbankig- plattig	Oberer Wellenkalk
2,85	1,35	Arenit, ebenlaminiert, ockergelb, dickbankig, Ooide, Schill, Crinoiden, Brachiopoden	
3,35	0,50	Arenit, eben laminiert, ockergelb	
3,36	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
3,51	0,15	Kalkmergelstein/Lutit, WL, flaserig, grau, mittelbankig	
3,91	0,40	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, grau, plattig	
4,17	0,26	Arenit, laminiert, eben, ockergrau, mittelbankig	
4,49	0,32	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, eben laminiert, grau, dünn, plattig	
4,50	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
4,87	0,37	Feinarenit, eben laminiert, ockergrau, mittelbankig	
5,93	1,06	Arenit, eben laminiert, Molluskenschill, ockergelb, mittelbankig	
5,94	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
7,14	1,20	Arenit, eben bis schräg laminiert, ockergrau, mittelbankig	
7,15	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
7,31	0,16	Feinarenit/Arenit, WL, eben laminiert, ockergrau, feinbankig	
7,32	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
7,73	0,41	Feinarenit, ockergrau, mittelbankig	
7,74	0,01	Mergel, grau, plastisch	
8,11	0,37	Feinarenit, Schrägschichtung, ockergrau, mittelbankig	
9,26	1,15	Feinarenit, eben laminiert, ockergrau, dickbankig	
9,27	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
9,85	0,58	Arenit, ockergrau, dickbankig, Brachiopoden, Crinoiden	Obere Terebratel- Bank
9,86	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
10,22	0,36	Arenit, ockergrau, mittelbankig	
10,87	0,65	Arenit, eben laminiert, ockergrau, dickbankig	
10,88	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
11,43	0,55	Arenit, eben laminiert, ockergrau, dickbankig, Brachiop., Crinoiden	
11,44	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
11,70	0,26	Feinarenit, laminiert, eben, ockergrau	
11,72	0,02	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
18,92	7,20	Arenit, laminiert, eben bis kreuzgeschichtet, ockergrau, mittelbankig bis dickbankig, Festgrundlage aus Lutit mit <i>Balanoglossites</i> , bei 1,20 m über der Basis	Untere Terebratel- Bank
18,94	0,02	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
19,27	0,33	Arenit, eben laminiert, ockergrau, mittelbankig	

Profil 10
Terebratelbänke - Oberer Wellenkalk
 (Fortsetzung)

bis m	Mächt. in m	Schichtbeschreibung	Stratigraphie
19,57	0,30	Kalkmergelstein/Feinarenit, WL, grau, dünnplattig	Mittlerer Wellenkalk
19,99	0,42	Feinarenit, eben laminiert, ockergrau, dünnplattig bis mittelbankig	
20,12	0,13	Kalkmergelstein, grau bis dunkelgrau, dünnplattig	
20,96	0,84	Feinarenit, laminiert, eben, ockergrau, mittelbankig	
23,28	2,32	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, grau, dünnplattig bis mittelbankig	
23,48	0,20	Feinarenit, laminiert, eben, ockergrau, mittelbankig	
23,81	0,33	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, grau, dünnplattig bis feinbankig	
24,13	0,32	Feinarenit, laminiert, eben, ockergrau, mittelbankig	
24,43	0,30	Kalkmergelstein/Feinarenit, WL, grau, dünnplattig bis feinbankig	
25,16	0,73	Arenit, eben laminiert, ockergrau, mittelbankig	
25,17	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
25,71	0,54	Feinarenit, eben laminiert, ockergrau, feinbankig bis mittelbankig	
25,75	0,04	Mergel/Kalkmergelstein, WL, dunkelgrau, halbfest	
26,14	0,39	Arenit, eben laminiert, ockergrau, mittelbankig	
26,30	0,16	Kalkmergelstein/Feinarenit, WL grau, dünn, plattig	
26,74	0,44	Feinarenit, eben bis schräg laminiert, ockergrau, mittelbankig	
26,86	0,12	Kalkmergelstein, grau, dünnplattig	
26,87	0,01	Mergel, dunkelgrau, plastisch	
27,25	0,38	Arenit/Feinarenit, WL, ockergrau, mittelbankig	
28,24	0,99	Arenit, eben bis schräg laminiert, ockergrau, fein- bis mittelbankig	
30,49	2,25	Kalkmergelstein/Feinarenit, WL, grau, fein- bis mittelbankig	
32,39	1,90	Arenit, eben laminiert, ockergrau, dickbankig	
33,29	0,90	Feinarenit/Lutit, WL, eben, ockergrau, fein- bis mittelbankig	
34,29	1,00	Arenit, eben bis schräg laminiert, ockergrau, mittel- bis dickbankig	
34,36	0,07	Kalkmergelstein, grau, dünnplattig	
34,56	0,20	Feinarenit/Lutit, Balanoglossites, Festgrund, mittelbankig	
34,76	0,20	Feinarenit/Lutit, Balanoglossites, Festgrund, mittelbankig	
34,78	0,02	Kalkmergelstein, dunkelgrau, dünnplattig	
35,98	1,20	Arenit, eben laminiert, Schill, intraklastführend, ockergrau, mittel-bis dickbankig	
36,05	0,07	Mergel, dunkelgrau, halbfest bis fest	
36,66	0,61	Feinarenit, eben laminiert	

Profil 9 Obere Oolithbank / Mittlerer Wellenkalk

bis m	Mächt. m	Schichtbeschreibung	Stratigraphie	
0,12	0,12	Kalkmergelstein, grau, flaserig bis knaurig	Mittlerer Wellenkalk	
1,02	0,90	Feinarenit, eben laminiert, intraklastführend, grau bis hellgrau, mittelbankig		
1,08	0,06	Kalkmergelstein, eben, grau, blättrig		
1,55	0,47	Feinarenit, eben laminiert, grau, feinbankig		
1,59	0,04	Kalkmergelstein, Mergel, plastisch		
2,19	0,60	Feinarenit, eben laminiert, grau, mittelbankig		
2,60	0,41	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, grau, dünnplattig bis plattig		
3,03	0,43	Feinarenit/Arenit, WL, eben laminiert, ockergrau, plattig bis feinbankig		
3,13	0,10	Feinarenit/Lutit, grau, <i>Balanoglossites</i> , Festgrund, feinbankig		
4,23	1,10	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, grau, plattig bis feinbankig		
4,83	0,60	Feinarenit, eben laminiert, ockergrau, mittel- bis dickbankig		
5,05	0,22	Feinarenit, eben laminiert, ockergrau, feinbankig		
5,18	0,13	Kalkmergelstein, eben laminiert		
5,32	0,14	Feinarenit, eben laminiert, mittelbankig		
5,50	0,18	Kalkmergelstein, flaserig		
5,86	0,36	Feinarenit, eben bis wellig laminiert, schillführend, ockergrau, fein- bis mittelbankig		
5,91	0,05	Kalkmergelstein, blättrig - dünnplattig		
6,10	0,19	Feinarenit, eben laminiert, feinbankig		
6,18	0,08	Kalkmergelstein, flaserig, dunkelgrau, blättrig		
6,45	0,27	Feinarenit, eben laminiert, Molluskenschill, mittelbankig		
6,57	0,12	Kalkmergelstein, flaserig, grau, dünnplattig		
6,75	0,18	Feinarenit, eben bis wellig laminiert, fein- bis mittelbankig		
7,03	0,28	Feinarenit/Lutit, grau bis ocker, <i>Balanoglossites</i> , <i>Trypanites</i> , Fest- und Hartgründe		zweite „madige Schicht“
7,23	0,20	Feinarenit/Lutit, grau bis ocker, <i>Balanoglossites</i> , <i>Trypanites</i> , Fest- und Hartgründe		
7,71	0,48	Arenit, eben laminiert, ockergrau, mittel- bis dickbankig		Obere Oolithbank
8,81	1,10	Arenit/Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, eben laminiert, plattig bis dünnplattig		
9,79	0,98	Arenit, eben bis wellig laminiert, ockergrau, dickbankig		
9,99	0,20	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, eben, dünnplattig		
10,71	0,72	Feinarenit/Arenit, WL, eben laminiert, plattig bis feinbankig		
11,04	0,33	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, eben, dünnplattig		
12,19	1,15	Feinarenit/Arenit, WL, eben laminiert, Molluskenschill, ockergrau, plattig bis mittelbankig		
12,21	0,02	Mergel, dunkelgrau, weichplastisch		
13,28	1,07	Arenit, eben laminiert, ockergrau, mittelbankig		
13,38	0,10	Feinarenit, eben laminiert, grau		
13,68	0,30	Feinarenit/Kalkmergelstein/WL dolomitisch, eben laminiert	„taube Lage“	
14,49	0,81	Feinarenit/Kalkmergelstein/WL grau, eben laminiert	Untere Oolithbank	
14,96	0,47	Feinarenit, eben laminiert, Molluskenschill, grau		
15,57	0,61	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, grau, dünn, plattig bis feinbankig		
15,84	0,27	Feinarenit, eben laminiert, grau, mittelbankig,		

Profil 11 Obere Schaumkalkbank - Dolomit 1

bis m	Mächt. in m	Schichtbeschreibung	Stratigraphie
0,65	0,65	Dolomit/Dolomitmergelstein, WL eben, grau, blättrig bis plattig	Dolomit 1
2,65	2,00	Dolomit/Dolomitmergelstein, WL, eben laminiert, plattig, grau, löcherig, Gipsdrusen	
3,88	1,23	Dolomitmergelstein/Schillbänkchen bis 2 cm, grau, plattig	
4,00	0,12	Dolomit, grau, mittelbankig, Schill, <i>N. orbicularis</i> , plattig	
4,75	0,75	Kalkmergelstein/Lutit/WL, Schillplatten, flasrig, grau, plattig	Orbicularis - Schichten
6,70	1,95	Kalkmergelstein, Lutit/WL, einz. Schillplatten, eben, grau, plattig	
8,25	1,55	Kalkmergelstein/Lutit/WL, einz. Schillplatten, grau, eben, plattig	
8,70	0,45	Kalkmergelstein/Lutit/Feinarenit, WL eben, grau, blättrig bis plattig	
9,05	0,35	Kalkmergelstein/Feinarenit, WL eben, grau, blättrig bis plattig	
9,45	0,40	Feinarenit, eben laminiert, mit Deformationsstrukturen, olivgrau	
10,28	0,83	Kalkmergelstein/Feinarenit/Lutit, WL, blättrig bis plattig	Obere Schaumkalk Bank
10,68	0,40	Feinarenit, intraklastführend, grauoliv, blättrig bis plattig	
11,28	0,60	Feinarenit, eben laminiert	
12,08	0,80	Feinarenit/Lutit, WL eben, grau, blättrig bis plattig	
12,23	0,15	Feinarenit mit lutitischem Festgrund, <i>Balanoglossites</i> , grau bis dunkelgrau, plattig	Mittlere Schaumkalk Bank
13,37	1,14	Feinarenit/Arenit, WL, eben laminiert, Schill, grau, plattig bis feinbankig	
14,32	0,95	Feinarenit/Lutit, WL, eben laminiert, eben, grau, mittelbankig	
14,33	0,01	Kalkmergelstein, dunkelgrau, dünnblättrig	Untere Schaumkalk Bank
14,83	0,50	Feinarenit/Arenit/WL, eben bis schräg laminiert, hellolivgrau, mittelbankig	
14,84	0,01	Mergel, grau, plattig	
15,34	0,50	Feinarenit, intraklastführend, hellgrauoliv, schaumig porös, mittelbankig	Oberer Wellenkalk
17,44	2,10	Feinarenit/Lutit, WL, eben laminiert, plattig - feinbankig	
18,74	1,30	Feinarenit/Lutit/Kalkmergelstein, WL, hellolivgrau, fein - bis mittelbankig	
19,20	0,46	Arenit, eben bis schräg laminiert, porös, hellolivgrau, mittelbankig, Brachiopoden- und Crinoidenreste	Oberer Wellenkalk
20,58	1,38	Feinarenit/Lutit/Kalkmergelstein, WL eben, plattig bis feinbankig	
21,38	0,80	Feinarenit, eben bis schräg laminiert, hellolivgrau, mittelbankig	
22,28	0,90	Feinarenit/Lutit, WL, eben, hellolivgrau, plattig bis feinbankig	
22,54	0,26	Arenit, eben laminiert, hellgrauoliv, basal lutitischer Festgrund mit <i>Balanoglossites</i> , mittelbankig	
23,03	0,49	Arenit, eben laminiert, porös, Molluskenschill, mittelbankig, hellolivgrau,	
24,44	1,41	Feinarenit/Kalkmergelstein, WL, grau, plattig bis feinbankig	

Erklärungen zu den Schichtenverzeichnissen:

WL = Wechsellagerung

Maße der Absonderung:

dickbankig	> 50 cm
mittelbankig	10-50 cm
feinbankig	8-10 cm
dickplattig	5-8 cm
plattig	2-5 cm
dünnplattig	0,5-2 cm
blättrig	< 0,5 cm

Anschrift der Autoren:

Dr. Wolfgang Zwenger
GEOCON GmbH
Seestr. 16
15848 Rietz-Neuendorf
geocon@t-online.de

Dipl.-Geol. Andreas Koszinski
CEMEX OstZement GmbH
Frankfurter Chaussee
15562 Rüdersdorf
andreas.koszinski@cemex.com

Kurzmitteilung

Die Geologische Übersichtskarte 1 : 100 000

Im Jahr 2004 wurde in enger Zusammenarbeit zwischen dem LBGR (Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe) und dem LGB (Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg) mit der Erarbeitung eines flächendeckenden geologischen Kartenwerkes für Brandenburg im Maßstab 1 : 100 000 begonnen. Die kartographische und technische Fertigstellung der zuvor im LBGR erarbeiteten geologischen Inhalte erfolgt durch den LGB. Mit Ausnahme der Kreise Elbe-Elster und Oberspreewald-Lausitz werden alle Landkreise, z. T. mit integrierten kreisfreien Städten, auf einem Kartenblatt abgebildet. Blattschnitt und topographische Grundlage entsprechen der vom LGB herausgegebenen Topographischen Regionalkarte 1 : 100 000, wobei die Abbildung der geologischen Inhalte als Inseldarstellung bezogen auf die jeweilige Kreisgrenze erfolgt.

Jede geologische Karte erscheint mit einem umfangreichen Beiheft, das sowohl einen allgemeinen wie auch einen blattspezifischen Teil beinhaltet. So werden im allgemeinen Teil u. a. neben Erläuterungen zur glazialen Serie, zu glazialmorphologischen Erscheinungsformen wie auch zu den Prozessabläufen während des Quartärs gegeben. Im blattspezifischen Teil erfolgt eine kurze Beschreibung der geologischen Verhältnisse, wobei das Hauptaugenmerk auf die an der Oberfläche und im oberflächennahen Raum anstehenden Bildungen gerichtet ist. Ein zugehöriger geologischer Schichtenschnitt, der zumeist in Eisvorstoßrichtung (NE – SW) erarbeitet wird, ermöglicht einen Einblick in den quartären Untergrund und verdeutlicht sowohl die Absetzbarkeit wie auch die Mächtigkeitsschwankungen der quartären Sedimente. Des Weiteren werden die in der Karte dargestellten Geotope, geowissenschaftlichen und

geotouristischen Objekte aufgelistet und z. T. beschrieben, wie z. B. das Eem von Klinge mit dem darin aufgefundenen vollständig erhaltenen Skelett eines Mammuts (Landkreis Spree-Neiße, Objekt Nr. 21), den Gipsbrüchen von Sperenberg (Landkreis Teltow-Fläming, Objekt Nr. 17) oder dem Rudower See (Landkreis Prignitz, Objekt Nr. 29).

Von den insgesamt 13 zu erarbeitenden Karten sind bisher acht erschienen:

- 2004: Elbe-Elster / Oberspreewald-Lausitz (Blatt 12), Teltow-Fläming (Blatt 9)
- 2005: Uckermark (Blatt 4), Potsdam-Mittelmark (Blatt 8)
- 2006: Spree-Neiße (Blatt 13), Havelland (Blatt 5)
- 2007: Dahme – Spreewald (Blatt 10)
- 2008: Prignitz (Blatt 1)

Die Landkreise Ostprignitz-Ruppin und Oder-Spree befinden sich derzeit in Bearbeitung und sollen noch in diesem Jahr erscheinen.

Der Vertrieb der Kartenreihe erfolgt über die Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg.

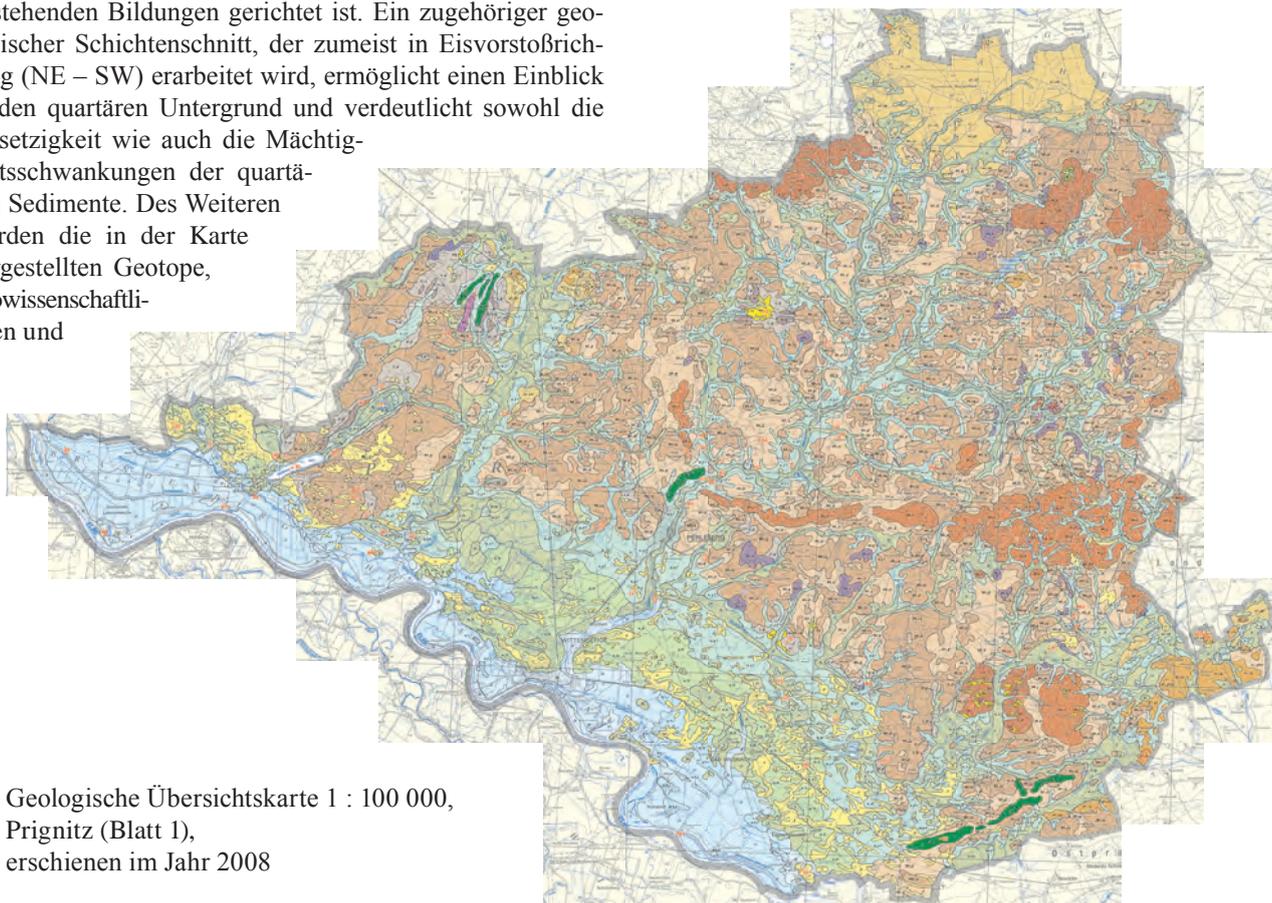
Service-Telefon: (03 31) 88 44 - 123

Telefax: (03 31) 88 44 – 126

E-Mail: poststelle@geobasis-brandenburg.de

Internet: <http://www.geobasis-brandenburg.de>

Angela Sonntag



Geologische Übersichtskarte 1 : 100 000, Prignitz (Blatt 1), erschienen im Jahr 2008

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	16 (2009), 1/2	S. 55-61	3 Abb., 1 Tab., 17 Lit.
------------------------------	---------	----------------	----------	-------------------------

Schmelzwasserrinne und Hochflutal – die Pritzerber Laake

Meltwater channel and high flood valley – the „Pritzerber Laake“

FRIEDRICH-MANFRED WIEGANK

1. Einleitung, Problemstellung und Methodik

Die Pritzerber Laake (westslawisch: lake - Flusskrümmung, krummer Flussarm) ist ein weichselspätglazial als Schmelzwasserrinne angelegtes Niederungsgebiet in der Tal-sand- und Dünenlandschaft des westlichen Havellandes. Kleineräumig wechselnde Oberflächen- und Bodenformen, jahreszeitlich variierende Grundwasserschwankungen und Überflutungen sind Grundlage einer vielfältigen Naturlandschaft, die bis in die Gegenwart nur extensive forstliche und Grünlandnutzungen zuließen. Weitläufige Moor- und Bruchwälder mit eingestreuten Kleingewässern, durch Gebüschformationen, Röhrichte, Seggenriede, Gras- und Staudenfluren aufgelockert, bestimmen die Physiognomie dieser Landschaft.

Eine Anfang der 1980er Jahre geplante Nutzung des Gebietes als Deponiestandort für Industrieasche konnte vom Autor nach Empfehlung einer Alternativfläche abgewendet werden. Seinem Antrag auf Unterschutzstellung wurde mit der Ausweisung als Naturschutzgebiet 1986 stattgegeben. Dieser Status wurde durch den Einigungsvertrag in Bundesrecht überführt. Wegen seiner Bedeutung für den Artenschutz und Biotopverbund wurde das Gebiet in die Kernzone des 1998 gegründeten Naturparks „Westhavel-land“ einbezogen und auf Grund des Vorkommens von Arten und Lebensraumtypen der FFH-Richtlinie 2007 in das Europäische Schutzgebietssystem „Natura 2000“ der Europäischen Gemeinschaften übernommen. Eine im Rahmen des Ausweisungsverfahrens erforderliche Kartierung der Lebensraumtypen des Gebietes wurde vom Autor im Jahre 2003 entsprechend den Erfassungskriterien der FFH-Richtlinie nach den Vorgaben des Landesumweltamtes Brandenburg (ZIMMERMANN et al. 2004, ZIMMERMANN et al. 2007) durchgeführt.

Durch die Kartierung wurden 39 aquatische, semiterrestrische und terrestrische Biotoptypen erfasst, deren besondere Konfigurationen auch über die Inventarisierung der Lebensräume hinausgehende Aussagen zur Landschaftsgeschichte ermöglicht.

Der Beitrag soll mit einer kartographischen Darstellung einen Überblick über die im Ergebnis dieser Kartierung erfassten Biotope geben. Vielfalt, strukturelle Komplexität und das Beziehungsgefüge der Lebensräume werden hin-

sichtlich ihrer Informationen zur Landschaftsgenese untersucht. Die aus den räumlich-standörtlichen Beziehungen der Biotoptypen ableitbare relative zeitliche Einordnung wird durch Vergleich mit der Flussgeschichte von Elbe und Havel in einen überregionalen Zusammenhang gestellt.

Die Biotoptypen der Pritzerber Laake wurden nach Geländeaufnahmen 2003 entsprechend der Kartieranleitung des Landesumweltamtes Brandenburg (ZIMMERMANN et al. 2004, ZIMMERMANN et al. 2007) bestimmt. Die bodenkundlich-standörtliche Charakterisierung der Biotope orientiert sich am Konzept von KOPP & SCHWANECKE (1994). Die kartographische Abgrenzung der Biotoptypen, zu der auch Infrarot-Luftaufnahmen (Überfliegung 1993) ausgewertet wurden, erfolgte im Maßstab 1 : 10 000. Biotope < 0,5 ha Flächengröße werden kartographisch nicht dargestellt. Zur Überprüfung standörtlicher Besonderheiten wurden einige Bohrstocksondierungen durchgeführt. In die zeitliche Analyse wurden Vorabergebnisse einer 1984 von KLOSS (mdl. Mitt.) durchgeführten Pollenanalyse einbezogen.

2. Naturräumliche Merkmale des NSG Pritzerber Laake

2.1 Lage und Klima

Das NSG Pritzerber Laake, etwa 3 km nordwestlich der Stadt Pritzerbe gelegen, ist ein Niederungsgebiet von etwa 4 km Länge, zwischen 0,5 bis zu 1,5 km Breite und einer Fläche von etwa 511 ha (siehe Abb. 1). Nach SCHOLZ (1962) gehört es zur Landschaftseinheit „Elbtal und Randniederungen“. Es verbindet die Untere Havelniederung mit dem Havelländischen Luch.

Die Geländehöhen liegen im Mittel bei etwa 28,7 m NN. Das Relief der Niederung ist im Dezimeterbereich ausgeprägt gegliedert. Die angrenzenden Talsande haben ein Niveau zwischen 31-33 m NNH. Die Havel als Vorfluter weist östlich Döberitz einen Mittelwasserstand von 27,8 m NN auf.

Die Pritzerber Laake liegt in der Klimazone der kühlgemäßigten Klimate im Übergangsbereich vom ozeanischen zum kontinental beeinflussten Klima. Nach KOPP & SCHWANECKE (1994) gehört das Gebiet zum kontinental beeinflussten (Südmärkischen) Großklimabereich des Tieflands. Für

den Zeitraum 1951-2000 wurden an der etwa 9 km nordwestlich gelegenen Station Rathenow folgende Klimadaten registriert (WERNER 2003): Jahresmittel (Min./Max.) der Lufttemperatur 8,6 °C (7,1/10,3 °C), Jahresmittel (Min./

Max.) der Niederschläge 549,1 mm (362,4/773,9 mm). Reliefbedingt treten im Bereich offener Flächen (Lichtungen, Wiesen, Seggenriede) innerhalb der Wälder Früh- und Spätfröste auf.

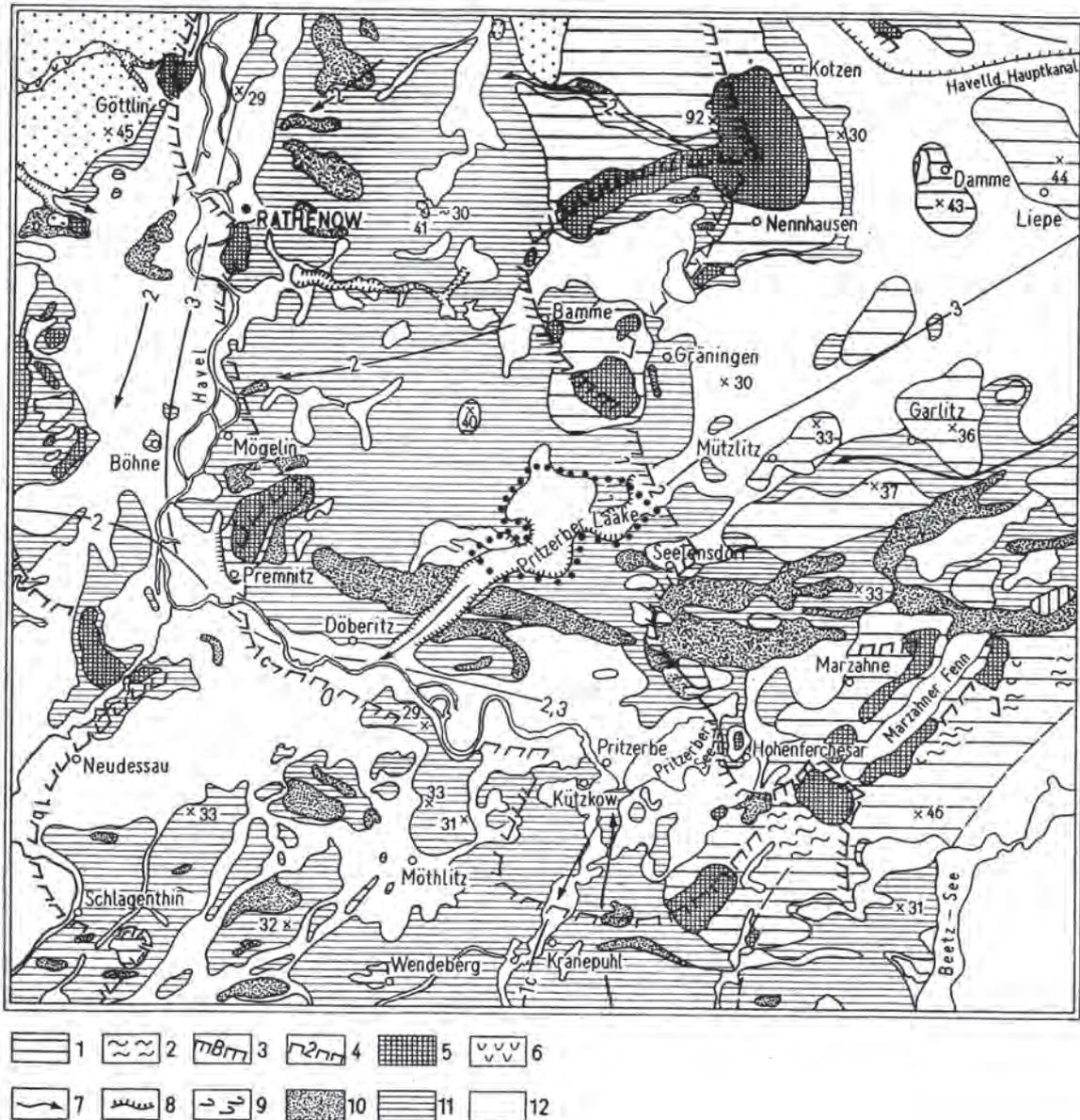


Abb. 1
Geologisch-geomorphologische Situation am Ende des Brandenburger Stadiums der Weichselkaltzeit zwischen Unterhavel und Havelländischem Luch nach WEISSE (1966)
1 – Grundmoräne, eben, flach; 2 – Grundmoräne wellig; 3 - Eisrandlagen, Brandenburger Stadium; 4 – Eishalt, Zwischenstaffeln; 5 – Stauchendmoräne; 6 – Grundmoräne mit Kesseln und geschlossenen Senken; 7 – Schmelzwasserabflussrinne; 8 – fluviatile Unterschneidungskante; 9 – Einzeldünen; 10 – Dünenfeld; 11 – Talsand; 12 – holozäne Tal- und Flussaue

Fig. 1
Geological and geomorphological situation at the end of the Brandenburg stage of the Weichselian glaciation in the region between the lower Havel river and the „Haveländische Luch“ after WEISSE (1966)
1 - basal till, flat layered; 2 - basal till, uneven, wavy; 3, 4 - marginal zones of first and second order; 5 - push moraine; 6 - basal till with kettle holes; 7 - melt water channel; 8 - fluvial scarp; 9 - single dunes; 10 - dune field; 11 - valley sand, meltwater sand; 12 - Holocene flood plane



Abb. 2
 Geologische Verhältnisse im Umfeld der Pritzerber Laake, Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1 : 25 000, Blatt Bamme, Nr. 3440
 Fig. 2
 Geological settings in the vicinity of the „Pritzerber Laake“, detail of Geological map 1 : 25 000, sheet Bamme , no. 3440

2.2 Geologie und Geomorphologie

Die Pritzerber Laake wurde während des Brandenburger Stadiums der Weichselvereisung (Eisrandlage 2, WEISSE 1966, 1995; Abb. 1), als Schmelzwasser-Abflussrinne, angelegt. Durch diese Rinne flossen die Schmelzwässer des abtaunenden Inlandeises in die Urstromtalung der Unteren Havelniederung ab und schnitten sich dabei etwa 3-5 m in die zuvor abgelagerten Talsande ein (WAHNSCHAFFE 1888). Mit Rückzug des Gletschers hinter das Eberswalder Urstromtal trat die Schmelzwasserrinne außer Funktion, vermoorte teilweise und wurde im ausgehenden Weichselspätglazial/

beginnenden Frühholozän durch einen 1-2 km breiten, das Talsandniveau bis 7 m überragenden Dünenzug nördlich Gapel abgeriegelt. Abbildung 2 zeigt die oberflächengeologischen Verhältnisse.

Die Pritzerber Laake wird im Wesentlichen aus Ablagerungen des Weichselspätglazials und des Holozäns aufgebaut (HERMSDORF 2005, 2006). WAHNSCHAFFE (1888) gibt aus der Thaege'schen Tongrube östlich Döberitz das folgendes Profil (Tab. 1) an, mit dem auch die Lagerungsverhältnisse (nach Bohrungen) im zentralen und östlichen Teil der Pritzerber Laake weitgehend übereinstimmen.

Sediment	Mächtigkeit (ca. m)	
	Thaege'sche Tongrube	Zentrum, Nordteil
Flusssand (lokal)	0,50	0,20
Torf	1,00	0,70
Wiesenkalk (lokal)	0,30	---
Schlick (= Auelehm)	1,00	1,60
Talsand	> 3	> 3

Tab. 1
 Oberflächennahe Sedimente in der Pritzerber Laake

Tab. 1
 Surface near sediments of the investigation area Pritzerber Laake

3. Der Elbeschlick und die „Alten Elbeläufe“

Der Schlick (= Auelehm), nach WAHNSCHAFFE (1888) ein ungeschichteter Ton mit wechselnden Sandgehalten, der sich von den Haveltonmergeln signifikant durch fehlenden Kalkgehalt unterscheidet, stimmt petrographisch mit den von der Elbe sedimentierten Ablagerungen in den Auen überein. Seine weite Verbreitung im Elbhaveiwinkel und im Havelländischen Luch belegt weitgefächerte Laufverlagerungen im Elbhaveiwinkel („Alte Elbeläufe“) und großräumige Überstauungen in den Niederungsgebieten des Havellandes (KEILHACK 1887, BESCHOREN 1935).

Der östlichste Elbelauf wird, aus der Niegripper Elbeniederung kommend, durch die Tieflagen des Elbe-Havelkanals, die Niederungen östlich Genthin und westlich Großdemsin, östlich Schlagenthin und Jerchel markiert und biegt östlich Nitzan und Möthlitz, etwa der Dunke und der Niederung westlich Bahnitz folgend, fast rechtwinklig nach Westen in das Haveltal ein. Eine enge Scharung weiterer Elbeläufe im Raum zwischen Bahnitz und Milow (markiert durch Marqueder Königsgraben, Stremme, Vieritzer Grenzgraben, Böhner Königsgraben) und ihr Umlenken in nordwestliche Richtung ins Haveltal hat offenbar geomorphologische Ursachen. Nach BESCHOREN (1935) liegt die Oberfläche des Elbeschlicks im Raum Pritzerbe im Niveau zwischen 29-30 mNN. Die höherliegenden Talsande mit ihren aufgesetzten Dünenfeldern auf der rechten Haveltal-seite wirkten als Barrieren, die zunächst die Fortsetzung der südwest-nordöstlichen Fließrichtungen unterbanden und mit der einmündenden Havel das Umlenken nach NW bewirkten. Diese Richtungsänderung war mit einer Verstärkung der Erosion verbunden. Offenbar in Verbindung mit einem Hochflutereignis führte dies im Bereich der stärksten Erosion gegenüber den Einmündungen der alten Elbläufe in das Haveltal zum Durchbruch der sperrenden Dünenzüge, so dass Elbhochwässer über das Niederungsgebiet der ehemaligen Schmelzwasserrinne der Pritzerber Laake ins Havelländische Luch abfließen konnten.

Nach der Verbreitung des Elbeschlicks im Havelland erfolgte der Abfluss aus der Pritzerber Laake zunächst über die Niederung des Ersten Flügelgrabens zwischen Mützlitz und Nennhausen in die Niederung des Havelländischen Großen Hauptkanals über die Tritt-Niederung ins Untere Rhinluch und über das Dosse-Bruch wieder zur Havel hin. Ein Abzweig von diesem Lauf verlief über die Niederungen des Havelländischen Großen Hauptkanals im Havelländischen Luch zwischen Paulinenaue, Königshorst und Friesack ins Untere Rhinluch und über das Dosse-Bruch wieder in das Haveltal.

Ein zweiter Abzweig von Elbewässern aus der Havelniederung wird durch Elbeschlicke belegt, die sich im Raum nördlich des Hohennauener Sees in zwei Strängen über die Talungen des Rhins und des Großen Genzgrabens in die Tritt-Niederung erstrecken.

4. Das Döberitzer Ereignis - die Pritzerber Laake als Hochflutal

Anders als dieser morphologisch kaum in Erscheinung tretende Überlauf, ist der Elbelauf durch die Pritzerber Laake durch markante geologisch wie geomorphologisch in Erscheinung tretende Besonderheiten (Abb. 3) gekennzeichnet:

1. Der sich aus dem Raum zwischen Pritzerbe und Seelensdorf bis nach Döberitz hinziehende weichselspätglaziale Dünengürtel ist bei Gapel auf einer Breite von ca. 500 m unterbrochen. In diesem Einschnitt sind holozäne Sedimente (vgl. Tab. 1) abgelagert worden. Der Dünenzug hat nach archäologischen Befunden ein weichselspätglaziales Alter (W. BÜNNIG, mdl. Mitt. 2008). Die +/- geraden Ränder des Einschnitts mit Unterscheidungen sprechen für einen erosiven Abtrag unter gleichmäßigen starken Strömungsbedingungen.
2. Die äußere Form der nordöstlich anschließenden Pritzerber Laake ist im Gegensatz zum gestreckten Verlauf des havenahen Abschnitts durch deutliche Mäanderstrukturen mit drei Schleifenpaaren gekennzeichnet. Ihre Ränder sind ebenfalls unterschritten.
3. Die Konfiguration eines großen Teils der in der Pritzerber Laake kartierten Biotope ist durch sichelförmige, 20-50 m breite und bis zu 600 m lange (in Kombination ähnlicher Biotope bis zu 800 m lange) Formen gekennzeichnet, die zumeist annähernd parallel zu den Rändern verlaufen. Dies betrifft insbesondere den Biototyp Rasenschmielen-Schwarzerlenwald, in schwächer ausgeprägten Formen auch den Großseggen-Schwarzerlenwald, Frischwiesen, Feuchtwiesen und Grünlandbrachen feuchter Standorte. Auch der Wasserfeder-Schwarzerlenwald und naturnahe Laubmischwälder mittlerer Standorte weisen z. T. solche sichelförmigen Formen auf, die die Mäanderschlingen nachzeichnen.

Der Erklärung dieses außergewöhnlichen Phänomens nähert man sich, wenn die Standortansprüche der Biotypen in Betracht gezogen werden (HOFMANN & POMMER 2005). Die tiefsten Bereiche der Pritzerber Laake werden von Wasserfeder-Schwarzerlenwald eingenommen, einem Sumpfwald auf langfristig überstauten, kräftigen organischen Böden. Großseggen-Schwarzerlenwälder stocken in etwas höherem Niveau auf dauernassen, jedoch nicht längerfristig überstauten Niedermoortorfen. Der Rasenschmielen-Schwarzerlenwald beansprucht kräftige grundnasse bis oberbodenfeuchte (Grundwasserstand bei 0,2 m) Mudden (schluffig-tonige Substrate mit hohem organischen Anteil) und Auelehme. Danach bilden die Biotope der Erlensumpf- und -bruchwälder vor allem Feuchtigkeitsunterschiede ab, deren Ursprung in der Reliefstrukturierung liegt. Beim Rasenschmielen-Schwarzerlenwald spielen außerdem die Sedimenteigenschaften eine Rolle. Durch Bohrstocksondierungen (1 m) auf diesen Standorten wurden in den oberen 0,30 m schwarzbraune und darunter +/- gleichförmige, von



Biototyp

	Gräben naturnah, beschattet, temporär Wasser führend		Frauenfarn-Schwarzerlenwald
	Gewässer in Tongruben u. temporäre Kleingewässer		Rasenschienen-Schwarzerlenwald
	Schilf-Röhricht		Moorbirken-Schwarzerlenwälder
	Wasserschwaden-Röhricht		Torfmoos-Moorbirken-Schwarzerlenwälder
	Rohrglanzgras-Röhricht		Pfeifengras-Moorbirken-Schwarzerlenwald
	Seggenriede, bultig		Brennnessel-Schwarzerlenwald
	Segenriede, rasig		Traubenkirschen-Eschenwald
	Großseggenwiesen (Streuwiesen)		Eichen-Hainbuchenwälder
	Feuchtwiesen nährstoffarmer bis mäßig nährstoffreicher Standorte		Stemmieren-Stieleichen-Hainbuchenwald
	Frischwiesen		Pfeifengras-Stieleichen-Hainbuchenwald
	Borstgrasrasen		Pfeifengras-Birken-Stieleichenwald
	Grünlandbrachen feuchter/frischer Standorte, Süßgräser dominieren		Honiggras-Birken-Stieleichenwald
	Grünlandbrachen feuchter Standorte von Schilf dominiert		Birken-Vorwald frischer Standorte
	Hochstaudenfluren feuchter bis nasser Standorte		Birken-Vorwald feuchter Standorte
	Strauchweidengebüsche		Naturnahe Mischwälder mittl. Standorte m. Rotbuche
	Laubgebüsch frischer Standorte (hier Kreuzdorngebüsch)		Naturnahe Mischwälder mittlerer Standorte
	Weißmoos-Schwarzerlen-Sumpfwald (Weißmoos-, Sumpfreitgrasausbildung)		Naturnahe Mischwälder armer/trockener Standorte
	Wasserfeder-Schwarzerlenwald		Kiefernforste
	Schilf-Schwarzerlenwald		Waldschneisen
	Großseggen-Schwarzerlenwald		

Abb. 3 Die Biototypen des Naturschutzgebietes „Pritzerber Laake“
 Fig. 3 Map of habitat types of the nature reserve „Pritzerber Laake“

Rostbändern durchsetzte, gelbe, gleichkörnige, schwach feinsandige, schluffige Tone bis tonige Schluffe abgeschlossen, die offenbar dem Elbeschlick entsprechen.

Diese Befunde lassen folgende geologische Interpretation der kartierten Biotope zu:

Durch Erosion des Döberitzer Dünenzuges in Verbindung mit einem Hochflutereignis wurde zwischen Döberitz und Gapel ein Durchbruchstal eröffnet, durch das Elbewasser mit gleichmäßig hoher Geschwindigkeit über die vermutlich vermoorte ehemalige Schmelzwasserrinne der Pritzerber Laake ins Havelländische Luch abfloss (Döberitzer Ereignis). Die mitgeführte Sedimentfracht wurde offenbar z. T. bereits wieder im westlichen, im zentralen und im östlichen Teil der Pritzerber Laake ab- und umgelagert, wobei drei Mäanderschlingenpaare entstanden. Durch die Laufverlegungen und weitere Hochwasserereignisse erfolgte eine ständige Umformung der Flussbett- und Talmorphologie, bis die Pritzerber Laake als Elbelauf außer Funktion trat und das durch das Fließgewässer geformte Relief durch Sukzessionen der Vegetation konserviert wurde. Dem Standortmosaik entsprechend, erfolgte eine reichstrukturierte Bewaldung. Die sichelförmigen Strukturen der Rauschmielen-Schwarzerlenwälder zeichnen offensichtlich fossile Uferbänke nach, deren Konturen die Ausformung der anderen Biotope mitbestimmen. Auf den höherliegenden Flächen zeichnen die Grenzlinien zwischen Frisch- und Feuchtwiesen Flutmulden nach, die auf hochwasserbedingte Überflutungen hindeuten.

Mit der deutschen Ostkolonisation ab dem 13. Jahrhundert wurde ein Teil der landwirtschaftlich nutzungsfähigen Lebensräume – insbesondere der reichen Erlen-Eschenwälder und der Eichen-Hainbuchenwälder in Weiden und Wiesen umgewandelt, die nach Auflassung ab der Mitte des vorigen Jahrhunderts z. T. in Grünlandbrache übergingen. Eichen- und Buchenwälder bodensaurer Standorte auf Talsandinseln und Dünenfeldern wurden in Kiefernreinbestände überführt. Durch ein Grabensystem wurde der Grundwasserspiegel abgesenkt. Es entstand eine komplex strukturierte, in Teilen noch naturnahe Nutzungslandschaft, deren standörtliche Grundkomponenten deutlich abgebildet werden.

5. Zeitliche Einordnung

Für die Datierung des Elbedurchbruchs liegen nur indirekte Anhaltspunkte vor. Eine nicht publizierte Pollenanalyse von KLOSS (1984, mdl. Mitt.) aus einem Bereich mit größeren Niedermoormächtigkeiten nördlich der Buchhorstlöcher, ergab für ihren basalen Teil ein jungatlantisches Alter.

Zur Präzisierung dieser relativen Altersangabe können pollenanalytische Indikationen von Grundwasserhochständen aus Profilen herangezogen werden, deren Entwicklung ebenfalls unter dem Einfluss des Elbe-Havelsystems erfolgte. Das dem Untersuchungsgebiet am nächsten liegende Pollenprofil Schollene aus dem Zentralbereich eines Toteislochs mit einer Mächtigkeit von 19 m, umfasst den gesamten Zeitraum vom Weichselspätglazial bis zur Zeitenwende (MATHEWS 1997). Die Vegetationsentwicklung im Holo-

zän ist im Boreal durch eine zweimal unterbrochene fortschreitende Verlandung der Gewässer charakterisiert. Auch im älteren Atlantikum hält die Absenkung des Grundwasserspiegels noch an. Wichtig für eine Korrelation mit dem Döberitzer Ereignis ist eine im Pollendiagramm Schollene belegte Phase erhöhter Flussaktivität Ende Jungatlantikum/Beginn Subboreal, die mit einer Zunahme menschlicher Aktivität einhergeht.

Indikationen sowohl für erhöhte Flussaktivität wie für zunehmende wirtschaftliche Tätigkeit des Menschen sind aus der Ausbreitung von Elementen ruderaler Standorte herleitbar, lassen sich aber kaum trennen. Jedoch wirkt sich die menschliche Aktivität seit dem Neolithikum auf die Landschaften stärker aus, als klimatische Änderungen.

Auch für das Gebiet der unteren Elbe bei Neuhaus ist nach CASPERS & SCHWARZ (1998) die Flussdynamik im späten Atlantikum und frühen Subboreal durch erhöhte Wasserstände oder durch eine vermehrte Hochwasserhäufigkeit gekennzeichnet. Mit diesen Befunden stehen auch Feststellungen von GRAMSCH (2002) über den Anstieg des Grundwassers in den westlichen Abschnitten der jungpleistozänen Urstromtäler in Einklang. Danach fiel der Gewässer-/Grundwasserspiegel an der Fundstelle Friesack nach einem Höchststand im mittleren Präboreal von 27,6 m NHN um 1-1,5 m im jüngeren Boreal ab, um bis zum jüngeren Atlantikum auf einen erneuten Höchststand anzusteigen, der eine weitere Besiedlung des 28,7 m über NN liegenden Fundplatzes ausschloss.

Alle diese Befunde stehen mit den Ergebnissen der Pollenuntersuchung von KLOSS (mdl. Mitt.) nicht im Widerspruch. Danach kann als sehr wahrscheinlich gelten, dass das Döberitzer Ereignis während einer Phase erhöhter Wasserstände und verstärkter Flussdynamik Ende Jungatlantikum/Anfang Subboreal (+/- 5700 a BP) stattgefunden hat.

Zusammenfassung

Zur Charakterisierung des FFH-Schutzgebietes „Pritzerber Laake“, einer weichselspätglazialen Schmelzwasserrinne, wurde eine Biotopkartierung durchgeführt. Es wurde ein Komplex von 39 aquatischen, semiterrestrischen und terrestrischen Biotoptypen registriert und inventarisiert. Eingee von ihnen sind durch besondere, langgestreckte sichelförmige Formen gekennzeichnet, die nur durch die Erosion eines Flusses entstanden sein können, was durch das Vorkommen von Elbeschlick (Auelehm) in der „Pritzerber Laake“ bestätigt wird. Seine Verbreitung in der Havelregion lässt Rückschlüsse auf die Entwicklung des Elbe-Havelsystems im Holozän zu. Nach pollenanalytischen Untersuchungen erfolgte die Überflutung der „Pritzerber Laake“ durch die Elbe Ende Jungatlantikum/Anfang Subboreal.

Summary

In order to characterize the nature conservation site „Pritzerber Laake“, a wetland protected by the Habitats directive of the European Union, a habitat mapping was carried out. 39 aquatic, semiterrestrial and terrestrial habitats types were

registred. Some of them are characterized by very oblonged sickle-shaped contours, wich are explainable only by a system of erosion and sedimentation produced by running water of a river. This findings are confirmed by occurence of sludge deposited by the Elbe river, which often changed his course during earlier Holocene time. The distribution of this sediment in the river Havel region enables to draw conclusions about the development of the Elbe-Havel river system during Holocene time. According to pollenanalytical investigations indicating high water levels and intensive river activity the flood of the „Pritzerber Laake“ took place at the end of the later Atlanticum or the beginning of the younger Subboreal.

Danksagung

Für die Empfehlung zur Veröffentlichung der Arbeit bin ich Herrn Dr. W. Stackebrandt zu besonderem Dank verpflichtet. Den Herren Dres. B. Gramsch und S. Rutter danke ich gern für Hinweise zu problemrelevanten Veröffentlichungen und die Überlassung von Sonderdrucken.

Literatur

CASPERS, G. & C. Schwarz (1998): Fluviale und äolische Prozesse im Gebiet der unteren Elbe bei Neuhaus (Niedersachsen) seit dem Weichsel-Spätglazial. - Mitt. Geol. Inst Univ. Hannover **38**, S. 49-64, Hannover

BESCHOREN, B. (1935): Zur Geschichte des Havellandes und der Havel während des Alluviums. - Jb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1934 **55**, S. 305-311, Berlin

GRAMSCH, B. (2002): Archäologische Indizien für natürliche und künstliche Wasserspiegelveränderungen in nordostdeutschen Urstromtälern während des Holozäns. - Greifswalder Geographische Arbeiten **26**, S. 189-192, Greifswald

HERMSDORF, N. (2005): Geologische Übersichtskarte 1 : 100 000. Nr. 8 mit Beiheft: Landkreis Potsdam-Mittelmark, Kreisfreie Stadt Potsdam, Kreisfreie Stadt Brandenburg an der Havel. - Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg und Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg, Potsdam

HERMSDORF, N. (2006): Geologische Übersichtskarte 1 : 100 000. Nr. 5 mit Beiheft: Landkreis Havelland. - Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg und Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg, Potsdam

HOFMANN, G. & U. POMMER (2005): Potentielle Natürliche Vegetation von Brandenburg und Berlin mit Karte im Maßstab 1 : 200 000. - Eberswalder Forstliche Schriftenreihe **24**, 315 S., Berlin

KEILHACK, K. (1887): Über alte Elbeläufe zwischen Magdeburg und Havelberg. - Jb. Königl. Preuss. Geol. Landesanst. [1886] S. 236-252, Berlin

KOPP, D. & W. SCHWANECKE (1994): Standortlich-naturräumliche Grundlagen ökologiegerechter Forstwirtschaft. - 248 S., Berlin, Kessel

MATHEWS, A. (1997): Pollenanalytische und pflanzensoziologische Untersuchungen in der Flußauenlandschaft der mittleren Elbe. - Diss., FB Biologie Univ. Hannover, 214 S., Hannover

WAHNSCHAFFE, F. (1888): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Blatt Bamme. - Berlin (Parey)

WEISSE, R. (1966): Die pleistozäne Formgestaltung des Elbhavelwinkels. - Veröff. Bezirksheimatmuseum Potsdam **11**, S. 63-121, Potsdam

WEISSE, R. (1997): II Exkursionsrouten. - In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 4. Potsdam und Umgebung. - Geowissenschaftler in Berlin u. Brandenburg e. V., S. 83-134, Berlin, Selbstverlag

WERNER, P. (2003): Niederschläge und Lufttemperaturen der Stationen Kyritz, Rathenow und Brandenburg für die Klimaperiode 1951 - 2000. - Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK), 3 S., Potsdam (unveröff. Mskr.)

WIEGANK, F.-M. (2004): FFH-Biotopkartierung NSG Pritzerber Laake. - Ergebnisbericht Landesumweltamt Brandenburg, 34 S., Potsdam (unveröff.)

WIEGANK, F.-M. (1984): Antrag auf Erklärung der sog. „Pritzerber Laake“ zum Naturschutzgebiet. - Landesumweltamt Brandenburg, Abt. Naturschutz, Akte NSG Pritzerber Laake, 5 S., Potsdam (unveröff.)

ZIMMERMANN, F., DÜVEL, M., HERRMANN, A., STEINMEYER, A., BECKER, F., FLADE, M. & H. MAUERSBERGER (2004): Biotopkartierung Brandenburg. Bd. 1: Kartierungsanleitung und Anlagen. - 312 S., Potsdam

ZIMMERMANN, F., DÜVEL, M., HERRMANN, A., BEUTLER, D., BEUTLER, H. & G. HOFMANN (2007): Biotopkartierung Brandenburg. Bd.2: Beschreibung der Biotoptypen. - 3. Aufl., 511 S., Potsdam

Anschrift des Autors:
Dr. sc. Friedrich-Manfred Wiegank
Zeppelinstr. 167
14471 Potsdam

Buchbesprechung

SIEGESMUND, S. & R. SNETHLAGE (Hrsg.) (2008): **Denkmalgesteine. Festschrift Wolf-Dieter Grimm.** - Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **Heft 59**, 324 S., 129 Abb., 159 Farbabb., 23 Tab., 6 Tafeln, Stuttgart (Schweizerbart)
ISBN 978-3-510-49206-0; 59,00 Euro

Der Band „Denkmalgesteine“ in der Schriftenreihe der DGG ist dem 80. Geburtstag von Herrn Prof. Dr. Wolf-Dieter Grimm in Würdigung seiner Forschungsarbeiten auf dem Gebiet der Natursteine gewidmet, insbesondere der systematischen Erfassung und wissenschaftlichen Untersuchung von Denkmalgesteinen. Nach einer von R. SNETHLAGE verfassten Würdigung des Jubilars, der ein umfassendes Literaturverzeichnis wichtiger Arbeiten W.-D. Grimms angefügt ist, enthält der Band 21 weitere Arbeiten, die aktuelle Forschungsergebnisse auf dem Gebiet der Denkmalgesteine widerspiegeln.

Die Themen sind dabei weit gespannt. So finden sich Publikationen, die die Erforschung der Verwitterungsdynamik von Denkmalgesteinen und die naturwissenschaftliche Begleitung von Denkmalinstandsetzungen zum Gegenstand haben, um so Restauratoren Sicherheit bei der Auswahl von Konservierungsmethoden zu geben. Objekte derartiger Studien sind beispielsweise Grabmalinstandsetzungen in München (L. SATTLER et al.), Restaurationsarbeiten auf zwei jüdischen Friedhöfen in Berlin (A. EHLING et al.), oder Untersuchungen zur Verwitterungsdynamik von Marmorskulpturen im Schlosspark von Nymphenburg (W. KÖHLER). Methodisch verschiebt sich der Schwerpunkt derartiger Untersuchungen immer mehr von Verfahren, die eine Probenahme erfordern, hin zu zerstörungsfreien Ultraschallmessungen, durch die tief in den Stein hineinreichende Lockerungen der Kornstruktur detektiert und durch Wiederholungsmessungen in ihrem zeitlichen Verlauf beobachtet werden können.

Weitere Arbeiten haben die Beschreibung ehemals aktiver Steinbrüche zum Gegenstand, aus denen Denkmalgesteine gewonnen wurden. Hervorzuheben ist hier die Publikation über den Rosenheimer Granitmarmor, der nur in einem sehr kurzen Zeitraum für Werksteinzwecke gewonnen wurde und somit insbesondere in Südbayern ein spezielles „Zeigergestein“ für Grabsteine, Denkmale, Fassadenelemente und Dekorationsgesteine für Gebäudeinnenausstattungen in der Mitte des 19. Jahrhunderts darstellt (K. POSCHLOD). In diesem Zusammenhang ist auch die Darstellung der Neugewinnung des Kaiserstühler Tephrit-Pyroklastits für Restaurationsarbeiten am Breisacher St. Stephans Münster zu nennen (W. WERNER). Hier gelang es durch intensive geologische Prospektion, in den ansonsten am Kaiserstuhl nur vereinzelt anzutreffenden Bereichen pyroklastischer Ge-

steine mit ausreichender Verfestigung für eine Bearbeitung dennoch die benötigten Mengen an witterungsbeständigem „Kaiserstühler Tuffstein“ zu finden und zu gewinnen. Der Beitrag zeigt exemplarisch, wie mit vertretbarem Aufwand auch seltene historisch verwendete Gesteine aus einheimischen Lagerstätten gewonnen und bei Restaurationsarbeiten eingesetzt werden können.

Territorial größere Gebiete mit einer Vielzahl von betrachteten Objekten überstreichen die Darstellungen der geologisch untersuchten Gesteine historischer Bauwerke im Münsterland und angrenzender Gebiete Nordwestdeutschlands von U. KAPLAN sowie die Arbeiten über Natursteine an Fassaden von Gebäuden der Leipziger Innenstadt (K. RAUM & H. SIEDEL) und Findlingskirchen in Norddeutschland (K.-D. MEYER).

Weitere methodische Beiträge schlagen den Bogen von der Entstehung, über gesteintechnische Eigenschaften und Verarbeitbarkeit bis hin zur Verwitterung, Konservierung und Restaurierung – insbesondere für Sandsteine (R. KOCH & R. SOBOTT sowie E. STADLBAUER et al.).

Aus bauhistorischer Sicht als sehr wertvoll einzuschätzen ist die Abhandlung über den Lahnmarmor (Nassauer Marmor), der über Jahrhunderte einen international bekannten Naturstein aus Deutschland darstellte, inklusive einer akribisch zusammengetragenen Auflistung alter Steinbrüche, historischer Handelsnamen und deren zeitlicher Einordnung (T. KIRNBAUER).

Gegenstand von Beiträgen über Denkmalgesteine außerhalb Deutschlands sind Bauwerkskartierungen des Schlosses zu Buda in Ungarn (C. SCHNEIDER et al.), Betrachtungen zu antiken Marmoren in Rom/Italien (H.-U. CAIN & M. PFANNER) sowie Lagerstättenerschließung und -bewertung von Marmoren in Tansania (S. MOSCH & S. SIEGESMUND).

Die durch die verschiedenen Beiträge vermittelten Inhalte werden durch eine sehr gute Ausstattung des Bandes mit vielen qualitativ hochwertigen Fotos und sonstigen Abbildungen unterstützt.

Aufgrund des insgesamt abgehandelten weiten Spektrums der geowissenschaftlich orientierten Denkmalforschung sowohl in methodischer Breite als auch in regionaler Streuung ist der Band jedem mit Natur- und Denkmalgesteinen beschäftigten Fachmann zu empfehlen und bietet darüber hinaus auch der interessierten Öffentlichkeit wertvolle Informationen.

Thomas Höding

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	16 (2009), 1/2	S. 63-78	7 Abb., 2 Tab., 64 Lit.
------------------------------	---------	----------------	----------	-------------------------

Bio- und lithostratigraphische Untersuchungen an limnisch-fluviatilen Sedimenten aus dem Eem-Interglazial im unteren Peenetal (NE-Deutschland)

Bio- and lithostratigraphical investigations of Eemian limnic-fluviatile sediments from lower Peene-valley (NE Germany)

STEFAN MENG, ANDREAS BÖRNER, JAQUELINE STRAHL & HANS ULRICH THIEKE

1. Einleitung

Für die ingenieurgeologische Erkundung der OPAL-Erdgasleitung wurden im Jahr 2007 an der Querung des Peenetals auf einer Trassenstrecke von 1 km landseitig insgesamt 12 Liner-Bohrungen bis in Teufen von 25 m und von Schwimmpontons direkt im Fluss Peene zwei Bohrungen á 40 m niedergebracht. Die ingenieurtechnische Auswertung erfolgte durch ein Fachbüro (FABER et al. 2007), die ersten Bohransprachen wurden vom Geologischen Dienst Mecklenburg-Vorpommern vor Ort betreut. Das qualitativ hochwertige Kernmaterial wurde nach der ersten Aufnahme im Bohrkernlager des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (LUNG) in Stern-

berg gelagert. Bei der Kernaufnahme fiel in der Bohrung 8/007 (Ig Stp 8/007) zwischen 23-25 m besonders ein mol-luskenführender Sandhorizont auf, der in der nachfolgenden Detailaufnahme u. a. einen Schwerpunkt der Beprobung für malakologische Untersuchungen bildete (MENG 2008). Für die Pollenanalysen wurden dagegen feinkörnige Schluffpartien innerhalb dieses Horizontes ausgewählt und analysiert (STRAHL 2009). Weiterhin wurden Proben für sedimentologische und schwermineralogische Untersuchungen entnommen und freundlicherweise im Landeslabor Berlin Brandenburg (LLBB) aufbereitet. Die Auswertung übernahm Herr Dr. H. U. Thieke (Berlin). Für die lithostratigraphische Einstufung der erbohrten Geschiebemergel wurden die entsprechenden Horizonte mehrfach beprobt und petrographisch

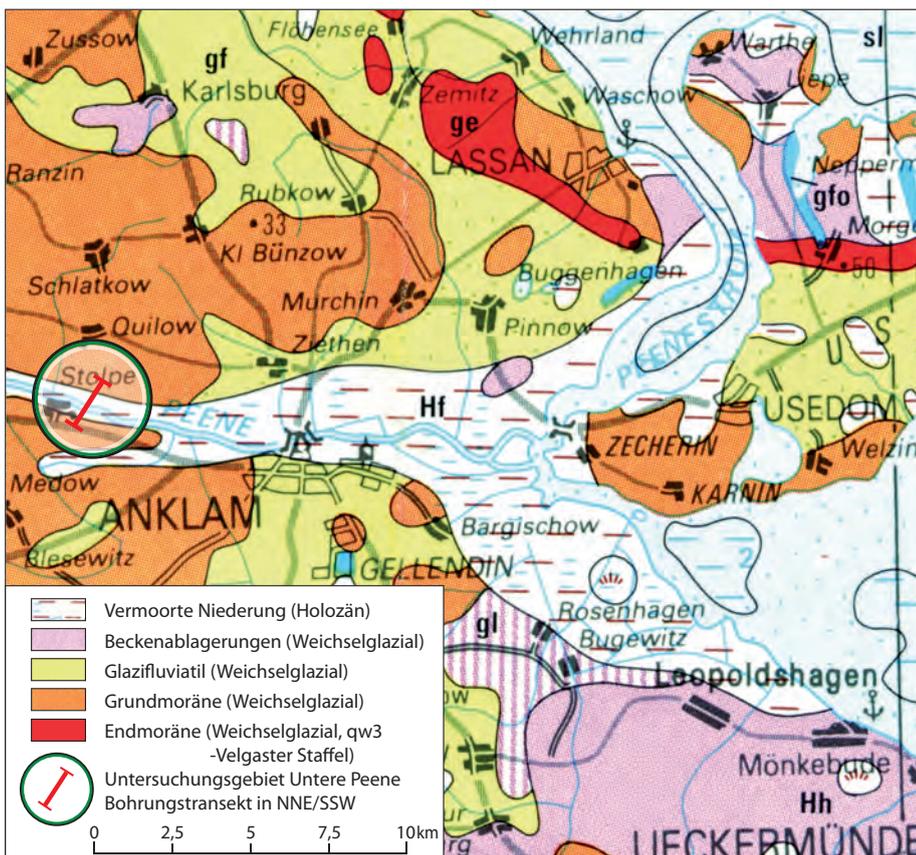


Abb. 1
Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes "Unteres Peenetal" (basierend auf BREMER 2000)

Fig. 1
General geological overview of investigation-area "Lower Peene-valley" (based on general geological map of BREMER 2000)

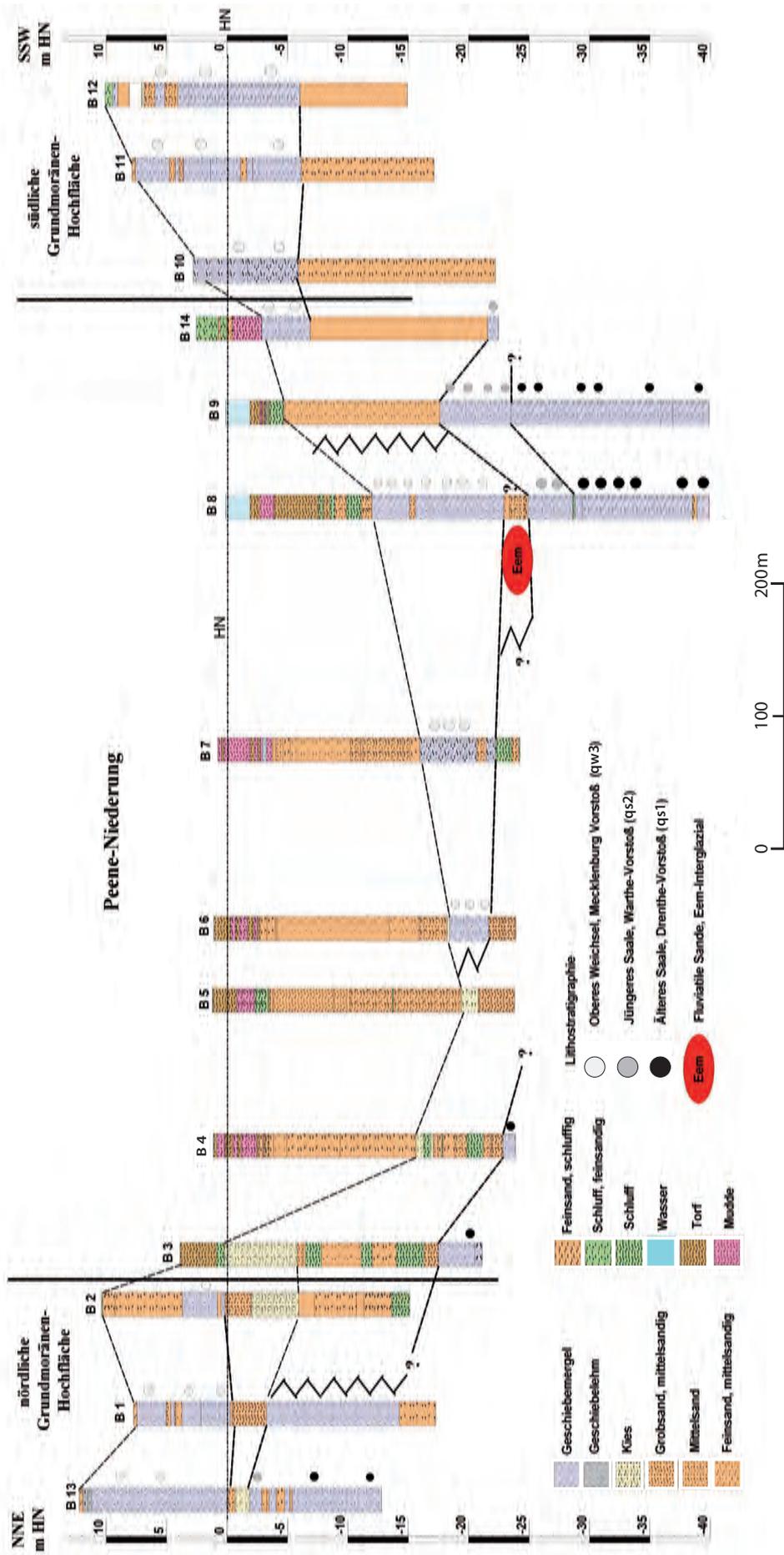


Abb. 2 Profilschnitt der Bohrungen im Unteren Peenetal mit lithostratigraphischer Einstufung der Grundmoränen
 Fig. 2 Cross section of drillings at lower Peene-valley with lithostratigraphical classification of tills

untersucht (BÖRNER & MÜLLER 2008). Der Nachweis eemzeitlicher fluviatiler Sedimente basiert auf einer erfolgreichen Kooperation mehrerer Institutionen. Die überregional relevanten Ergebnisse konnten nur durch die Zusammenarbeit von Spezialisten gelingen, was wiederum den Bedarf und den hohen Wert von fundierten Fachgutachten für die geologische Landesaufnahme zeigt.

2. Regionalgeologische Situation

Die Peene mit einem Einzugsgebiet von 5110 km² zählt zu den wenigen unverbauten und nicht stauregulierten Flüssen in Deutschland und ist deshalb fast vollständig in ihrem natürlichen Verlauf erhalten. Das Peenetal beginnt am nördlichen Auslauf des Kummerower Sees und endet in einer breiten Mündung in den Peenestrom. Es stellt ein durch Durchströmungsmoore, Wälder und Feuchtwiesen geprägtes Niederungsgebiet dar, dessen Genese im direkten Zusammenhang mit dem holozänen Meeresspiegelanstieg in der Ostsee (JANKE 1978) steht. Die niedrige Fließgeschwindigkeit sowie der geringe Durchfluss sind das Ergebnis des geringen Gefälles, das vom Kummerower See bis zur Mündung nur 24 cm auf rund 100 km Flusslänge beträgt.

Im ausgehenden Weichsel-Glazial vor etwa 15 000 Jahren fungierte das untere Peenetal im Bereich des heutigen Odermündungsgebietes als Schmelzwasserabflussbahn des skandinavischen Inlandeiskörpers der Mecklenburg-Phase (qw3). Die Schmelzwässer aus dem Gebiet des so genannten „Haffstausees“ (KEILHACK 1899) durchflossen in einem verwilderten Flusssystem (braided river system) das Peenetal in westlicher Richtung. Bei Demmin flossen die Schmelzwässer über das Grenztal (Trebel/Recknitz) in Richtung NW ab, akkumulierten dort die 20 m-Terrasse (JANKE 1978, 2002) und mündeten schließlich in das Ostseebecken.

Bei der Ortschaft Stolpe wird das Ost-West verlaufende Peenetal sowohl im Norden wie auch im Süden von Hochflächen umgrenzt. An der Oberfläche dieser flachwelligen Grundmoränenlandschaft streichen hier Geschiebemergel des Weichsel-Glazials aus (Abb. 1). In der vermoorten Niederung des Peenetals selbst stehen bis max. 8 m mächtige Torfe und Organomudden an, deren Mächtigkeiten zu den Talrändern hin abnehmen (Abb. 2). Nach den pollenanalytischen Untersuchungen von STRAHL (2009) liegt der Beginn der Akkumulation von organogenen Feindetritusmudden im Übergang Älteres/Jüngeres Atlantikum und steht mit der Erhöhung des Abflussniveaus durch die einsetzende Litorinatransgression im Ostseebecken in Zusammenhang (BÖRNER et al. 2008).

3. Kleingeschiebeanalysen und lithostratigraphische Einstufung der erbohrten Grundmoränen

Die in den Bohrungen erfassten Geschiebemergelhorizonte wurden mehrfach beprobt und insgesamt 53 Proben auf ihren Kleingeschiebebestand nach TGL 25252, Blatt 1-5 (1971) untersucht und eingestuft (BÖRNER & MÜLLER 2008).

Im geologischen Schnitt (Abb. 2) sind zwei Geschiebemergelhorizonte erkennbar, die an den Talrändern am Nordhang durch glazifluviatile Sande und Kiese und am Südhang durch glazifluviatile bis glazilimnische Feinsande getrennt sind. Im Tal selbst erreichen die zwischengelagerten Sedimente nur noch Mächtigkeiten von 2-3 m. Direkt unter dem heutigen Peenelauf traten in der Bohrung 8/007 zwischen beiden Geschiebemergelhorizonten bei -23 bis -25 m HN stark molluskenführende Sande auf, deren Zusammensetzung im weiteren Text detailliert erörtert wird.

Der an den Talrändern in Mächtigkeiten von max. 12 m auftretende obere Geschiebemergelhorizont entspricht seiner Position und auch seiner Kleingeschiebezusammensetzung nach der Moräne der Mecklenburg Phase (qw3). Dieser letzte größere weichselzeitliche Vorstoß ist in Mecklenburg-Vorpommern im Gegensatz zu den älteren hochweichselzeitlichen Moränen durch eine stärker baltisch geprägte Kleingeschiebezusammensetzung seiner Moräne geprägt (Abb. 3). Die sonst für die weichselglazialen Geschiebemergel der Brandenburg/Frankfurt Phase (qw1) und der Pommern Phase (qw2) typischen höheren Werte an Paläozoischen Schiefern (PS) und Sandsteinen (S) fehlen weitgehend in dem hier untersuchten Bereich des Peenetals und werden in den Kleingeschiebespektren der qw3-Geschiebemergel nur selten erreicht. Die häufig sandig ausgeprägten Geschiebemergel dieses jüngsten weichselglazialen Vorstoßes sind im Odermündungsgebiet regional weit verbreitet (RÜHBERG & KRIENKE 1977) und lassen sich bis zur Randlage der Rosenthaler Staffel (qw3) flächenhaft verfolgen (RÜHBERG 1987).

Der in der Bohrung 8/007 direkt unter den eeminterglazialen Sanden folgende Geschiebemergel weist bei generell geringen Anteilen an Paläozoischen Schiefern (PS) und Sandsteinen (S) ebenfalls ein baltisch geprägtes Kleingeschiebespektrum (qs2 nach TGL 25232, 1971) mit erhöhten Werten an Paläozoischen Kalksteinen (PK) und bei vereinzelt erhöhten Dolomitgehalten (D) auf. Die Zweigliederung des Saale-Glazials in älteren Drenthe- (qs1) und jüngeren Warthe-Vorstoß (qs2) hat sich in Mecklenburg-Vorpommern als tragfähig erwiesen, wobei dieses markante „baltische“ Kleingeschiebespektrum vor allem im oberen Bereich der Saale-Abfolge nachzuweisen ist (MÜLLER 2004). Die Zugehörigkeit der Kleingeschiebeanalysen aus dieser baltisch geprägten Moräne zum Jüngeren Saale-Vorstoß (Warthe-Vorstoß s. str.) wird auch durch die geologischen Lagerungsverhältnisse gestützt, zum einen durch die Überlagerung der Moräne durch eemzeitliche fluviatile Sande im Peenetal und zum anderen trennen am südlichen Talrand (Abb. 2, Bohrung 9/007 und 14/007) ca. 15 m mächtige Beckensedimente die Moräne des Jüngeren Saale-Vorstoßes (qs2) vom hangenden Geschiebemergelhorizont der weichselglazialen Mecklenburg Phase (qw3).

Das regionale Fehlen der älteren weichselzeitlichen Geschiebemergel der Brandenburg/Frankfurt (qw1) und der Pommern Phase (qw2) bzw. die direkte Überlagerung der

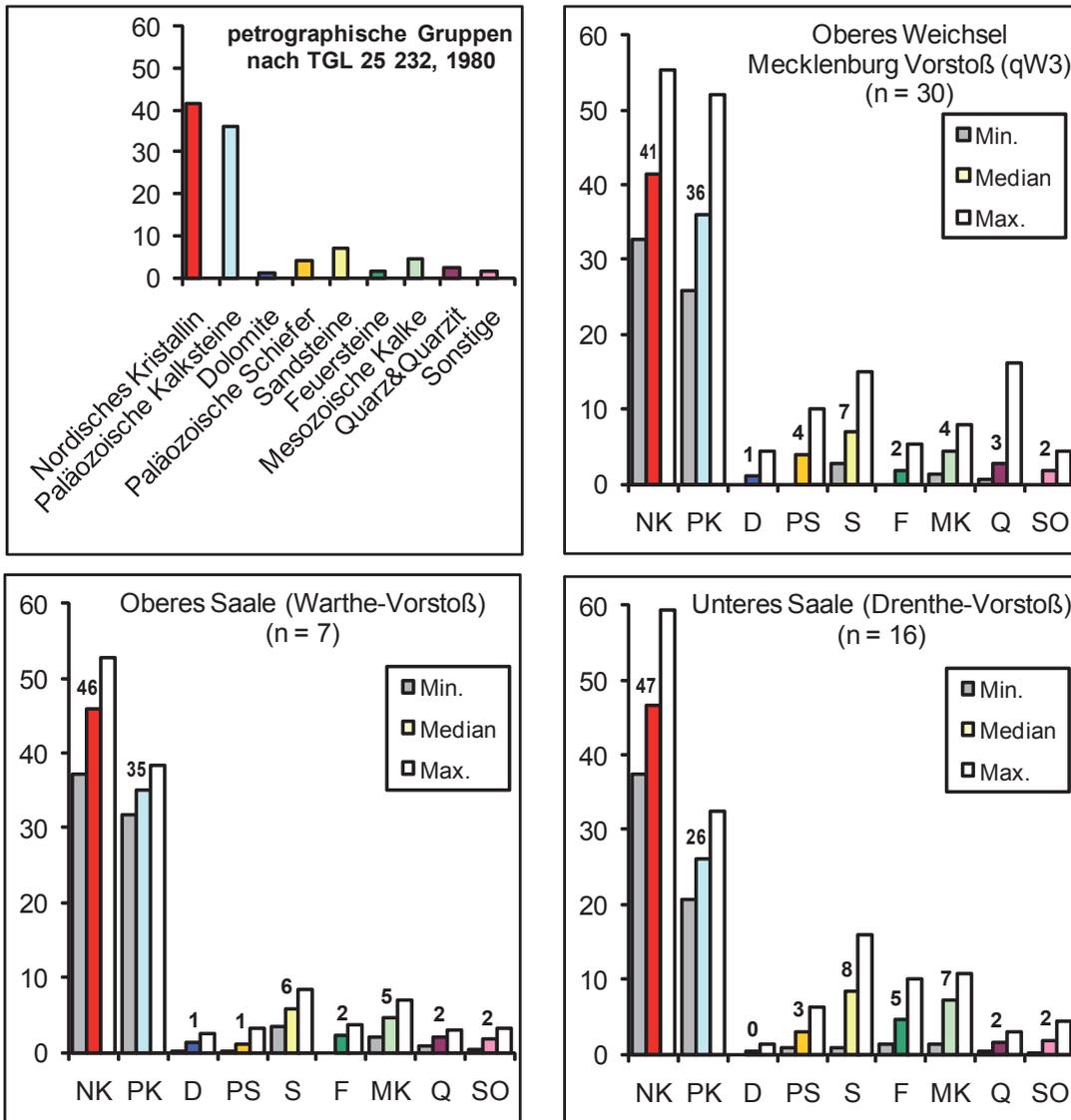


Abb. 3

Grafische Darstellung der Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen von Kleingeschieben (4-10 mm) aus Geschiebemergelproben der Bohrungen im Unteren Peenetal

Fig. 3

Diagram concerning results of petrographical classification of till pebble analysis (4-10 mm) from drilling samples from lower Peene-valley

Geschiebemergel des Jüngeren Saale-Vorstoßes mit qs2-Kleingeschiebespektrum (vgl. TGL 25 232, 1971) durch die qw3-Moräne wurde schon bei einer Revision der Einstufung von Geschiebemergeln in Bohrungen aus der Region um Anklam (BÖRNER & MÜLLER 2002) festgestellt und wird durch die vorliegenden Untersuchungen von Stolpe bestätigt.

Im Peenetal unterlagern Geschiebemergel des saalezeitlichen Hauptvorstoßes (Drenthe-Vorstoß s. str.) unterhalb -30 m HN unmittelbar die Moräne des Jüngeren Saale-Vorstoßes. Die Kleingeschiebespektren entsprechen dem qs1-Spektrum nach TGL 25232 (1971), in welchem die Gruppe

des Nordischen Kristallins (NK) gegenüber den Paläozoischen Kalksteinen (PK) eindeutig dominiert. Gegenüber dem konstanten Übergewicht und Verhältnis von NK>PK sind die starken Schwankungen der übrigen Kleingeschiebegruppen, wie Sandsteine (S), Feuersteine (F) und Mesozoische Kalksteine (MK) auffällig (vgl. Abb. 3).

Der Wert von Kleingeschiebeanalysen zur Einstufung von Geschiebemergeln aus Bohraufschlüssen wird über die vertikal auftretenden petrographischen Differenzen verschieden alter Geschiebemergelhorizonte belegt (vgl. RÜHBERG 1999). Durch die Detailbeprobung und Mehrfach-Analysen waren in den untersuchten Profilen von Stolpe eine regio-

nale Verknüpfung und die stratigraphische Zuordnung der erbohrten Geschiebemergel möglich. Trotz tendenziell einheitlicher Kleingeschiebezusammensetzungen, zeigen in der qs1-Moräne auftretende Schwankungen von einzelnen Kleingeschiebegruppen lokale Unterschiede an, die nicht zwingend zu einer Ausweisung von „Sub-Fazies“ führen muss. Die starke Ähnlichkeit der Kleingeschiebespektren von Geschiebemergeln des Jüngsten Weichsel-Vorstoßes (Mecklenburg Phase) und des Jüngeren Saale-Vorstoßes (Warthe-Vorstoß s. str.; qw3- zu qs2-Spektren) zeigt bei einer direkten Übereinanderfolge und dem Fehlen eines biostratigraphischen Markers beispielhaft die regionalen Probleme einer nur auf lithostratigraphische Untersuchungen gestützten Einstufung von Moränen auf.

4. Sedimentologische und schwermineralogische Befunde

Aus dem Teufenbereich 23,0 bis 25,0 m der Bohrung 8/007 wurden vier Proben sedimentpetrographisch untersucht. Die sandig-schluffige Einschaltung zwischen dem liegenden jungsaalezeitlichen (qs2) und dem hangenden weichselzeitlichen qw3-Geschiebemergel ist in mehrfacher Hinsicht interessant. Zum einen ist sie biostratigraphisch eindeutig als eemzeitliches Sediment bestimmt worden (s. ff.) und zum anderen ist sie minerogen ausgebildet. Da in Nordost-

deutschland eemzeitliche Ablagerungen größtenteils organogener Zusammensetzung sind, haben sandig-schluffige Eemsedimente bisher einen ausgesprochenen Seltenheitswert (BROSE et al. 2006).

Sedimentologisch handelt es sich um eine Folge mit „fining up“, da sich deren Korngröße generell vom Liegenden zum Hangenden von Grobsand über Feinsand zu Schluff entwickelt. Anhand von Trockensiebungen wurde eine Sortierung von mäßig bis sehr schlecht (1,4-2,0 nach TRASK 1932) bzw. von mittel bis sehr schlecht (Q 3/Q 1= 2,0-4,3 nach FÜCHTBAUER 1988) ermittelt. Sowohl der geringe Probenumfang als auch die starke Streuung der Sortierung schränken, wie so häufig in quartären Sedimenten, die Aussagekraft der Korngrößenanalyse für die Faziesbeschreibung ein. Unter Berücksichtigung aller biostratigraphischen und lithologischen Befunde wird ein relativ ruhiges limnisch-fluviatiles Ablagerungsmilieu angenommen.

Zur Untersuchung der Schwerminerale und ihrer Häufigkeit im eemzeitlichen Profilabschnitt wurden die Fraktionen 100-200 µm und 63-100 µm mit Tetrabromethan im Sindowski-Scheidetrichter getrennt und mindestens 300 transparente Körner je Gelatinepräparat polarisationsmikroskopisch bestimmt. Der Mittelwert der Häufigkeit in beiden Fraktionen ist für die wesentlichsten Schwerminerale im Diagramm in Abbildung 4 dargestellt.

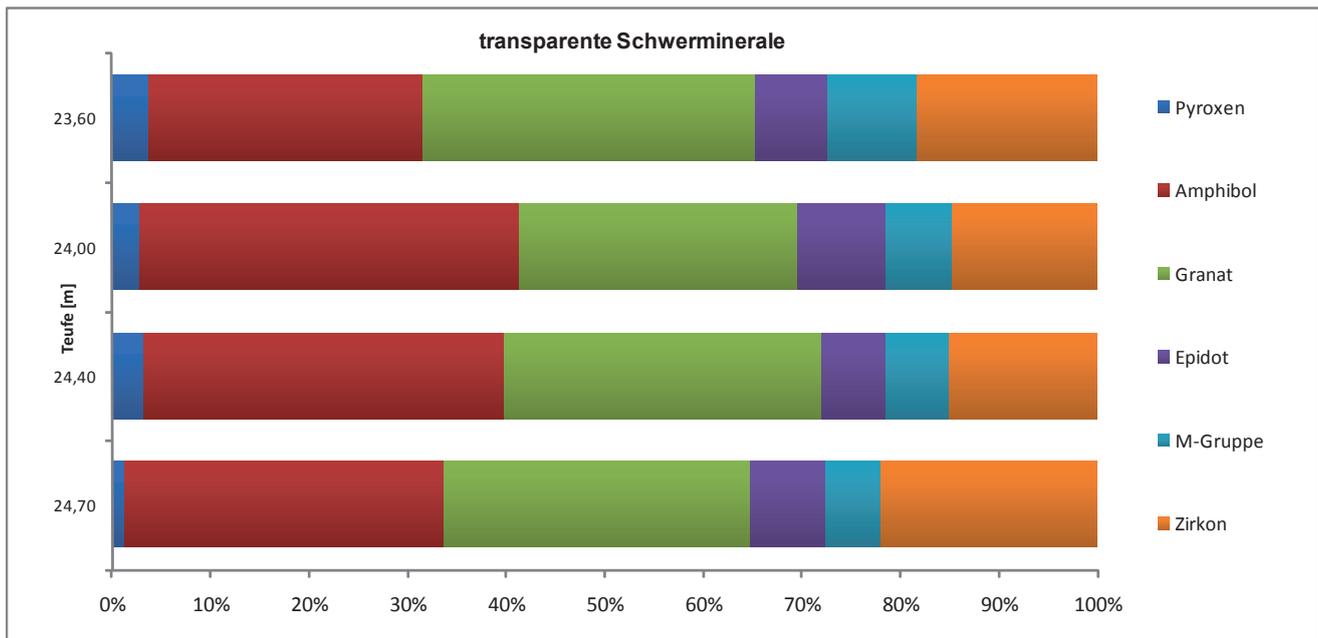


Abb. 4 Häufigkeitsverteilung der durchsichtigen Schwerminerale und ihrer relativen Gehalte aus dem eemzeitlichen Abschnitt des Bohrprofils Ig StpWo 8/007

M-Gruppe: Andalusit, Apatit, Topas, Turmalin, Rutil, Disthen, Staurolith, Sillimanit

Fig. 4

Frequency distribution of the transparent heavy minerals and their relative content from the Eemian part of the drilling profile Ig StpWo 8/007

M-group: andalusite, apatite, topaz, tourmaline, rutile, cyanite, staurolite, sillima

Entsprechend der stratigraphischen Position der sandig-schluffigen Einschaltung trägt die unterste Probe (24,7-24,9 m) noch Merkmale und den Mineralbestand seines saalezeitlich geprägten Einzugsgebietes mit etwa gleichen Anteilen von Amphibol (32 %) und Granat (31 %) sowie 22 % Zirkon (Abb. 4). Demgegenüber weisen die beiden Proben im mittleren Profilschnitt (24,0-24,6 m) einen geringen Anstieg der instabilen Minerale Pyroxen (3 %) und Amphibol (36-38 %) auf, bei gleichzeitiger Abnahme des stabilen Zirkons (15 %). Diese relativen Schwankungen werden als Anzeichen einer klimatisch intensivierten Verwitterung der Böden mit verstärkter Desintegration amphibolhaltiger nordischer Kristallinschiebe gedeutet. Hier wurden auch Spuren (< 1 %) von Glaukonit gefunden, die, koinzidierend mit den palynologischen Ergebnissen, wohl nicht als Anzeiger einer auch nur kurzzeitigen marin-brackischen Ingression angesehen werden können, da die malakologischen Befunde dagegen sprechen (s. ff.).

Offensichtlich ist im untersuchten Profil nur der Beginn des warmzeitlichen Verwitterungsprozesses erhalten, denn in der obersten Probe (23,6-23,8 m, Abb. 4) machen sich mit der Abnahme von Amphibol (28 %) und der Zunahme von Granat (34 %) und Zirkon (18 %) bereits wieder die Anzeichen eines glazifluviatilen Milieus bemerkbar. Wie aus der Abbildung 4 ersichtlich ist, schwanken die relativen Schwermineralgehalte nur geringfügig um 1 % und auch die separat ermittelten Gehalte an opaken Schwermineralen (35-42 %, Sulfide und Oxide, hier nicht dargestellt), bestätigen relativ ruhige und gleichbleibende Sedimentationsbedingungen.

Die Summe der lithologischen Befunde charakterisiert die eemzeitliche Sedimentfolge als ein unvollständiges Interglazialprofil. Vermutlich wurde es in einem flachen aber ausgedehnten limnisch-fluviatilen Akkumulationsgebiet mit einem niedrigerenergetischen hydrologischen Regime (stagnierende Flussseen) abgelagert und fluviatil-erosiv gekappt. Ähnliche Sedimentationsbedingungen sind am spätesten-

bis frühsaaleglazialen Berliner Elbelauf (STRAHL & THIEKE 2002) bzw. am Eem-Vorkommen von Strausberg (30 km östlich von Berlin, MÜLLER et al. 2008) beobachtet worden.

5. Paläozoologische Untersuchungen

Die in der Peeneau in der Bohrung 8/007 in ca. 23-25 m Tiefe angetroffenen Sande enthielten eine individuenreiche, interglaziale limnisch-fluviatil geprägte Molluskenfauna (Tab. 1; Abb. 6). Nachgewiesen wurden insgesamt 30 Süßwasserarten (2 855 Individuen aus 8 Proben). Terrestrische Elemente fehlen völlig. Für die fluviatilen Bedingungen sprechen insbesondere die Vorkommen der Flussmuschel *Unio crassus*, der Kahnschnecke *Theodoxus fluviatilis* (Abb. 5) sowie der Erbsenmuscheln *Pisidium amnicum* und *Pisidium supinum*.

Insgesamt lassen jedoch die dominierenden Arten dieser Fauna, mit der Schnauzenschnecke *Bithynia tentaculata*, der Kugelmuschel *Sphaerium corneum* und der Federkiemenschnecke *Valvata piscinalis* auf ein eher ruhiger fließendes Gewässer schließen. Dies belegen beispielsweise auch die Posthornschncke *Planorbarius corneus*, die Sumpfdeckelschnecke *Viviparus contectus*, die Schlammuschnecke *Radix auricularia* oder die Teichnapfschnecke *Acroloxus lacustris*. Die untersuchten Molluskenassoziationen sind gut mit den rezenten Faunen der Peene vergleichbar (ZETTLER 1998).

Die stratigraphische Zuordnung der Sande zum Eem-Interglazial kann letztlich durch die Führung mit *Theodoxus fluviatilis* abgesichert werden. Diese interglaziale Leitart ist bisher erst seit dem Eem bekannt geworden (u. a. BIBUS & RÄHLE 2003). Da limnisch-fluviatile Bildungen des Eems insgesamt nur selten überliefert wurden, sind dementsprechend auch eeminterglaziale Vorkommen von *T. fluviatilis* ausgesprochen selten. Nachgewiesen wurde die Art beispielsweise im Neckar-Gebiet in Süd-Deutschland (BIBUS

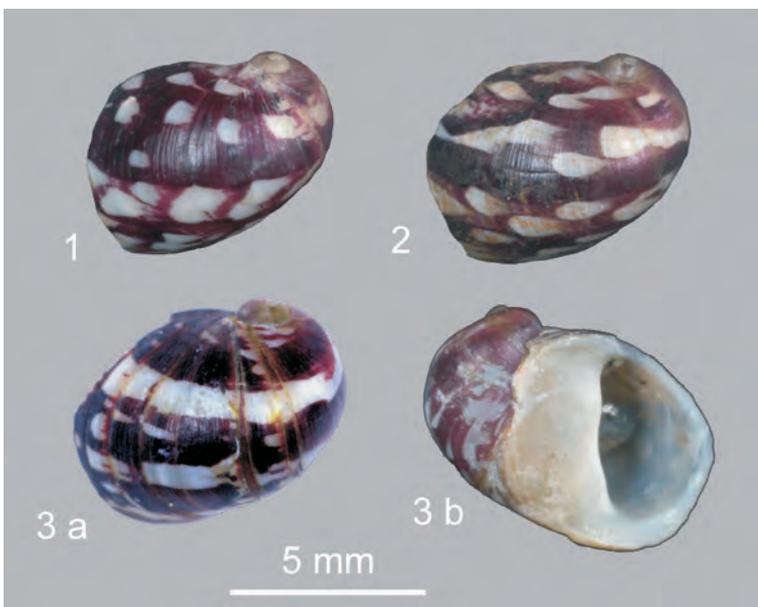


Abb. 5

Eemzeitliche Mollusken aus dem unteren Peenetal

- 1 - *Theodoxus fluviatilis* (Probe 2/3),
2 - *Theodoxus fluviatilis* (Probe 2/4),
3a-3b - *Theodoxus fluviatilis* (Probe 2/5)

Fig. 5

- Eemian molluscs from lower Peene-valley
1 - *Theodoxus fluviatilis* (sample 2/3),
2 - *Theodoxus fluviatilis* (sample 2/4),
3a-3b - *Theodoxus fluviatilis* (sample 2/5)

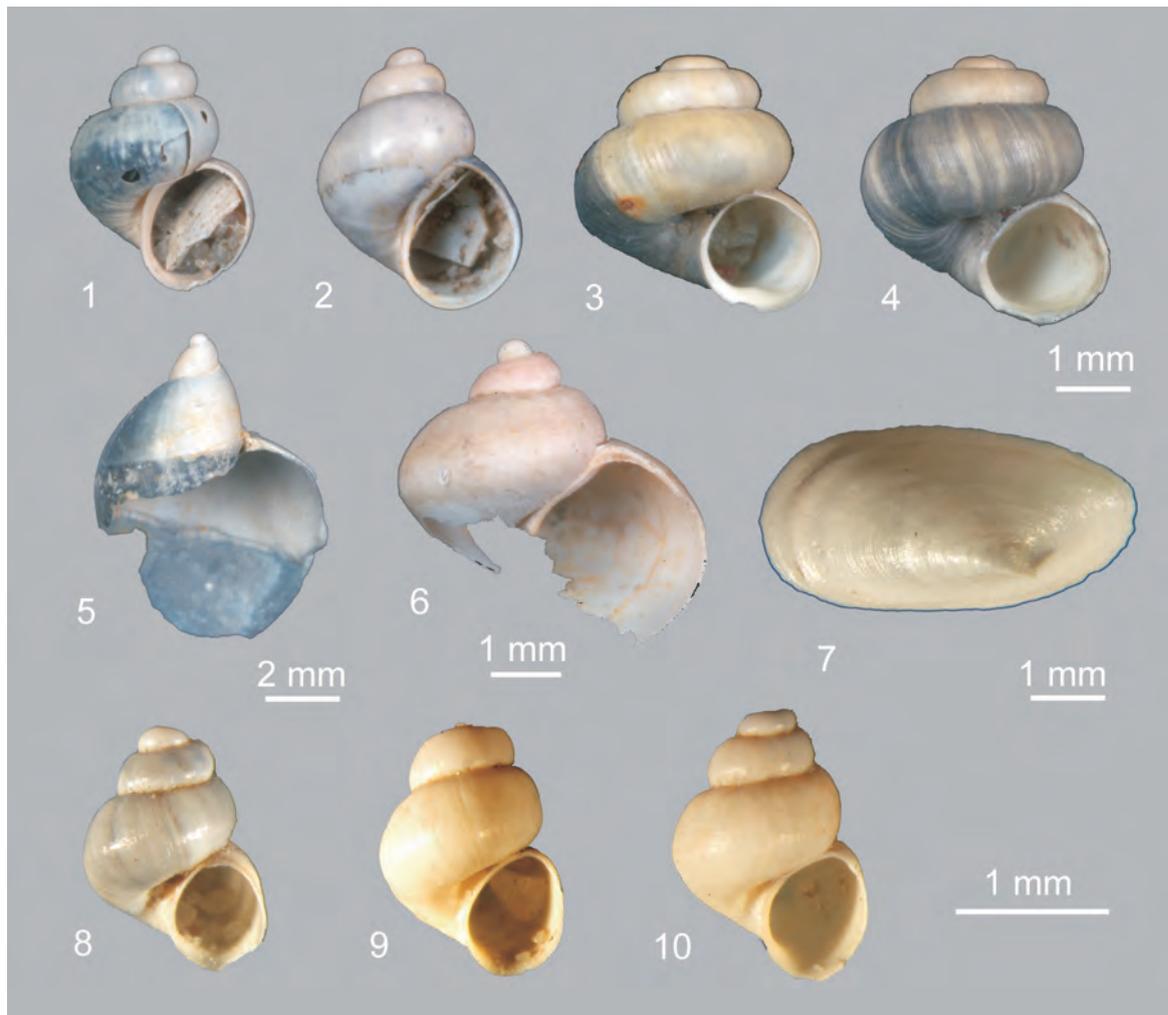


Abb. 6

Eemzeitliche Mollusken aus dem unteren Peenetal

1 - *Bithynia leachii* (Probe 1/3), 2 - *Bithynia tentaculata* (Probe 2.4), 3-4 *Valvata piscinalis* (Probe 1/2), 5 - *Radix auricularia* (Probe 1/3), 6 - *Viviparus contectus* (Probe 1/3), 7 - *Acroloxus lacustris* (Probe 2/5), 8-10 *Marstoniopsis scholzi* (Probe 1/3)

Fig. 6

Eemian molluscs from lower Peene-valley

1 - *Bithynia leachii* (sample 1/3), 2 - *Bithynia tentaculata* (sample 2.4), 3-4 *Valvata piscinalis* (sample 1/2), 5 - *Radix auricularia* (sample 1/3), 6 - *Viviparus contectus* (sample 1/3), 7 - *Acroloxus lacustris* (sample 2/5), 8-10 *Marstoniopsis scholzi* (sample 1/3)

& RÄHLE 2003) sowie in limnisch beeinflussten marinen Eem-Ablagerungen von Offenbüttel in Nord-Deutschland (JAECKEL 1963, HINSCH 1985). Für *Viviparus contectus* sind ähnliche Verhältnisse anzunehmen, da ebenfalls keine abgesicherten Angaben zu älteren Vorkommen (Prä-Eem) dieser Art vorliegen (Abb. 6). So wird das Holstein-Interglazial im Vergleich zum Eem noch von bereits im mittleren Pleistozän ausgestorbenen Schnecken, wie *Theodoxus serratilini-formis* und *Viviparus diluvianus*, charakterisiert.

Bemerkenswert sind zudem die Nachweise der Zwergdeckelschnecke *Marstoniopsis scholzi* (Synonym von *M. insubrica*?), da diese Art aus dem Pleistozän von Deutschland bisher offenbar unbekannt (Abb. 6) aber beispielsweise für

Dänemark angegeben ist (vgl. GLÖER 2002). FALNIOWSKI & WILKE (2001) vertreten die Meinung, dass es sich bei der hauptsächlich mitteleuropäisch-baltisch verbreiteten *M. scholzi* (ZETTLER 1999, GLÖER 2002, GLÖER & ZETTLER 2005, MÜLLER 2008) um ein Synonym der südalpinen *M. insubrica* (KÜSTER 1853) handelt. Problematisch bleibt hierbei die Bewertung der paläozoogeographischen Beziehungen, zumal exemplarisch aus dem Pleistozän des mitteldeutschen Raumes, trotz der vorliegenden großen Untersuchungsdichten (u. a. MANIA 1973), *Marstoniopsis* bisher nicht bekannt geworden ist. Wegen der allgemeinen Seltenheit fluviatiler Faunen des Eems sowie dem Erstnachweis von pleistozänen *Marstoniopsis scholzi* in Deutschland, besitzt diese Fauna eine überregionale Bedeutung.

Taxa	Pr.Nr.	1/1	1/2	1/3	2/1	2/2	2/3	2/4	2/5
Mollusca									
<i>Theodoxus fluviatilis</i> (LINNAEUS 1758)		3	2			1	3	4	3
<i>Viviparus contectus</i> (MILLET 1813)				1					
<i>Marstoniopsis scholzi</i> (A. SCHMIDT 1856)		1	9	1					5
<i>Bithynia tentaculata</i> (LINNAEUS 1758)		70	97	105	72	55	203	234	828
<i>Bithynia leachii</i> (SHEPPARD 1823)			2	4				1	4
<i>Valvata cristata</i> O. F. MÜLLER 1774			10	1	1			5	8
<i>Valvata piscinalis</i> (O. F. MÜLLER 1774)		2	45	26	10	17	12	14	50
<i>Acroloxus lacustris</i> (LINNAEUS 1758)									4
<i>Lymnaea stagnalis</i> (LINNAEUS 1758)						1		1	2
<i>Radix auricularia</i> (LINNAEUS 1758)		2	1	1	1		1		8
<i>Radix cf. balthica</i> (LINNAEUS 1758)					1				3
<i>Radix</i> sp.		frg	1	frg			frg	1	frg
<i>Myxas glutinosa</i> (O. F. MÜLLER 1774)									1
Lymnaeidae						frg		frg	frg
<i>Gyraulus crista</i> (LINNAEUS 1758)									3
<i>Planorbarius corneus</i> (LINNAEUS 1758)		2	1	2			1		4
<i>Unio tumidus</i> PHILIPPSON 1788									3
<i>Unio crassus</i> PHILIPPSON 1788			1		2	1	5	3	9
<i>Unio</i> sp.		frg	frg	frg	frg	frg	frg	frg	frg
<i>Anodonta anatina</i> (LINNAEUS 1758)									1
<i>Anodonta</i> sp.				frg	1				frg
<i>Pseudanodonta complanata</i> (ROSSMÄSSLER 1835)									1
<i>Sphaerium comeum</i> (LINNAEUS 1758)		15	42	38	20	10	40	70	524
<i>Pisidium amnicum</i> (O. F. MÜLLER 1774)		2	1	1		2	2	3	11
<i>Pisidium henslowanum</i> (SHEPPARD 1823)			4			3	1	3	20
<i>Pisidium cf. henslowanum</i> (SHEPPARD 1823)		1					3		
<i>Pisidium supinum</i> A. SCHMIDT 1851							1		20
<i>Pisidium milium</i> HELD 1836				1				1	1
<i>Pisidium subtruncatum</i> MALM 1855			1						3
<i>Pisidium nitidum</i> JENYNS 1832			2				1		3
<i>Pisidium casertanum</i> (POLI 1791)								1	
<i>Pisidium casertanum ponderosum</i> (STELFOX 1918)		2	1				2		6
<i>Pisidium moitessierianum</i> PALADILHE 1866				1					
Arten: 30		12	16	14	8	9	14	14	28
Individuen: 2855		102	221	185	110	92	277	343	1525
Pisces									
<i>Perca fluviatilis</i> LINNAEUS 1758		X							X
<i>Rutilus rutilus</i> (LINNAEUS 1758)			X	X		X	X	X	X
<i>Scardinius erythrophthalmus</i> (LINNAEUS 1758)							X		
Salmoniformes						X			
<i>Esox lucius</i> LINNAEUS 1758							X		X
Mammalia									
<i>Apodemus</i> sp.									X

Tab. 1

Mollusken (Mollusca; absolute Individuenzahlen, frg - Fragmente), Säugetiere (Mammalia) und Fische (Pisces):
 Probe 1/1 (25,00-24,65 m), Probe 1/2 (24,65-24,35 m), Probe 1/3 (24,35-24,00 m), Probe 2/1 (24,00-23,90 m),
 Probe 2/2 (23,90-23,70 m), Probe 2/3 (23,70-23,50 m), Probe 2/4 (23,50-23,30 m), Probe 2/5 (23,30-23 m)

Tab. 1

Mollusca (absolut numbers of specimens, frg - fragments), Mammalia and Pisces: sample 1/1 (25,00-24,65 m),
 sample 1/2 (24,65-24,35 m), sample 1/3 (24,35-24,00 m), sample 2/1 (24,00-23,90 m), sample 2/2 (23,90-23,70 m),
 sample 2/3 (23,70-23,50 m), sample 2/4 (23,50-23,30 m), sample 2/5 (23,30-23 m)

Trotz der niedrigen Auenhöhenlage der Peene von nur wenigen Metern über HN sowie der Küstennähe dieses Vorkommens, konnten nach den Aussagen der Molluskenfaunen im Bereich der Peene bei Stolpe für den Zeitraum der Eem-Transgression im Ostseegebiet (Eem-Optimum, s. ff.) überraschenderweise keine marinen oder brackischen Einflüsse, wie u. a. für das Gebiet um Rostock-Schwaan (GEHL 1961), Herrnburg (RUSBÜLT 1959) und am Klein Klütz Höved (STEINICH in STRAHL et al. 1994; Abb. 7) festgestellt werden.

Vereinzelt fanden sich in den untersuchten Sedimenten auch Fischreste (Tab. 1). Ganz überwiegend handelt es sich um Zähne und Schuppen. Die vorgefundene Fauna mit Hecht (*Esox lucius*), Flussbarsch (*Perca fluviatilis*), Plötze (*Rutilus rutilus*) und Rotfeder (*Scardinius erythrophthalmus*) verweist ebenfalls auf ruhigere Fließgeschwindigkeiten im Wohngewässer. Der Nachweis eines Vertreters der Lachsartigen (Salmoniformes) bekräftigt dagegen die fluviatilen Verhältnisse. Die vorliegende Fischfauna ist ebenfalls interglazial geprägt.

Nur ganz vereinzelt fanden sich Reste von Kleinsäugetern. Determiniert werden konnte ein Molar der Waldmaus *Apodemus* sp.. Er kann als weiterer Anzeiger für interglaziale Bedingungen gewertet werden.

6. Pollenanalytische Untersuchungen

Von den insgesamt 13, aus dem Teufenbereich zwischen 23,10-24,41 m untersuchten Proben waren wegen der durchgehenden, z. T. extremen Pollenarmut der Sedimente nur drei Proben pollenstatistisch auswertbar. Es zeigte sich in allen Proben eine durchweg gleichbleibende Gehölzpollenflora mit Kiefer (*Pinus*), Hasel (*Corylus*), Eiche (*Quercus*), Erle (*Alnus*), Birke (*Betula*) sowie Linde (*Tilia*). Seltener erschienen Ulme (*Ulmus*), Esche (*Fraxinus*), Hainbuche (*Carpinus*), Fichte (*Picea*) und sehr selten Tanne (*Abies*) und Efeu (*Hedera*). Unter den generell niedrigen Nichtbaumpollenanteilen stachen nur Süß- (Poaceae) und Sauergräser (Cyperaceae) hervor.

Offene Wasserbereiche des Standortes wurden vor allem von Seerosengewächsen [Seerose (*Nymphaea*) und Teichrose (*Nuphar*)], seltener Ährentausendblatt (*Myriophyllum spicatum*), Hornblatt (*Ceratophyllum*) und vermutlich vom Gemeinen Schwimmfarn [*Salvinia natans*, kein Glochidienachweis, so dass der Große Algenfarn (*Azolla filiculoides*) als Beleg für ein prä-eemzeitliches Alter ausfällt] eingenommen. Die ebenfalls nachgewiesene Algenflora wurde durch die Zahnradalgen *Pediastrum boryanum* und *P. kawraiskyi* sowie auch verschiedene Diatomeen gebildet. Versumpfte Bereiche bzw. Riede an den Standorträndern besiedelten überwiegend monoletale Farne, Schachtelhalm (*Equisetum*), Rohr- oder Igelkolben (*Typha-Sparganium*-Typ) sowie Torfmoos (*Sphagnum*).

Für den gesamten Profilabschnitt wird eine Sedimentation während des Klimaoptimums des Eem-Interglazials angenommen, die sich aufgrund der gleichbleibenden Florenzu-

sammensetzung im Zeitraum Ende PZ 4 (Eichenmischwald-Hasel-Zeit) bis Beginn PZ 5 (Hasel-Eiben-Linden-Zeit) nach ERD (1973a, Tab. 2), also in relativ kurzer Zeit abspielte. Ein holozänes Alter ist mit Sicherheit und ein holsteinzeitliches Alter mit großer Wahrscheinlichkeit aufgrund der u. a. sehr hohen Hasel- und zu geringen Fichtenanteile sowie des fehlenden sicheren Nachweises von *Azolla filiculoides* auszuschließen.

Aufgrund des offensichtlich fluviatil beeinflussten Milieus (genetische Vergleiche mit den holsteinzeitlichen Ablagerungen des Berliner Elbelaufs böten sich hier an, vgl. u. a. STRAHL & THIEKE 2002) treten permanent präquartäre Sporomorphen in Erscheinung, deren Anteile jedoch teufenaufwärts von mehr als 50% auf 8% zurückgehen. Ähnliche Pollenspektren finden sich aber auch in den bisher aus brackisch-marinen Ablagerungen des Eem untersuchten Proben (u. a. STRAHL et al. 1994). Insbesondere angesichts der ebenfalls nachgewiesenen Dinoozysten und des vorn angeführten Glaukonits ließe sich zunächst eine Ingression des Eem-Meeres entlang des Peenetals vermuten. Dem widerspricht jedoch die von marinen Zeigern völlig freie Molluskenfauna, so dass auf eine ausschließliche Resedimentation sowohl der Palynomorphen als auch des Glaukonits aus älteren Ablagerungen (überwiegend Tertiär, aber auch Mesozoikum) geschlossen werden muss. Eher zeigt sich hier möglicherweise eine dem Zeitraum der Litorinatransgression im holozänen Klimaoptimum entsprechende Situation, wo durch einen generellen Grundwasserspiegelanstieg im Hinterland eine limnisch-fluviatile Sedimentation induziert wurde (BÖRNER et al. 2008). Im Gegensatz zum Holozän mündete hier jedoch das weitere Sedimentationsgeschehen nicht in der Einstellung ruhigerer Altwasserbedingungen, sondern blieb durchgehend fluviatil geprägt.

7. Zur Verbreitung und faziellen Ausbildung eem-interglazialer Vorkommen in Mecklenburg-Vorpommern

Ablagerungen des Eem-Interglazials sind für Mecklenburg-Vorpommern überwiegend aus Bohrungen beschrieben. Übertägige Aufschlüsse existieren derzeit lediglich mit dem weichselzeitlich gestauchten Vorkommen am Klein Klütz Höved (KLENGEL 1954, HECK 1960, LUDWIG 1964, STRAHL et al. 1994) und dem im Kiesabbau angefahrenen Vorkommen von Hinterste Mühle bei Neubrandenburg (RÜHBERG et al. 1998, STRAHL 2000; Abb. 7). Eine erste Zusammenschau hinsichtlich der Verbreitung und Fazies einer Auswahl eem-interglazialer Ablagerungen veröffentlichten RÜHBERG et al. (1995) und in deutlich erweiterter Form MÜLLER (2004). Dabei zeigt sich eine lediglich punktuelle Verbreitung limnischer Vorkommen im Landesinneren gegenüber einer flächenhaften von limnisch-fluviatilen bis brackisch-marinen bzw. rein brackisch-marinen Eem-Fundpunkten entlang der mecklenburg-vorpommerschen Küste im Raum Rostock-Schwaan (Einzugsbereich der Warnow), in NW-Mecklenburg (Mecklenburger Bucht, Einzugsbereich der Trave) neben überwiegend vereinzelt Vorkommen in Vorpom-

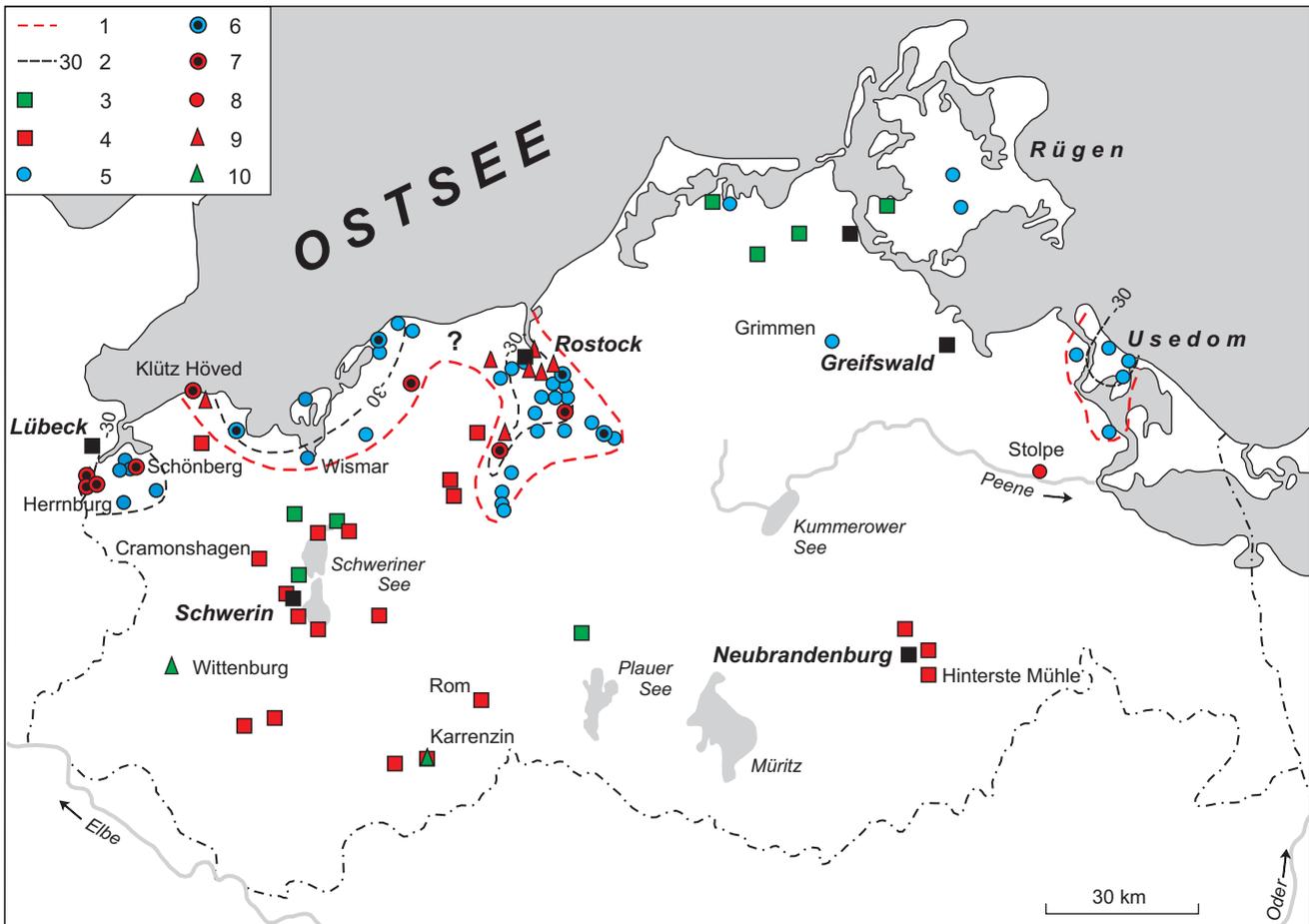


Abb. 7

Verbreitung und Fazies eeminterglazialer Ablagerungen in Mecklenburg-Vorpommern

1 - Verbreitungsgrenze brackisch-mariner Vorkommen, 2 - Tiefenlage der Eem-Basis zu m HN, 3 - limnisches Eem (Auswahl), 4 - limnisches Eem, pollenanalytisch bearbeitet, 5 - brackisch-marines Eem, 6 - brackisch-marines Eem und Frühweichsel-Interstadial in Superposition, 7 - limnisch-fluviatiles und brackisch-marines Eem in Superposition, pollenanalytisch und z. T. malakologisch bearbeitet, 8 - limnisch-fluviatiles Eem, pollenanalytisch und malakologisch bearbeitet, 9 - brackisch-marines Eem, malakologisch bearbeitet (Auswahl), 10 - Frühweichsel-Interstadial, pollenanalytisch untersucht

Fig. 7

Regional distribution and facies of Eemian deposits in Mecklenburg-Vorpommern

1 - distribution limit of brackish-marine deposits, 2 - depth of Eemian basis in m HN, 3 - limnic deposits (selection), 4 - limnic Eemian with pollenanalytical investigation, 5 - brackish-marine Eemian, 6 - brackish-marine Eemian overlaying by Early Weichselian, 7 - limnic-fluviatile and brackish-marine Eemian with pollenanalytical and partly malacological investigation, 8 - limnic-fluviatile Eemian with pollenanalytical and malacological investigation, 9 - brackish-marine Eemian with malacological investigation (selection), 10 - Early Weichselian interstadial with pollenanalytical investigation

mern (Rügen, Barth, Grimmen, mit Einschränkung Insel Usedom¹).

Unberücksichtigt blieb in diesen Synopsen jedoch die Qualifizierung der einzelnen Fundpunkte durch Spezialuntersuchungen (vgl. Abb. 7). So sind von den bisher erbohrten bzw. in Aufschlüssen erfassten eeminterglazialen Ablagerungen nur 37 pollenstratigraphisch mit einem Schwerpunkt u. a. in Westmecklenburg (exemplarisch SEIFERT 1974, 1975, KÖH-

LER 1976c, STRAHL 2003; Abb. 7) untersucht. Zahlreiche Auswertungen hinsichtlich des faunistischen Inhalts, hier insbesondere von Mollusken aus brackisch-marinen Ablagerungen, liegen für die Gebiete um Herrnburg (RUSBÜLT 1959) und Rostock-Schwaan (GEHL 1961; Auswahl Abb. 7) vor.

Brackisch-marine Ablagerungen des Eem-Interglazials treten, ausgenommen das glazitektonisch beeinflusste Vorkommen am Klein Klütz Höved (STRAHL et al. 1994) in ungestörter Position zwischen jüngerem saale- (qs2) und weichselzeitlichem Geschiebemergel (je nach Lokation Brandenburg, Pommern oder Mecklenburg Phase, qw1 -

¹ MÜLLER (schriftl. Mitt.) hält zumindest anhand der Kleingeschiebezählungen im Hangenden und Liegenden der betreffenden Sedimente ein eemzeitliches Alter dieser für wahrscheinlich.

qw3) bei ca. -20 bis -40m HN (durchschnittliche Tiefenlage bei ca. -30 m HN, MÜLLER 2004; Abb. 7) auf. Die Basis der Eem-Ablagerungen ist in der Regel limnisch bzw. im Bereich von Altwässern (z. B. Klein Klütz Höved) limnisch-fluviatil und findet sich oft transgressiv aufgearbeitet in jüngerem Eem innerhalb brackisch-mariner Sande und Schlicke mit einer mehr oder weniger reichen Mollusken- (RUSBÜLT 1959, GEHL 1961, STEINICH in STRAHL et al. 1994) und/oder Ostrakoden- und Foraminiferenfauna (KRILLE in RUSBÜLT 1959, FRENZEL in STRAHL et al. 1994) wieder. Bezüglich der Befunde für das Klein Klütz Höved (STRAHL et al. 1994) und den Raum Herrnburg (SCHULZ in RUSBÜLT 1959, SEIFERT 1975) setzte die brackisch-marine Sedimentation vermutlich im Klimaoptimum des Eem-Interglazials (Hasel-Zeit, PZ 4 bis Hasel-Eiben-Linden-Zeit, PZ 5 nach ERD 1973a; Tab. 2) entlang heutiger Flussläufe (Trave und Warnow, für letztere keine pollenanalytischen Belege!) und der Ostseebuchten ein und reichte im Gebiet Rostock-Schwaan bis maximal 40 km landeinwärts (MÜLLER 2004; Abb. 7). Nach SCHULZ (in RUSBÜLT 1959) erreichte die Transgression im Raum Herrnburg ihren Höhepunkt in der beginnenden Schattholzphase des Interglazials (Hainbuchen-Zeit, PZ 6 nach ERD 1973a). Letztlich belegen die Diatomeenuntersuchungen von SCHWARZENHOLZ (in RUSBÜLT 1959) die ersten Aussüßungserscheinungen bereits während der PZ 7 (Hainbuchen-Fichten-Zeit).

Lediglich punktuell verbreitete, da in der Regel an saalezeitliche (Toteis-)Hohlformen gebundene und häufig unvollständige, größtenteils weichselzeitlich gekappte limnische Eem-Sequenzen liegen in größerer Anzahl im Raum Schwerin, in Südmecklenburg und in der Region um Neubrandenburg, hier z. T. mit auffälliger Nähe zu heutigen Seen (Auswahl Abb. 7), vor. Für diese Ablagerungen existieren nur wenige und meistens auch nur übersichtsmäßige pollenanalytische Untersuchungen aus den 1970er und 1980er Jahren (ERD 1974, KÖHLER 1976a-c, 1977, 1978, SEIFERT 1974, 1978).

Unbeachtet bezüglich möglicher Detailaussagen zu vegetationsgeschichtlichen und klimatischen Aspekten des Eem-Interglazials in Mecklenburg-Vorpommern blieben dabei größtenteils die Ablagerungen des Saalespätglazials, mit Ausnahme der Bohrungen Schwerin-Lankow 188/72 und Herrnburg 2/74 (SEIFERT 1974, 1975), die aufgrund ihrer extrem hohen Umlagerungsanteile allerdings nur schwierig interpretierbar sind. Ebenso existieren sehr wenige Daten zu den Interstadialen des Weichselfrühglazials. Hier sind insbesondere die Vorkommen von Wittenburg (ERD 1973b) und Karrenzin (KÖHLER 1981; Abb. 7) zu nennen, die konform dem Brandenburger Raum (STRAHL & HERMSDORF 2008) nur durch ihre Bindung an das südwestmecklenburgische Altmoränengebiet und damit von weichselzeitlichen Erosionsprozessen unbeeinflusst, erhalten geblieben sind. Dementsprechend stellt das Vorkommen am Süden des Schweriner Sees bei Stern Buchholz (STRAHL 2003; Abb. 7) einen Ausnahmefund für das Jungmoränengebiet dar. Komplexe Detailuntersuchungen insbesondere saalespätglazialer aber auch weichselfrühglazialer Ablagerungen liegen erst ab den 1990er Jahren für die Aufschlüsse am Klein Klütz

Höved (STRAHL et al. 1994) und vor allem in Hinterste Mühle (RÜHBERG et al. 1998, STRAHL 2000; Abb. 7) vor.

In Auswertung der Detail- und Übersichtsbearbeitungen lassen sich in Anlehnung an die pollenanalytischen Gliederungen von ERD (1973a, PZ 1-9) bzw. MENKE & TYNNI (1984, PZ I-VII, Saale A-C) für Mecklenburg-Vorpommern die in Tabelle 2 zusammengestellten Vegetationsabschnitte für das Eem-Interglazial aushalten. Dabei stellen insbesondere die eemzeitlichen Ablagerungen von Hinterste Mühle aufgrund der nahezu vollständigen Überlieferung (lediglich der Übergangsbereich vom Eem-Interglazial mit der PZ 9 in das Weichselfrühglazial erodiert) und ihrer detaillierten pollenanalytischen (STRAHL in RÜHBERG et al. 1998, STRAHL 2000) und karpologischen Untersuchung (KEDING in RÜHBERG et al. 1998 und in STRAHL 2000) ein Bindeglied sowohl zwischen den schleswig-holsteinischen, niedersächsischen und polnischen als auch zu den Lausitzer, mitteldeutschen und Brandenburger Vorkommen dar. Im Vergleich mit relevanten Profilen aus den oben genannten Gebieten sind für Mecklenburg-Vorpommern u. a. deutliche Veränderungen in der Waldzusammensetzung von W nach E bzw. S nach N sowie besondere Aspekte der eemzeitlichen Klimaentwicklung festzustellen. So gehen wegen des steigenden Kontinentaleinflusses die Anteile der Eibe (*Taxus*) in Mecklenburg-Vorpommern von W nach E deutlich zurück. Ebenso verliert die Tanne zunehmend an Bedeutung, da ihr Vorkommen hier außerhalb der Reichweite ihrer (heutigen) Montanstandorte liegt.

Bezüglich des Saalespätglazials ist zumindest für den Standort Hinterste Mühle ebenso wie für einige Vorkommen in Brandenburg (STRAHL & HERMSDORF 2008) eine frühe Anwesenheit der Kiefer festzustellen, deren hohe Pollenanteile durch Nadelreste verifiziert sind. Bereits in der Birken-Zeit (PZ 1 nach ERD 1973a) erscheint der Schwimmfarn, der in Bezug auf seine Ansprüche an ausreichend hohe Sommertemperaturen gebunden ist und damit eine höhere Klimagunst, als bisher für das beginnende Eem angenommen, voraussetzt. Zumindest sommerwarme, suboceanische Bedingungen sind in der Eichenmischwald-Hasel-Zeit (PZ 4 nach ERD 1973a, Tab. 2) mit dem Nachweis von Efeu, Hornblatt und Wasserschild (*Brasenia*), letzteres als Bestandteil des sogenannten *Brasenia*-Komplexes (MAI 1985) anzunehmen. Vollatlantische Bedingungen wurden offensichtlich erst in der Hasel-Eiben-Linden-Zeit (PZ 5 nach ERD 1973a) mit der verzögerten Ausbreitung von Mistel (*Viscum*), Königsfarn (*Osmunda*), Nixkräutern (*Najas*) und Wasserfalle (*Aldrovanda*) erreicht.

Die in Abbildung 7 vorgestellte, genetisch differenzierte Zusammenstellung eemzeitlicher Ablagerungen lässt aufgrund des Überwiegens limnischer und brackisch-mariner Ablagerungen das in Mecklenburg-Vorpommern bisher einzige fluviatile Eem-Vorkommen bei Stolpe deutlich hervortreten. Insbesondere, da die bisher bekanntgewordenen Ablagerungen eemzeitlicher Flusssysteme ausschließlich auf deren Altwasserbildungen zurückgehen, die aufgrund ihrer Genese in ihrer sedimentpetrographischen Zusammensetzung und ih-

Tab. 2

Pollenanalytische Gliederung des Saalespätglazials und Eem-Interglazials in Mecklenburg-Vorpommern

Tab. 2

Pollenanalytical division of The Late Saalian and Eemian in Mecklenburg-Vorpommern

Waldzeiten	Gliederung des Eem-Interglazials		Absolute Dauer MÜLLER (1974)
	MENKE & TYNNI (1984) NW-Deutschland	ERD (1973a) neue Bundesländer	
Kiefern-Zeit	VII	9	~ 2000 a
Kiefern-Fichten-Tannen-Zeit	VI	8	~ 2000 a
Hainbuchen-Fichten-Zeit	Vb	7	~ 4000 a
Hainbuchen-Zeit	Va	6	
Hasel-Eiben-Linden-Zeit	IVb	5	~ 1200 a
Eichenmischwald-Hasel-Zeit	IVa	4	~ 1200 a
Kiefern-Eichenmischwald-Zeit	III	3	~ 450 a
Kiefern-Birken-Zeit	II	2	~ 200 a
Birken-Zeit	I	1	~ 100 a

rem faunistischen und floristischen Inhalt wesentlich stärker zu den limnischen Vorkommen tendieren.

Zusammenfassung

In der Bohrung 8/007 im unteren Peenetal wurden erstmalig fluviatile Ablagerungen aus dem Eem-Interglazial für Nordostdeutschland nachgewiesen. Sedimentologische und schwermineralanalytische Untersuchungen wurden an einem isoliert auftretenden, ca. 2 m mächtigen Sand-Schluff-Horizont durchgeführt. Anhand der Häufigkeitszunahme, vor allem von Amphibol, lässt sich der Beginn des warmzeitlichen Verwitterungseinflusses durch beschleunigte Vergrusung amphibolführender nordischer Gesteine nachweisen. Übereinstimmende biostratigraphische und lithologische Befunde gestatten Rückschlüsse auf eine limnisch-fluviatile Fazies in stagnierenden Flusseen als vorherrschender Bildungsraum des erbohrten eemzeitlichen Sediments.

Für die Sedimentation des gesamten Profilabschnitts wird aufgrund der gleichbleibenden Florenzusammensetzung ein relativ kurzer Zeitraum während des Eem-Interglazials angenommen, der etwa das Ende der PZ 4 (Eichenmischwald-Hasel-Zeit) und den Beginn der PZ 5 (Hasel-Eiben-Linden-Zeit) um ca. 125 ka umfasst (Beginn des Eem-Interglazials bei 127,2 ka, BRAUER et al. 2007, LITT & GIBBARD 2008, zur Dauer der einzelnen Vegetationsabschnitte des Eem-Interglazials siehe Tab. 2).

Die Sande enthielten eine individuenreiche, interglaziale limnisch-fluviatil geprägte Molluskenfauna. Für die fluvia-

tilen Bedingungen sprechen vor allem *Unio crassus*, *Theodoxus fluviatilis*, *Pisidium amnicum* und *Pisidium supinum*. Die stratigraphische Zuordnung zum Eem-Interglazial kann durch *Theodoxus fluviatilis* abgesichert werden. Diese interglaziale Leitart ist bisher erst seit dem Eem bekannt geworden. Bemerkenswert sind zudem die Nachweise von *Marstoniopsis scholzi* (Synonym von *M. insubrica*?), da diese Art in Pleistozänablagerungen in Deutschland bisher unbekannt war. Vereinzelt fanden sich auch Reste von Fischen und Kleinsäugetern.

An der Oberfläche der umrahmenden, reliefarmen Hochflächen streicht Geschiebemergel des jüngsten weichselglazialen Vorstoßes der Mecklenburg Phase (qw3) aus, der im Peenetal oberhalb -23 m HN die eeminterglazialen Ablagerungen direkt überlagert. Unterlagert werden die fluviatilen Eem-Sande von einem ca. 8 m mächtigem Geschiebemergel des jüngeren Saale-Vorstoßes (qs2). Der unterste erbohrte Geschiebemergel wurde dem älteren Saale-Vorstoß (qs1) zugeordnet. Während der weichselglazialen Eisvorstöße wurde das präexistente Tal mehrfach überfahren und fungierte lokal als Teil des subglazialen Entwässerungssystems.

Summary

In the drilling 8/007 from lower Peene-valley were established Eemian fluvitile deposits in NE Germany at first. Sedimentological and especially heavy mineral analytical studies were carried out on a 2 m thick sandy-silty layer of

Eemian age. On the basis of rate increase above all of amphibole an initial interglacial weathering impact was proved by an accelerated decay of amphiboliferous nordic crystalline rocks. Corresponding biostratigraphical and lithological evidences permit to conclude that the drilled Eemian sediment was formed predominantly in fluviolimnic facies in stagnant river lakes.

The results of palynological investigations assumed a very short time of sedimentation during the Eemian namely from pollen zone 4 after ERD (1973a, time of deciduous mixed forests with oak and hazel) up to the beginning of pollen zone 5 (time of main prevalence of hazel, yew and lime) around 125 ka BP (cf. beginning of the Eemian Stage in Europe at 127.2 ka, BRAUER et al. 2007, LITT & GIBBARD 2008, absolute duration of single phases of Eemian vegetation development see tab. 2).

The sands contained many specimens of mollusc faunas of the interglacial fluviolimnic type. The fluviatile conditions were demonstrated especially by the occurrence of *Unio crassus*, *Theodoxus fluviatilis*, *Pisidium amnicum* and *Pisidium supinum*. The stratigraphic classification of the sands as Eemian interglacial can be confirmed, finally, by the presence of *Theodoxus fluviatilis*. This interglacial index species had previously been known only since the Eemian. The findings of *Marstoniopsis scholzi* (synonym of *M. insubrica*?) are also noteworthy because this species was evidently unknown previously from the Pleistocene in Germany. Isolated fish and small mammal remains were also found.

The surrounding, flat or undulating morainic plateaus are covered by Weichselian till of Mecklenburgian phase (qw3), which in the Peene valley directly overlain the Eemian fluviatile deposits above -23 m b. s. l. A max. 8 m thick till of Younger Saalian (qs2) underlain the fluviatil Eemian sands and the lowest till was classified into the lower Saalian glaciation (qs1). With the Weichselian glacial advance the pre-existing depression was covered completely and probably the subglacial meltwater drainage system locally used this older valley up to the recession of the main Weichselian ice.

Danksagung

Wir danken herzlichst Herrn Dr. Uli Bössneck (Erfurt-Vieselbach) für die Bestimmung der Kleinmuscheln *Pisidium*, Herrn Dr. Gottfried Böhme (Berlin) für die Begutachtung der Fischreste und Herrn Dr. Lutz Maul (Weimar) für die Determination des Kleinsäugermolaren. Dem Landeslabor Berlin Brandenburg (Kleinmachnow) danken wir für die Aufbereitung der Pollen- und Schwermineralproben. Den Firmen WINGAS AG (Kassel) und HARRESS PICKEL CONSULT (Kassel) wird für die Bereitstellung des Kernmaterials und die Genehmigung einer wissenschaftlichen Bearbeitung gedankt.

Und nicht zuletzt danken wir Herrn Ulrich Müller (Schwerin) für die kritische Durchsicht des Manuskripts und seine zahlreichen wertvollen Ergänzungen zu diesem Beitrag.

Literatur

- BIBUS, E. & W. RÄHLE (2003): Stratigraphische Untersuchungen an molluskenführenden Terrassensedimenten und ihren Deckschichten im mittleren Neckarbecken (Württemberg). - *Eiszeitalter und Gegenwart* **53**, S. 94-113, Hannover
- BÖRNER, A., MENG, S. & J. STRAHL (2008) Bio- and lithostratigraphical investigations of tills and holocene fluviolimnic sediments and peats from Peene-valley (NE-Germany). - XV. Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Zakopane, S. 26-27, Warszawa (abstract)
- BÖRNER, A. & U. MÜLLER (2002): Revision zur lithostratigraphischen Einstufung von Grundmoränen aus Bohrungen in der Lithofazieskarte Blatt Anklam. - Bericht LUNG M-V, 8 S., Güstrow (unveröff.)
- BÖRNER, A. & U. MÜLLER (2008): Bericht zur lithostratigraphischen Einstufung von Grundmoränen aus ingenieur-geologischen Bohrungen in der Peeneniederung bei Stolpe. - Bericht LUNG M-V, 60 S., Güstrow (unveröff.)
- BRAUER, A., ALLEN, J. R. M., MINGRAM, J., DULSKI, P., WULF, S. & B. HUNTLEY (2007): Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe: PNAS, v. 104, S. 450-455, Washington, DC
- BREMER, F. (2000): Geologische Übersichtskarte von Mecklenburg-Vorpommern, 2. Auflage. - LUNG M-V (Hrsg.), Güstrow
- BROSE, F., LUCKERT J., MÜLLER, H., SCHULZ, R., STRAHL, J. & H. U. THIEKE (2006): Das Eem von Vevais – ein bedeutendes Geotop in Ostbrandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **13**, 1/2., S. 155-164, Kleinmachnow
- ERD, K. (1973a): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. - *Z. geol. Wiss.* **1**, S. 1087-1103, Berlin
- ERD, K. (1973b): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Hy Waschow 1972. - Bericht ZGI, 5 S., Berlin (unveröff.)
- ERD, K. (1974): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung 16/72 Lübbendorf des Hydrogeologischen Objektes Hagenow. - Bericht ZGI, 7 S., Berlin (unveröff.)
- FABER, P., KUBATZ, H. & C. MUNK (2007): OPAL - Ferngasleitung – Geotechnische Untersuchungen Bauabschnitt Mecklenburg-Vorpommern, hier Querung der Peene bei Stolpe. Geologische/hydrogeologische Erkundung, Baugrundbeurteilung/Gründungsberatung/Machbarkeitsstudie. - Bericht Harress Pickel Consult, 168 S., Kassel (unveröff.)

- FALNIOWSKI, A. & T. WILKE (2001): The genus *Marstoniopsis* (Gastropoda: Rissooidea): intra- and intergenetic phylogenetic relationships. - *Journal of Molluscan Studies* **67**, 4, S. 483-488, Oxford
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. - *Sediment-Petrologie Teil II*, 1141 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung)
- GEHL, O. (1961): Neue Ergebnisse über das marine Eem und zur Gliederung des Jungpleistozäns in NW-Mecklenburg. - *Geologie* **10**, 4/5, S.396-408, Berlin
- GLÖER, P. (2002): Die Süßwassergastropoden Nord- und Mitteleuropas. - In: *Tierwelt Deutschlands*, 73. Teil, 327 S., Hackenheim (ConchBooks)
- GLÖER, P. & M. L. ZETTLER (2005): Kommentierte Artenliste der Süßwassermollusken Deutschlands. - *Malakologische Abhandlungen* **23**, S. 3-26, Dresden
- HECK, L. (1960): Frühwürm im Kliffprofil des Klein Klütz Höved (Lübecker Bucht). - *Geologie* **9**, S. 788-798, Berlin
- HINSCH, W. (1985): Die Molluskenfauna des Eem-Interglazials von Offenbüttel-Schnittlohe (Nord-Ostseekanal, Westholstein). - *Geologisches Jahrbuch A* **86**, S. 49-62, Hannover
- HÖFLE, H.-C., MERKT, J. & H. MÜLLER (1985): Die Ausbreitung des Eem-Meeres in Nordwestdeutschland. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **35**, S.49-59, Hannover
- JAECKEL, S. G. A. (1963): Über die Mollusken aus Eem-Lagern am Grunde des Nord-Ostsee-Kanals. - *Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein* **34**, S. 12-18, Kiel
- JANKE, W. (1978): Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstauseeabflüsse. - *Wiss. Z. d. E.M.A.-Universität, Math. nat. Reihe*, 1/2, S. 39-41, Greifswald
- JANKE, W. (2002): Zur Genese der Flusstäler zwischen Uecker und Warnow (Mecklenburg-Vorpommern). - *Greifswalder Geographische Arbeiten* **26**, S. 39-44, Greifswald
- KEILHACK, K. (1899): Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. - *Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt* **19**, S. 90-152, Berlin
- KLENGEL, J. (1954): Beobachtungen zur Stratigraphie des Pleistozäns an der Steilküste des Klein-Klütz-Höved. - *Bergakademie* **11**, S. 496-498, Freiberg
- KÖHLER, E. (1976a): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Hy Neubrandenburg 74. - Bericht ZGI, 2 S., Berlin (unveröff.)
- KÖHLER, E. (1976b): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Ig Rom 18/74. - Bericht ZGI, 13 S., Berlin (unveröff.)
- KÖHLER, E. (1976c): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Cramonshagen 33/75. - Bericht ZGI, 3 S., Berlin (unveröff.)
- KÖHLER, E. (1977): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Hy Schwerin/75-Fleischkombinat. - Bericht ZGI, 4 S., Berlin (unveröff.)
- KÖHLER, E. (1978): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Ig Cramonshagen 15/75. - Bericht ZGI, 6 S., Berlin (unveröff.)
- KÖHLER, E. (1981): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Hy Karrenzin 1/80. - Bericht ZGI, 3 S., Berlin (unveröff.)
- KOSACK, B. & W. LANGE (1985): Das Eem-Vorkommen von Offenbüttel/Schnittlohe und die Ausbreitung des Eem-Meeres zwischen Nord- und Ostsee. - *Geol. Jb. A86*, S. 3-17, Hannover
- KÜSTER, H. C. (1853): Die Gattungen *Paludina*, *Hydrocaena* und *Valvata*. - *Syst. Conch.-Cab.* **1.21**, 96 S., Nürnberg (Bauer & Raspe)
- LITT, T. & P. GIBBARD (2008): A proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Middle/Upper (Late) Pleistocene Subseries Boundary (Quaternary System/Period). - *EPISODES on the Quaternary*, ed. IUGS **31**, 2, S. 260-263, Beijing
- LUDWIG, A. O. (1964): Stratigraphische Untersuchung des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. - *Geologie* **13**, S. 143, Berlin
- MAI, D. H. (1985): Entwicklung der Wasser- und Sumpfpflanzen-Gesellschaften Europas von der Kreide bis ins Quartär. - *Flora* **176**, S. 449-511, Jena
- MANIA, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. - *Geologie* **21**, Beiheft 78/79, S. 1-175, Berlin
- MENG, S. (2008): Kurzbericht zu faunistischen Untersuchungen an interglazialen Sanden der Bohrung Ig Stp Wo 8/007 (Peeneniederung). - Bericht Ernst-Moritz-Arndt-Universität, 8 S., Greifswald (unveröff.)

- MENKE, B. & R. TYNNI (1984): Das Eem-Interglazial und das Weichselfrühglazial von Redderstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. - Geol. Jb. **A76**, S. 3-120, Hannover
- MENKE, B. (1985a): Palynologische Untersuchungen zur Transgression des Eem-Meeres im Raum Offenbüttel/Nord-Ostsee-Kanal. - Geol. Jb. **A86**, S.19-26, Hannover
- MENKE, B. (1985b): Eem-Interglazial und „Treene-Warmzeit“ in Husum/Nordfriesland. - Geol. Jb. **A86**, S.63-99, Hannover
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. - Geol. Jb. **A21**, S. 149-169, Hannover
- MÜLLER, H., SCHLAAK N., STRAHL J., THIEKE H. U. & S. MENG (2008): Das Eem von Strausberg. - Tagungsband, Exkursionsführer, 75. Tagung AG Norddt. Geologen, S. 67, Hannover
- MÜLLER, R. (2008): Beitrag zum Vorkommen von *Marstoniopsis scholtzi* (A. Schmidt, 1856) (Hydrobiidae) in Berlin und Brandenburg. - Mollusca **26**, 2, S. 169-174, Dresden
- MÜLLER, U. (2004): Alt- und Mittel-Pleistozän; Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. - S. 226-242, Stuttgart
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. - Z. geol. Wiss. **15**, 6, S. 759-767, Berlin
- RÜHBERG, N. (1999): Über den Wert der Kleingeschiebeanalyse (KGA). - Geschiebekunde aktuell **15**, 3, S. 87-100, Hamburg
- RÜHBERG, N. & H.-D. KRIENKE (1977): Zur Geschiebeführung der Weichselgrundmoräne im westlichen Odermündungsgebiet. - Z. geol. Wiss. **5**, 6, S. 805-813, Berlin
- RÜHBERG, N., SCHULZ, W., VON BÜLOW, W., MÜLLER, U. & H. D. KRIENKE (1995): V. Mecklenburg-Vorpommern – 4. Eem-Interglazial bis Weichsel-Hochglazial. - In: BENDA, L. (1995): Das Quartär Deutschlands. - S. 102-107, Berlin (Boroträger)
- RÜHBERG, N., STRAHL, J. & E. KEDING (1998): Der eeminterglaziale Torf in der Kiesgrube Neubrandenburg - Hinterste Mühle. - Geologie der Region Neubrandenburg, Festschrift anlässlich des 750. Jahrestages der Stadt Neubrandenburg, S. 86-90, Neubrandenburg
- RUSBÜLT, J. (1959): Ergebnisbericht des Zentralen Geologischen Dienstes Geologischer Dienst Schwerin über die Kartierungsbohrungen Herrnburg 1958, Kreis Grevesmühlen. - Bericht Geol. Dienst Schwerin, 11 S., 21 Anl., Schwerin (unveröff.)
- SEIFERT, M. (1974): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Hy Schwerin-Lankow 188/1972. - Bericht ZGI Berlin, 15 S., Berlin (unveröff.)
- SEIFERT, M. (1975): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Hy Herrnburg 2/74. - Bericht ZGI Berlin, 5 S., Berlin (unveröff.)
- SEIFERT, M. (1978): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung 2, Ig Weitin 149/76. - Bericht ZGI Berlin, 5 S., Berlin (unveröff.)
- STRAHL, J., KEDING, E., STEINICH, G., FRENZEL, P. & U. STRAHL (1994): Eine Neubearbeitung der eem- und frühweichselzeitlichen Abfolge am Klein Klütz Höved, Mecklenburger Bucht. - Eiszeitalter u. Gegenwart **44**, S. 62-78, Hannover
- STRAHL, J. (2000): Detailergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen an saalespätglazialen bis weichselfrühglazialen Sedimenten aus dem Kiestagebau Hinterste Mühle bei Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern). - Brandenburg. geowiss. Beiträge **7**, 1/2, S. 29-40, Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2003): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung von elf Proben aus den Bohrungen Br-P.5, Br-P.7, Br-P.9, Br-P.11, Br-P.13 sowie STB 68/03 Herdsanierung Schwerin-Krebsförden 2002, Land Mecklenburg-Vorpommern. - Bericht LGRB, 5 S., Kleinmachnow (unveröff.)
- STRAHL, J. (2005): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Hy Ventschow 2/04 (Land Mecklenburg-Vorpommern). - Bericht LBGR, 2 S., Kleinmachnow (unveröff.)
- STRAHL, J. & N. HERMSDORF (2008): Karte der Eem-Vorkommen des Landes Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **15**, 1/2, S. 23-55, Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2009): Bericht zur pollenanalytischen Bearbeitung der Bohrungen Ig StpWo 6/007, 8/007 und 9/007, Peenetalquerung OPAL-Trasse, Land Mecklenburg-Vorpommern. - Bericht LBGR, 21 S., Kleinmachnow (unveröff.)
- STRAHL, J. & H. U. THIEKE (2002): Pollenstratigraphische und schwermineralanalytische Befunde aus einem holsteinzeitlichen Profil des Berliner Elbelaufs. - Terra Nostra **6**, S. 352-357, Potsdam
- TGL 25232/ 01-05 (1971): Fachbereichsstandard Geologie: Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. - Zentrales Geologisches Institut, Berlin

TRASK, P. D. (1932): Origin and environment of source sediments of petroleum. - Gulf Publ. Co., 323 S., Houston

ZETTLER, M. L. (1998): Wassermollusken im Einzugsgebiet der Peene (Norddeutschland). - Malakologische Abhandlungen Tierkundemuseum Dresden **19**, 13, S. 127-138, Dresden

ZETTLER, M. L. (1999): Wiederfund, Verbreitung und Biologie von *Marstoniopsis scholtzi* (Schmidt, 1856) in Mecklenburg-Vorpommern (Gastropoda: Prosobranchia: Hydrobiidae). - Malakologische Abhandlungen **19**, 2, S. 291-298, Dresden

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geol. Stefan Meng
Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Institut für
Geografie und Geologie
Friedrich-Ludwig-Jahnstr. 17 a
D-17487 Greifswald

Dr. Andreas Börner, Landesamt für Umwelt,
Naturschutz und Geologie Mecklenburg-
Vorpommern
Goldberger Str. 12
D-18273 Güstrow

Dr. Jaqueline Strahl
Landesamt für Bergbau, Geologie und
Rohstoffe Brandenburg
PF 100933
D-03009 Cottbus

Dr. Hans Ulrich Thieke
Sella-Hasse-Str. 3
D-12687 Berlin

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	16 (2009), 1/2	S. 79-86	5 Abb., 5 Tab., 16 Lit.
------------------------------	---------	----------------	----------	-------------------------

Neue paläopedologische Befunde zu Habitus und Verbreitung des Finowbodens

New paleo-pedological findings on the habitus and distribution of the Finow soils

SIXTEN BUSSEMER, NORBERT SCHLAAK & PETER GÄRTNER

Einführung und Zielstellung

Die äolischen Sedimente der brandenburgischen Moränenlandschaft standen in den letzten Dekaden wiederholt im Fokus paläopedologischer Untersuchungen (JÄGER & KOPP 1969, 1999, BUSSEMER, GÄRTNER & SCHLAAK 1998). Als ubiquitärer Leithorizont kristallisierte sich dabei der Finowboden sensu SCHLAAK (1993) heraus, welcher inzwischen schon weit über die brandenburgischen Landesgrenzen hinaus nachgewiesen wurde. Besondere Aufmerksamkeit wurde dabei seiner stratigraphischen Position und den zugehörigen absoluten Datierungen gewidmet (vgl. SCHLAAK 1998, 1999, TERBERGER et al. 2004, HILGERS 2007, KAISER et al. im Druck). Dieser großen chronostratigraphischen Informationsfülle stehen jedoch auf bodengenetischer Seite eher Einzelbearbeitungen gegenüber (vgl. BUSSEMER 2007). Bei Einordnungen in nationale bis internationale Klassifikations-

systeme (z. B. WRB 2007) ist hier außerdem zu beachten, dass deren Parameter aufgrund ihrer großräumigen Ausrichtung nur bedingt für die Erfassung von Bodenprozessen auf Sandstandorten des Norddeutschen Tieflands geeignet sind.

Über die Implementierung zusätzlicher Analyseverfahren an Schlüsselprofilen aus der nordostbrandenburgischen Typusregion des Finowbodens (Melchow, Schiffmühle, Schorfheide) soll deshalb einerseits deren bisherige bodengenetische Interpretation als begrabene Braunerde überprüft werden. Andererseits wird das bisher bekannte Finowbodenareal mit Hilfe aktueller Befunde aus dem Nordostdeutschen Tiefland weiter präzisiert. Dabei wurden neben bodenkundlichen Standardmethoden (vgl. BUSSEMER 2005, 2007) auch spezielle bodenchemische Parameter eingesetzt, welche eine schärfere Kennzeichnung der Hauptverwitterungszone ermöglichen sollen (Kieselsäure/Sesquioxidverhältnis der Tonfraktion sowie optische Dichte des Oxalatauszugs ODOE).

Tab. 1

SiO₂/R₂O₃-verhältnis der Tonfraktion von Profil Rosenberg bei Melchow

Tab. 1

SiO₂/R₂O₃-ratio of the clay fraction in section Rosenberg near Melchow

Horizont	SiO ₂ /R ₂ O ₃ Ton-RFA	SiO ₂ /Al ₂ O ₃ Ton-RFA
Ah	9,88	11,19
C	3,07	4,54
fAh	7,57	8,01
Ae	5,40	6,22
Bs	3,50	3,98
C	-	-
fBv	5,08	6,06
C	6,83	8,83

Bodenchemische Untersuchungen von Schlüsselprofilen in der nordostbrandenburgischen Typusregion

Die an den nordostbrandenburgischen Schlüsselprofilen postulierte Einstufung des Finowbodens mit Schwerpunkt im ausgehenden Alleröd kann auch nach umfangreichen neueren Recherchen als gesichert gelten (KAISER et al. im Druck). Seine bodengenetische Grundtendenz wird hingegen kontrovers diskutiert, wobei vor allem das Verhältnis zum anerkannt podsolartigen Usseloboden im Mittelpunkt stand (vgl. SCHIRMER 1999, VAN DER HAMMEN & VAN GEEL 2008). Als problematisch erwies sich vor allem das regelhafte Fehlen von Oberbodenhorizonten im Finowboden. Insofern muss seine Interpretation auf einer Analyse der Hauptverwitterungszone vor dem Hintergrund bekannter Typuslokalitäten von Klimaxböden beruhen. Als regionales Referenzprofil reifer Oberflächenböden wurde für den Podsoltyp Sternebeck (BUSSEMER 2007), für Braunerden hingegen der Profilkomplex Hirschfelder Heide (BUSSEMER 2005)

herangezogen. Der Podsol zeichnet sich sowohl bei der optischen Dichte als auch im Kieselsäure/Sesquioxidverhältnis durch deutliche Schwankungen in der Tiefenfunktion aus, während diese in der Braunerde eher kontinuierlich verläuft. Vor diesem Hintergrund wurden Profile von drei paläopedologischen Typuslokalitäten Nordostbrandenburgs betrachtet.

In Profil Rosenberg bei Melchow (SCHLAAK 1993) wird der Finowboden von einer äolischen Folge überlagert, in die ein gut entwickelter Podsol eingeschaltet ist. Während sich das Kieselsäure/Sesquioxidverhältnis der Tonfraktion des Finowbodens nur schwach vom dem des Ausgangsgesteins unterscheidet, ist dessen Gradient im Bereich des hangenden Podsoles deutlich größer (Tab. 1). Offenbar wird letzterer von wesentlich intensiveren Stoffverlagerungen geprägt, während der Finowboden eine braunerdetypische Verwitterung in situ aufweist.

Vergleichbare Verhältnisse herrschen im Profil Schiffmühle 2 (SMÜ2) auf der ostbrandenburgischen Neuenhagener Oderinsel, welche als zweite Typusregion für den Finowboden gelten kann (BUSSEMER, GÄRTNER & SCHLAAK 1993, 1998). Oberhalb dieser hier ebenfalls markanten Verwitterungszone wurde makroskopisch ein (zweiter) Bv-Horizont als Oberflächen-Braunerde festgestellt. Detailuntersuchungen ließen hier jedoch nur geringe Verwitterungsintensitäten im Vergleich zum begrabenen fBv-Horizont erkennen, so dass eine Einstufung als Cv-Horizont eines holozänen Regosols gerechtfertigt erscheint (vgl. BUSSEMER 2007).

Der Profilkomplex SH89 aus der Schorfheide als dritte nordostbrandenburgische Typusregion mit gut datiertem Finowboden (vgl. SCHLAAK 1998) besitzt ebenfalls eine weitere hangende Verwitterungszone. Die analytische Detailbetrachtung ergab jedoch deutliche Unterschiede in der Intensität von Verbraunung und Verlehmung, welche sich exemplarisch am Teilprofil SH89-7 demonstrieren lassen (Tab. 2). Der liegende Finowboden unterscheidet sich neben der klassischen Ausbildung seiner Standardparameter vom hangenden Verwitterungshorizont besonders durch eine niedrigere optische Dichte. Letzterer wurde deshalb ebenso wie in Schiffmühle als Cv-Horizont eingeordnet.

Zur Verbreitung des Finowbodens in NE-Deutschland

Aus der bisherigen Befundlage resultiert ein Kernraum mit Brandenburg und angrenzenden Regionen, wo der Finow-

boden die vorherrschende terrestrische Bodenbildung aus dem Alleröd darstellt, welche lokal und hier vor allem in Dünengebieten im letzten Drittel der Jüngeren Dryas durch Flugsandbewegungen begraben wurde. Geradezu spektakulär lässt sich sein fossiler Charakter am Beispiel der Püttberge östlich von Berlin verdeutlichen, wo er im Liegenden der höchsten Dünen Norddeutschlands mit Sandüberdeckungen von ca. 30 m auftritt (Abb. 1, nach Aufnahme Schlaak 2005). Ohne weitere Gliederung durch begrabene Bodenhorizonte werden an der unverritzten Oberfläche des Dünenkörpers gut entwickelte Podsole angetroffen. Nur lokal befinden sich in den Top-Bereichen der Püttberge ca. 1 m mächtige junge Überwehungen, die nach einer ¹⁴C-Datierung an Holzkohle möglicherweise mit der slawenzeitlichen Besiedlung des Raumes in Verbindung stehen. An diesen Stellen bilden Regosole den rezenten Boden.

Dieser nordostdeutsche Kernraum des Finowbodens verengt sich im küstennahen Tiefland auf die vorpommerschen Inseln Usedom und Rügen, während von den östlich und westlich anschließenden Küstenlandschaften Usselohorizonte beschrieben wurden (KAISER et al. im Druck). Die neu kartierten Profile Bansin und Sellin (Aufnahmen Schlaak/Bussemer 2003/2009) befinden sich mit der Mittelrügen-Ostusedomstaffel beide im jüngsten Gürtel des Norddeutschen Tieflands, wobei Sellin den nördlichsten Fundpunkt überhaupt darstellt. Am Kliff des Langenbergs bei Bansin ließ sich der Finowboden prototypisch nachweisen. Die glaziale Schichtenfolge (zur regionalen Quartärstratigraphie vgl. HELBIG 1999, S. 71) wird hier zum Hangenden hin von einer Windkantergirlande mit zugehöriger Flugsanddecke abgeschlossen. Der anschließende Finowboden (vgl. Abb. 2) wird wiederum von Flugsanden mit einem zwischengeschalteten Podsol überdeckt. Eine Datierung an Holzkohlepartikeln aus dem Finowboden liegt mit $10\,245 \pm 225$ BP, cal. BC 10 645-9 490 (Hv 25738) im ausgehenden Weichselspätglazial. Er weist gleichzeitig die typische parallele Ton-, Eisen- und Humusanreicherung auf (Tab. 3). Im Vergleich zum Anreicherungshorizont des Podsoles besitzt der Finowboden jedoch nur geringe optische Dichten und Eisens-Aktivitätsgrade, so dass sich beide Bodenbildungen auch analytisch gut differenzieren lassen.

Am Kliff der Granitz bei Sellin sind mächtige glazigene Schichtenfolgen aufgeschlossen, welche von einer mehrere Meter mächtigen Flugsandfolge bedeckt werden. In letztere sind zwei deutlich erkennbare begrabene Böden eingeschalt-

Tab. 2 Bodenchemische Parameter von Profil SH89-7 in der Schorfheide

Tab. 2 Chemical analysis of section SH89-7 in the Schorfheide region

Horizont	pH (CaCl ₂)	Feo (%)	Fed (%)	Feo/Fed	ODOE	Ton (%)
Bsv	4,52	0,09	0,16	0,56	0,05	0,96
C	4,77	0,06	0,13	0,46	0,04	0,71
fBv	4,83	0,06	0,13	0,46	0,03	1,1
C	5,11	0,00	0,00	-	0,01	0,06

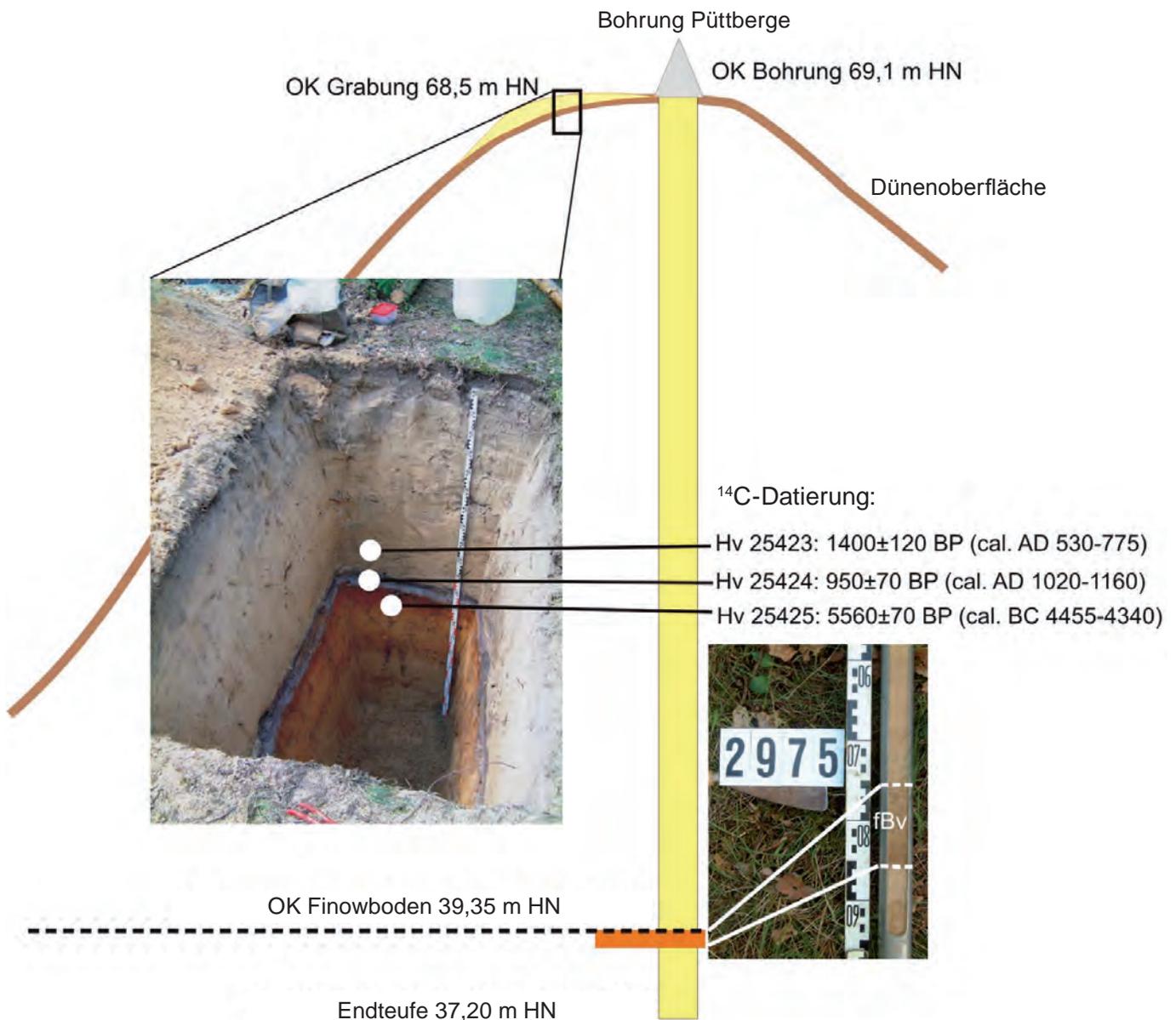


Abb. 1 Schichtenfolge und Paläoböden von Profil Püttberge (UTM/ETRS 89: 33 412565; 5810831)

Fig. 1 Stratigraphic sequence and Palaeosols for profile Püttberge (UTM/ETRS 89: 33 412565; 5810831)

Tab. 3 Bodenchemische Parameter von Profil Bansin

Tab. 3 Chemical analysis of section Bansin

Horizont	pH (CaCl ₂)	Fep (%)	Feo (%)	Fed (%)	Feo/Fed	Fet (%)	Fed/Fet	ODOE	Ton (%)	Corg (%)
C	6,50	0,02	0,05	0,16	0,28	0,58	0,28	0,02	0,67	0,32
C	6,52	0,02	0,04	0,17	0,24	0,53	0,32	0,04	0,88	0,45
fAe	6,46	0,02	0,03	0,08	0,34	0,22	0,36	0,04	0,29	0,19
fBs	6,46	0,10	0,15	0,22	0,70	0,43	0,51	0,11	0,68	0,54
C	6,59	0,02	0,04	0,10	0,38	0,32	0,30	0,05	0,00	0,28
C	6,66	0,00	0,02	0,12	0,16	0,30	0,41	0,02	0,57	0,13
C	6,72	0,00	0,02	0,06	0,38	0,50	0,12	0,01	0,63	0,14
fBv	6,86	0,04	0,07	0,19	0,37	0,53	0,36	0,03	2,08	0,50
C	6,24	0,00	0,02	0,09	0,26	0,32	0,29	0,01	0,56	0,11
C	6,14	0,00	0,02	0,08	0,22	0,27	0,29	0,00	0,35	0,09

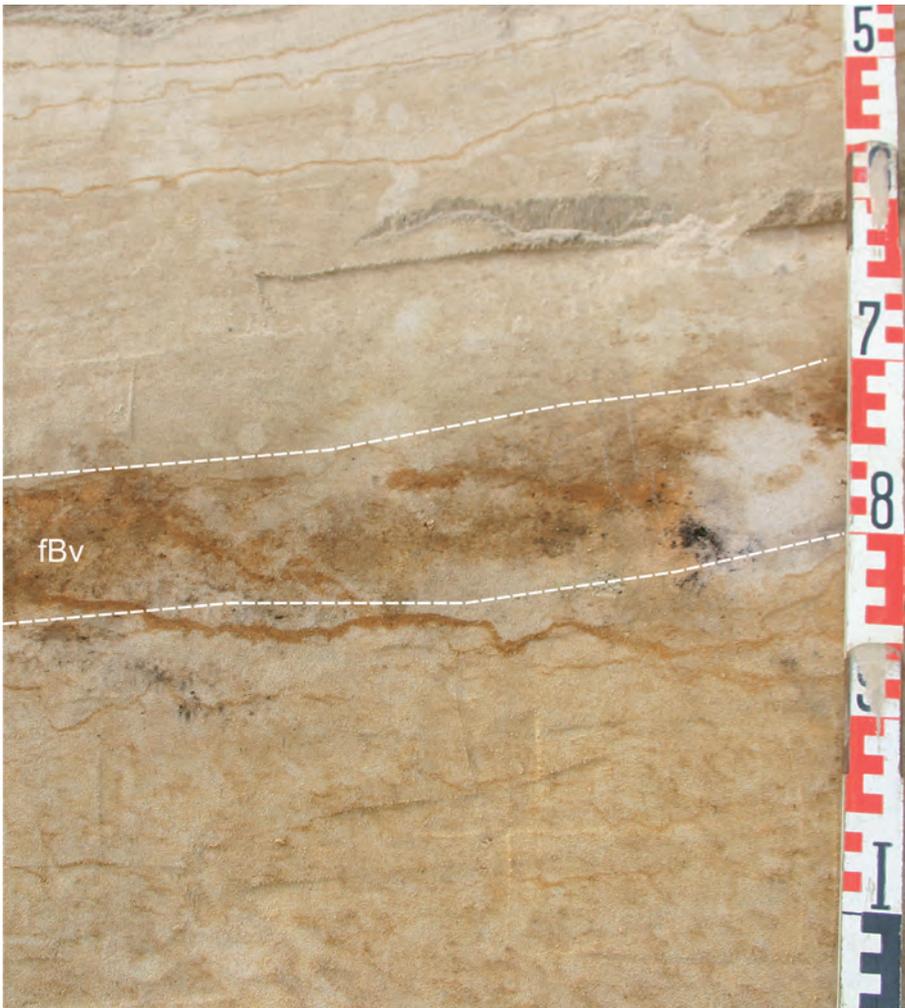


Abb. 2 Finowboden (fBv) in Profil Bansin (UTM/ETRS 89: 33 442354; 5982509)

Fig. 2 Finow soil (fBv) in section Bansin (UTM/ETRS 89: 33 442354; 5982509)

Tab. 4 Bodenchemische Parameter von Profil Sellin

Tab. 4 Chemical analysis of section Sellin

Horizont	pH (CaCl ₂)	Feo (%)	Fed (%)	Feo/Fed	ODOE	Ton (%)	Corg (%)
fBsv	7,25	0,11	0,21	0,53	0,06	2,03	0,47
C	7,05	0,04	0,17	0,24	0,04	2	0,27
fBv	7,68	0,17	0,52	0,33	0,07	4,59	1,26
C	7,18	0,04	0,12	0,31	0,04	1,21	0,21

tet, von dem der liegende alle makroskopischen Merkmale eines Finowbodens besitzt (Abb. 3). Dieser fBv-Horizont unterscheidet sich dann auch wieder in den wichtigsten chemischen Parametern vom hangenden fBsv-Horizont (Tab. 4).

Als westlichste sichere Fundpunkte gelten bislang Paplitz/Tuchheim, südlich von Genthin (Aufnahme Schlaak/Kurz-hals 1995) und ein Kleindünenfeld zwischen Karow und Krakow im Vorland der Pommerschen Haupteisrandlage

(Aufnahme Bussemer 2009). Zu erstgenanntem Fundpunkt in einem Flugsandareal im Fiener Bruch lieferte KURZHALS (1989) den Hinweis, der von einer mesolithischen Fundschicht im Hangenden des verbrauchten Horizonts berichtete. Bei zweitgenanntem Fundpunkt handelt es sich offenbar um eine Fortsetzung des von LORENZ (2007) bearbeiteten und datierten Finowbodenareals südlich des Krakower Obersees. Die nachfolgend beschriebene Düne nahe der Siedlung Teerofen liegt auf Schmelzwassersanden der nördlich verlaufenden Pommerschen Eisrandlage. Der Fi-



Abb. 3
Finowboden (fBv) in Profil Sellin
(UTM/ETRS 89: 33 415969; 6026098)
Fig. 3
Finow soil (fBv) in section Sellin
(UTM/ETRS 89: 33 415969; 6026098)

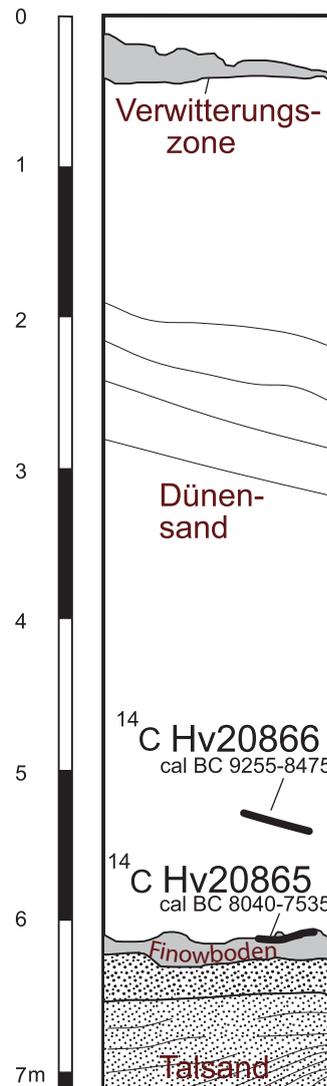


Abb. 4
Profil Frauenhain (UTM/ETRS 89:
33 393176; 5693434)
Fig. 4
Section Frauenhain (UTM/ETRS 89:
33 393176; 5693434)

Tab. 5 Bodenchemische Parameter von Profil Teerofen (UTM/ETRS 89: 33 319327; 5939732)

Tab. 5 Chemical analysis of section Teerofen (UTM/ETRS 89: 33 319327; 5939732)

Horizont	Fep (%)	pH (CaCl2)	Feo (%)	Fed (%)	Feo/Fed	ODOE	Ton (%)	Corg (%)
Aeh	0,02	3,15	0,03	0,14	0,23	0,06	0,63	1,36
Bsv	0,05	3,4	0,08	0,17	0,46	0,15	0,69	1,04
C	0	5,05	0,03	0,14	0,22	0,03	0,75	0,25
fBv	0,02	4,79	0,06	0,29	0,20	0,05	0,76	0,48
C	0,01	5,39	0,04	0,13	0,30	0,03	0,5	0,31



Abb. 5 Lageplan der Typusregionen sowie der neu kartierten Profile in Mitteleuropa

Fig. 5 Site of the position of type regions and newly mapped sections

nowboden schließt diese grobe glazifluviale Bildung nach oben ab. Seine Obergrenze besitzt den typischen unregelmäßig-ausgebuchteten Verlauf, um dann in geschichtete feinsandige Flugsande mit einer weiteren Verwitterungszone überzugehen. Die analytischen Parameter entsprechen ebenfalls dem typischen Muster eines intensiv verwitterten Finowbodens mit deutlich abgeschwächter Verwitterung in der Hangendfolge (Tab. 5). Die obere Verwitterungszone (Bsv) weist im Vergleich zum Finowboden erhöhte Gehalte an pyrophosphat- und oxalatlöslichem Eisen (Fep, Feo) auf, welche sich ebenfalls im relativen Parameter des Aktivitätsgrades (Feo/Fed) deutlich niederschlagen. Auch die stark erhöhten Kohlenstoffgehalte und niedrigeren pH-Werte des rezenten Bsv-horizontes zeigen einen Podsolierungstrend an, welcher von der optischen Dichte unterstrichen wird. Das sekundäre Minimum der pH-Werte im Finowboden bestätigt hingegen die bodengenetische Eigenständigkeit des reliktschen Finowbodens.

Der Finowboden wurde inzwischen auch im Altmoränenland mehrfach nachgewiesen, wobei sich die Fundpunkte im Bereich der Lausitzer Braunkohletagebaue mit ihren guten Aufschlussverhältnissen häufen (vgl. KAISER et al. im Druck). Seine südliche Verbreitungsgrenze wird bislang von einer Düne nahe Frauenhain im Lausitzer Urstromtal markiert (Aufnahme Gärtner 1997). An Holzkohlepartikeln

aus dem oberen Grenzbereich bzw. aus der Hangendfolge durchgeführte ^{14}C -Datierungen ergaben frühholozäne Alter (vgl. Abb. 4).

Die östliche Verbreitungsgrenze des Finowboden-Kerngebiets liegt offenbar im Bereich der Oder-Neißelinie. Östlich der Oder wurden in den letzten Dekaden sowohl Paläoböden des Usselo- als auch des Finowtyps beobachtet (vgl. KAISER et al. im Druck). Kaiser, Jankowski & Hilgers (2008) dokumentierten und datierten hier sowohl fossile Braunhorizonte (Fallstudie WDA bei Gdansk) als auch benachbarte spätglaziale Podsolareale (Profil Sumin ebenfalls nahe Gdansk). Besondere Aufmerksamkeit verdient dabei sicherlich eine aktuelle Kartierung von Kaiser (schriftl. Mitt. vom 29.5.2008) mit begrabenen Braunhorizonten 80 km südöstlich von Vilnius (vgl. Abb. 5), welche offenbar den derzeit östlichsten Fundpunkt dieses markanten Paläobodens markiert.

Zusammenfassung

Der Finowboden stellt den am weitesten verbreiteten und am dichtesten kartierten Paläoboden im Nordostdeutschen Tiefland dar. Seine Außengrenze konnte im Ergebnis aktueller Kartierungen genauer beschrieben und analytisch un-

terlegt werden. Detailbearbeitungen von Schlüsselprofilen in der nordostbrandenburgischen Typusregion weisen ihn auch aus bodenchemischer Sicht als Braunhorizont (fBv) im Sinne der mitteleuropäischen Bodenkundeschulen aus. In seinem Hangenden konnten nur noch Cv-Horizonte bzw. schwach entwickelte Bsv-Horizonte nachgewiesen werden.

Summary

The Finow soils represent the most common and the most densely mapped paleosoils in the north German plains. As a result of more recent mapping activities, a more exact description of external borders was possible and analytically verified. Detailed treatment of key profiles of the north east Brandenburg region and chemical analytical analysis identify the soils as a cambisol/brown earth (fBv) in the sense of the central european soil classification system.

In the sloping, only evidence of a Cv-horizon i. e. a weak developed Bsv-horizon could be identified.

Danksagung

Für die Unterstützung bei der Analytik danken wir Frau Simone Seefeldt, Herrn Christoph Kunkel (Univ. Greifswald) und Frau Karin Meisburger (Univ. München). Für die Unterstützung bei der Kernbohrung Püttberge sei den Herren Pierre Kliem (Schorfheide) und Markus Groß (Berlin) herzlich gedankt.

Literatur

BUSSEMER, S. (2005): Die Braunerde in ihrer nordbrandenburgischen Typusregion. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **12**, 1/2, S. 3-12, Kleinmachnow

BUSSEMER, S. (2007): Braunerden in subborealen und borealen Waldlandschaften (Fallstudien aus den Jungmoränengebieten Eurasiens). - Münchener Geogr. Abh. **A58**, S. 1-24, München

BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. & N. SCHLAAK (1993): Neue Erkenntnisse zur Beziehung von Relief und geologischem Bau der südlichen baltischen Endmoräne nach Untersuchungen auf der Neuenhagener Oderinsel. - Petermanns Geogr. Mitt. **137**, S. 227-239, Gotha

BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. & N. SCHLAAK (1998): Stratigraphie, Stoffbestand und Reliefwirksamkeit der Flugsande im brandenburgischen Jungmoränenland. - Petermanns Geogr. Mitt. **142**, S. 115-125, Gotha

HELBIG, H. (1999): Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. - Greifswalder Geogr. Arb. **17**, 110. S., Greifswald

HILGERS, A. (2007): The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European lowland reconstructed by optically stimulated luminescence dating. - Diss. Univ. Köln (unveröff.)

JÄGER, K.-D. & D. KOPP (1969): Zur archäologischen Profilaussage von Profilaufschlüssen norddeutscher Sandböden. - Ausgrabungen und Funde **14**, S. 121-128, Berlin

JÄGER, K.-D. & D. KOPP (1999): Buried soils in dunes of Late Vistulian and Holocene age in the northern part of Central Europe. - GeoArchaeoRhein **3**, S. 127-135, Münster

KAISER, K., JANKOWSKI, M. & A. HILGERS (2008): Spätglaziale Paläoböden im nördlichen Mitteleuropa: Eigenschaften und Potenziale zur Umweltrekonstruktion. - Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt **62**, S. 99-104, Wien

KAISER, K., HILGERS, A., SCHLAAK, N., JANKOWSKI, M., KÜHN, P., BUSSEMER, S. & K. PRZEGIETKA (im Druck): Palaeopedological marker horizons in northern central Europe – characteristics of Lateglacial Usselo and Finow soils. - Boreas, Oslo

KURZHALS, A. (1989): Untersuchungen auf den mesolithischen Fundplätzen bei Paplitz, Kr. Genthin. - Ausgrabungen und Funde **34**, 4, S. 160-166, Berlin

LORENZ, S. (2007): Die spätpleistozäne und holozäne Gewässernetzentwicklung im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs. - Diss. Math.-Nat. Fakultät der Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald (unveröff.)

SCHIRMER, W. (1999): Dune phases and soils in the European sand belt. - GeoArchaeoRhein **3**, S. 11-42, Münster

SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. - Berliner Geographische Arbeiten **76**, S. 1-145, Berlin

SCHLAAK, N. (1997): Äolische Dynamik im brandenburgischen Tiefland seit dem Weichselspätglazial. - Arbeitsberichte, Geographisches Institut der Humboldt-Universität zu Berlin **24**, S. 1-58, Berlin

SCHLAAK, N. (1998): Der Finowboden – Zeugnis einer grabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. - Münchener Geographische Abhandlungen **A49**, S. 143-148, München

SCHLAAK, N. (1999): Aeolian sand profiles and palaeosoils of the Glien plain in the northwest of Berlin. - GeoArchaeoRhein **3**, S. 97-105, Münster

Soil Survey Staff (1998): Keys to Soil Taxonomy, 8th ed, United States Department of Agriculture. Internet-Ver-

sion, <http://www.statlab.iastate.edu/soils/keytax/Keys-toSoilTaxonomy1998.pdf>

TERBERGER, T., DE KLERK, P., HELBIG, H., KAISER, K. & P. KÜHN (2004): Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **54**, S. 138-175, Hannover

VAN DER HAMMEN, T. & B. VAN GEEL (2008): Charcoal in soils of the Allerød-Younger Dryas transition were the result of natural fires and not necessarily the effect of an extra-terrestrial impact. - *Geologie en Mijnbouw* **87**, S. 359-361, Amsterdam

WRB (2007): World Reference Base for Soil Resources 2006, first update 2007. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome

Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. Sixten Bussemer
Institut für Geographie und Geologie
Universität Greifswald
Friedrich-Ludwig-Jahnstr. 17a
17489 Greifswald

Dr. Norbert Schlaak
Landesamt für Bergbau, Geologie und
Rohstoffe Brandenburg
Inselstraße 26
03046 Cottbus

Dr. Peter Gärtner
Naturparkverwaltung Barnim
Wandlitzer Chaussee 55
16321 Bernau

Mitteilung aus dem Landesamt No. 222

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	16 (2009), 1/2	S. 87-93	5 Abb., 12 Lit.
------------------------------	---------	----------------	----------	-----------------

Neue Ergebnisse zum Nachweis neotektonischer Aktivitäten im Quartär des Tagebaus Welzow-Süd, Südbrandenburg

New results regarding proof of neotectonical activities in the Quarternary of the Welzow-Süd opencast mine, South Brandenburg

RALF KÜHNER

1. Einleitung

Der tektonische Rahmen im Süden Brandenburgs wird durch die NW-SE orientierten, subparallelen Bruchstörungen der Mitteldeutschen Hauptabbrüche bestimmt. Sie wirken als Scharnierbereich zwischen der Zentraleuropäischen Hebungszone im Süden und der Zentraleuropäischen Senke und trennen regional das Hebungsgebiet des Lausitzer Blocks im SW von der Niederlausitzer Senke im NE. Im Ergebnis mehrfacher Reaktivierungen wurde dieser variszisch angelegte Leistenschollenbau nachträglich durch zahlreiche Querstörungen in einzelne Teilblöcke zerlegt, die infolge wechselnder Beanspruchung eine weitere Segmentierung und Lageveränderung (u. a. KÖLBEL 1962, GÖTHEL & GRUNERT 1993, STACKEBRANDT et al. 1994) erfuhr. Die postkretazische Entwicklung kann nach KRENTZ & LAPP (2009) in drei Phasen unterteilt werden und begann mit einer bis ins Eozän andauernden Kompression. Während der sich anschließenden Dilatationsphase erfolgte in einer ersten, präoberoligozänen bis untermiozänen Etappe die Einsenkung bis 750 m tiefer Grabenstrukturen, die nach einer Ruhephase im Mittelmiozän von einer weiteren, mit vertikalen Versatzbeträgen bis ca. 20 m jedoch weitaus schwächeren, obermiozänen Etappe abgeschlossen wurde. In der dritten Phase verursachten dextrale Blockverschiebungen weitere Grabenbrüche bei Entwicklung negativer flower structures und führten zur Ausbildung charakteristischer en-echelon Störungen. Diese jüngsten Aktivitäten begannen im Pliozän und dauerten, wie die Bearbeitungen verschiedener Autoren (u. a. NOWEL 1972, 1975, THIEM 1989) zeigen, vermutlich bis ins Mittelpleistozän. Als Auslöser der subrezenten Bewegungen werden teletektonische Anregungen aus dem plattentektonischen Aktivitätsgebiet der Karpaten gesehen, die insbesondere entlang der Sudetenrandstörung auch durch

nachgewiesene bruchtektonische Bewegungen im Quartär zum Ausdruck kommen (STACKEBRANDT 2008).

2. Regionalgeologische Situation

Der hier im Fokus stehende Kauscher Graben stellt eine ca. 11 km lange, parallel zum Lausitzer Hauptabbruch angeordnete und, bezogen auf das Niveau des 2. Miozänen Flözkomplexes (2. MFK), bis 1800 m breite Grabenstruktur auf der Lausitzer Triasscholle dar. Er wurde erstmals von AHRENS & LOTSCH (1963) erwähnt und in den Folgejahren im Rahmen der Erkundung des Braunkohlenfeldes Welzow-Süd detailliert untersucht und beschrieben (SEIBEL 1998). Seine Anlage interpretiert GÖTHEL (1995) als Dilatationszone der SSW-NNE streichenden und den Kauscher Graben im NW begrenzenden Neupetershainer Störungszone, an der auch dextrale Versatzbeträge vermutet werden. Neotektonische Bewegungen innerhalb der Spremberg Formation, hauptsächlich aber während einer zweiten, in der Meuro Formation beginnenden Phase, führten zur Grabenbildung mit vertikalen Versatzbeträgen bis 38 m sowie zu faziellen Differenzierungen und Mächtigkeitsanomalien in sich syngenetisch entwickelnden Sedimentfolgen (SEIBEL 1998). Die quartäre Schichtenfolge im gegenwärtig aufgeschlossenen NW-Abschnitt des Kauscher Grabens wird durch einen großräumig verbreiteten, bis 45 m mächtigen, elsterzeitlichen Moränenkomplex dominiert (Abb. 1). Er ist selten kompakt ausgebildet und spaltet meist durch eingeschupptes Tertiärmaterial bzw. stark absetzige Sand- und Kieshorizonte in zahlreiche Einzelbänke auf. Im Liegenden tritt nahezu durchgängig ein dunkelbrauner bis schwarzbrauner Basisschluff aus „ausgeschmierten“ tertiären Schluffen auf, der mit scharfer Grenze unmittelbar der tertiären Schichten-

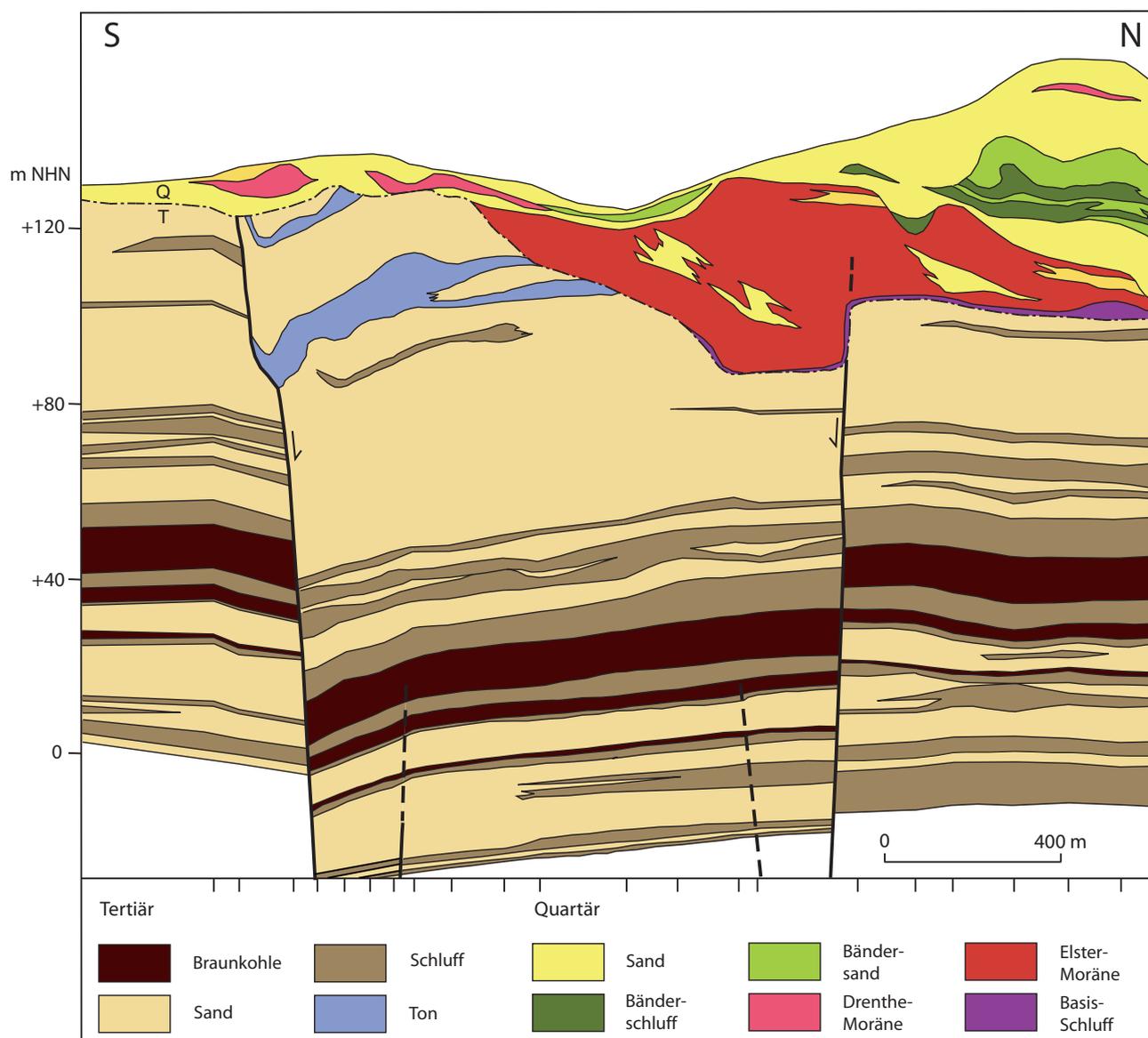


Abb. 1 Geologischer Schnitt durch den Kauscher Graben (nach SEIBEL & KÜHNER 2006)

Fig. 1 Geological section of the fault „Kauscher Graben“ (after SEIBEL & KÜHNER 2006)

folge aufliegt und mit einer unscharfen, durch Einschüppungen und Einpressungen charakterisierten Hangendgrenze in den überlagernden, basal als lodgement till entwickelten Geschiebemergel übergeht.

Die Quartärbasis bewegt sich nordöstlich des Kauscher Grabens im oberen Teil der Brieske Formation im Niveau um +100 m NHN. Unmittelbar über der NE-Störung taucht sie mit Absenkungsbeträgen bis 17 m steil ab und steigt im weiteren Verlauf, aber noch im Grabenbereich, allmählich auf Werte zwischen +120 und +130 m NHN in Richtung zur Welzower Tertiärhochfläche an. Dieses Niveau behält sie auch südwestlich des Grabens bei, wo sie sich bei vorwiegend flachwelliger Ausbildung stratigraphisch bereits im Bereich der obermiozänen Kiessande des Ältesten Senftenberger Elbelaufs bewegt. Über der SW-Flanke des Kau-

scher Grabens sind jedoch keine Beeinflussungen der Quartärbasis durch markante Niveauunterschiede erkennbar, da jüngere, vermutlich drenthezeitliche Erosionen eine großflächige Überprägung der elsterzeitlichen Sedimente verursacht und die originären Lagerungsverhältnisse vollständig zerstört haben.

Als zusätzliches, die Gestaltung der Quartärbasis über große Bereiche prägendes Element schneidet sich noch innerhalb der Grabenzone die Neupetershainer Rinne von Südost nach Nordwest ein. Sie folgt über eine Strecke von ca. 1 800 m in markanter Weise dem Verlauf des Kauscher Grabens, bevor sie den tektonisch vorgezeichneten Rahmen verlässt und scharf nach Norden umschwenkt. Die Neupetershainer Rinne wird als subglazial entstandene Erosionsstruktur aufgefasst, deren Füllung sich im Wesentlichen aus dem els-



terzeitlichen Moränenkomplex mit durchschnittlichen Mächtigkeiten zwischen 20 und 40 m, sandig-kiesigen Schmelzwasserschottern und kompakten, in die Rinne abgerutschten Schollen der Rauno Formation zusammensetzt. Ihre Basis ist bis auf +40 m NHN eingetieft und bewegt sich im Bereich Oberbegleiter des 2. MFK.

3. Neotektonische Lagerungsstörungen im Quartär

Die polygenetische Prägung der Quartärbasis schuf ein sehr wechselhaftes und durch hohe Niveauunterschiede gekennzeichnetes Relief, welches überwiegend erosiv in verschiedenen Phasen angelegt wurde, im NW-Teil der nordöstlichen Randstörung aber dennoch eine endogen initiierte Komponente erkennen lässt. In diesem Abschnitt taucht der unmittelbar an der Quartärbasis liegende Elster-Geschiebemergel auf kurze Entfernung in markanter, signifikant an den Verlauf der Störung gebundener Weise ab. Dabei ist im gesamten Bereich der Geschiebemergelverbreitung, über eine streichende Länge von ca. 2000 m, eine deutliche Korrelation zwischen den Absenkungsbeträgen Geschiebemergel-Basis, Quartär-Basis und Oberkante 2. MFK erkennbar, deren absolute Beträge nahezu identisch sind und eine Absenkung der nordöstlichen Grabenflanke nach bzw. während der Ablagerung des Elster-Geschiebemergels belegen. Die Oberkante des Moränenkomplexes ist durch jüngere Erosionen großflächig überprägt und nivelliert und erlaubt keine weiteren Angaben zum Zeitpunkt der Bewegung. Mit Sicherheit war sie saalezeitlich bereits abgeschlossen, da die Drenthe-Moräne vollkommen ungestört ist und in ihrer Ausbildung keinerlei Bezug auf die tektonischen Strukturen im Untergrund nimmt (Abb. 2).

Im Gegensatz zu den vorwiegend rupturrell ausgebildeten Störungsbahnen innerhalb der tertiären Schichtenfolge sind in den quartären Sedimenten lediglich flexurartige Formen entwickelt, mit denen Quartär- und Geschiebemergelbasis unmittel-

Abb. 2
Überlagerung der SW-Flanke des Grabens durch die ungestörte Drenthe-Moräne

Fig. 2
SW-fault overlaying with undisturbed Drenthian till



*Abb. 3
Dehnungsstruktur mit
verstürzten pleistozänen
Schmelzwasserschottern*

*Fig. 3
Extension structure,
filled with pleistocene
melt water sediments*

bar über der NE-Störung abtauchen. Die in den Sedimenten der Brieske Formation deutlich ausgebildete Bruchstörung „verliert“ sich bei Annäherung an die Quartärbasis in einer Zone aus schlierigen, intensiv durch Schleppung überprägten, jedoch noch autochthon anstehenden Tertiärsanden. Vermutlich lagen diese Bereiche während der Grabenbildung in einem wassergesättigten, plastischen Zustand vor und konnten, wie auch der überlagernde Moränenkomplex, nur durch Deformation auf die Absenkung reagieren.

Obwohl die Form der abtauchenden Geschiebemergelbasis starke Ähnlichkeiten mit den Flanken eingeschnittener Gla-

zialrinnen aufweist, können exarative bzw. erosive Ursachen als Initiator für die Eintiefung grundsätzlich ausgeschlossen werden, da sich, neben den durchgängig identischen Absenkungsbeträgen von Geschiebemergelbasis und Oberkante 2. MFK, der abgesenkte Moränenkomplex immer innerhalb der Grabenzone befindet und sich niemals über die NE-Störung hinaus verlagert. Ein weiterer Hinweis ist die adäquate lithologische Abfolge der quartären Sedimente mit dem kompakten lodgement till und seinem geringmächtigen Basisschluff. Sie lassen auch in ihrer lithofaziellen Ausbildung keine Unterschiede zwischen abgesenktem Teil und Normalablagerung erkennen; daneben fehlen die im Ba-

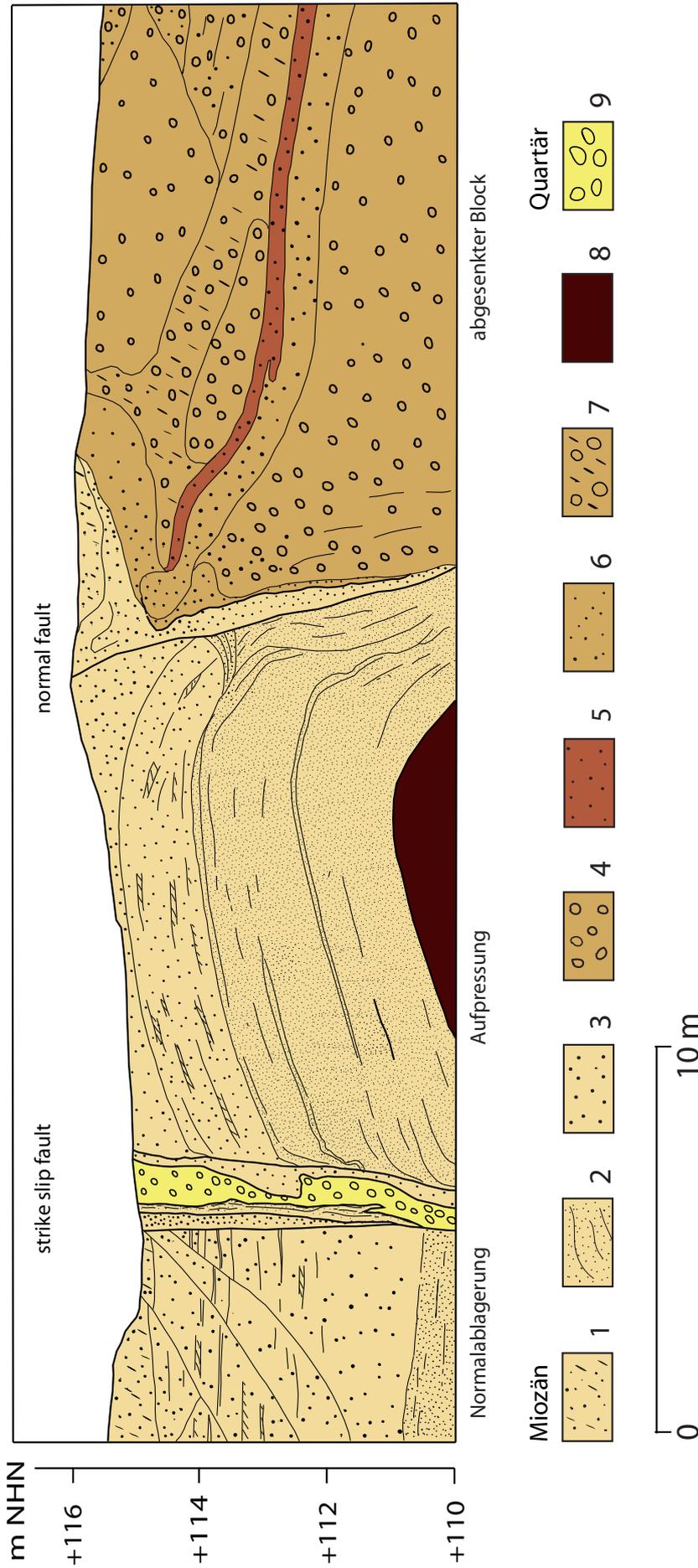


Abb. 4

Dehnungsstruktur und Aufpressung an der SW-Flanke des Kauscher Grabens

1- Mittel- bis Grobsand, schluffig; 2- Feinsand, schluffig-kohlige Lagen; 3- Mittelsand; 4- Feinkies, kohlig; 5- Grobsand, kohlig; 6- Grobsand; 7- Feinkies, schluffig; 8- Braunkohle, 1. MFK; 9- Feinkies, sandig, nordische Gerölle

Fig. 4

Extension structure and push up structure on the SW-fault of the Kauscher Graben

1- silty medium- to coarse-grained sand; 2- fine-grained sand with silty-coaly layers; 3- medium-grained sand; 4- fine-grained gravel; 5- coaly coarse-grained sand; 6- coarse-grained sand; 7- silty, fine-grained gravel; 8- lignite, 1st Miocene Lignite Seam; 9- sandy, fine-grained gravel, nordic pebbles

sis- oder Flankenbereich von Rinnen häufig anzutreffenden Auskolkungen mit groben Schmelzwassersanden, Steinen und Kiesen vollständig.

Die SW-Flanke des Kauscher Grabens ist durch jüngere Erosionen intensiv überprägt worden und lässt an der Quartärbasis keine signifikanten Niveauunterschiede mehr erkennen. In Zusammenhang mit der im Pliozän einsetzenden dextralen Seitenverschiebung kam es hier jedoch im Zuge der Dilatation zum Aufreißen einer tiefen, durchschnittlich 0,50 bis 0,90 m breiten und parallel zum Graben angeordneten Spalte (Abb. 3). Sie liegt etwa 20 m südwestlich der ersten, durch Versatz gekennzeichneten Randstörung und war an den Tagebauböschungen von der Quartärbasis (ca. +115 m NHN) bis +91 m NHN aufgeschlossen. Bislang konnte sie über eine streichende Länge von ca. 200 m verfolgt werden, wobei aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht geklärt ist, ob es sich um eine durchgehende Struktur oder ein System einzelner, nacheinander angeordneter Einzelstrukturen handelt. Die Spalte wird mit chaotisch verstürztem Sedimentmaterial der durchtrennten Horizonte gefüllt. Bemerkenswert ist das Auftreten pleistozäner Kiese und vereinzelter Gerölle aus nordischem Kristallin in der Spaltenfüllung. Sie lassen sich bis in ein Niveau um +102 m NHN nachweisen und belegen grundsätzlich das Andauern bzw. Aufleben tektonischer Aktivitäten im Quartär. Eine genaue stratigraphische Zuordnung des Materials ist jedoch nicht möglich, allerdings sind in Zusammenhang mit der Absenkung des elsterzeitlichen Moränenkomplexes an der NE-Flanke entsprechend gleichaltrige Schmelzwasserschotter zu vermuten.

Zwischen dieser Dehnungsstruktur und der Grabenhaupt-randstörung ist ein 20 bis 120 m breiter Sedimentblock eingespannt, der nicht in die Absenkung einbezogen wurde. Er musste jedoch im Zuge der Seitenverschiebung wechselnde Beanspruchungen durch Transpression und Trans-tension erfahren, die in entsprechenden, oft nebeneinander anzutreffenden Störungsbildern deutlich werden (Abb. 4). Kartierungen des im Niveau des 1. MFK aufgeschlossenen Kluftbereiches (FILLINGER 2009) zeigen vorwiegend rein dehnungsbedingte Strukturen. In den angrenzenden Sedimentkomplexen südlich der Kluft sind antithetische Flexuren (rollover) ausgebildet, nördlich bilden syn- und antithetische, im cm- bis dm-Bereich liegende Zweigabschiebungen und Staffelbrüche zahlreiche kleinere Grabenstrukturen. Daneben konnte nachgewiesen werden, dass die Dehnungsstruktur keine reine Extension widerspiegelt, sondern im Ergebnis horizontaler Blattverschiebungen (strike slip fault) entstanden sein muss. Dies wird in der unterschiedlichen faziellen und petrographischen Ausbildung der an die Störung angrenzenden lithologischen Einheiten deutlich, die besonders markant in der Ausbildung des 1. MFK in Erscheinung tritt. Während in der durch ein Zwischenmittel getrennten Unterbank eine Mächtigkeitserhöhung von 2,0 m auf 2,6 m zu verzeichnen ist, setzt sich die südlich der Störung aus einem ca. 0,40 m mächtigen Braunkohlenflöz gebildete Mittelbank nördlich mit einem gespaltenen, insgesamt 1,20 m

mächtigen Flöz fort (Abb. 5). Die Abschätzung des absoluten Verschiebungsbetrages ist jedoch problematisch, da in Hinblick auf die lateral sehr schnelle Veränderlichkeit im Aufbau des 1. MFK bereits wenige 10er Meter zu den ange-troffenen Unterschieden führen können. Die begleitenden, relativ monoton aufgebauten marinen Fein- und Mittelsande lassen keine augenscheinlichen faziellen Unterschiede erkennen, die Horizontalverschiebung deutet sich hier aber durch einen auffälligen Farbwechsel in den Sanden nördlich und südlich der Kluft an.

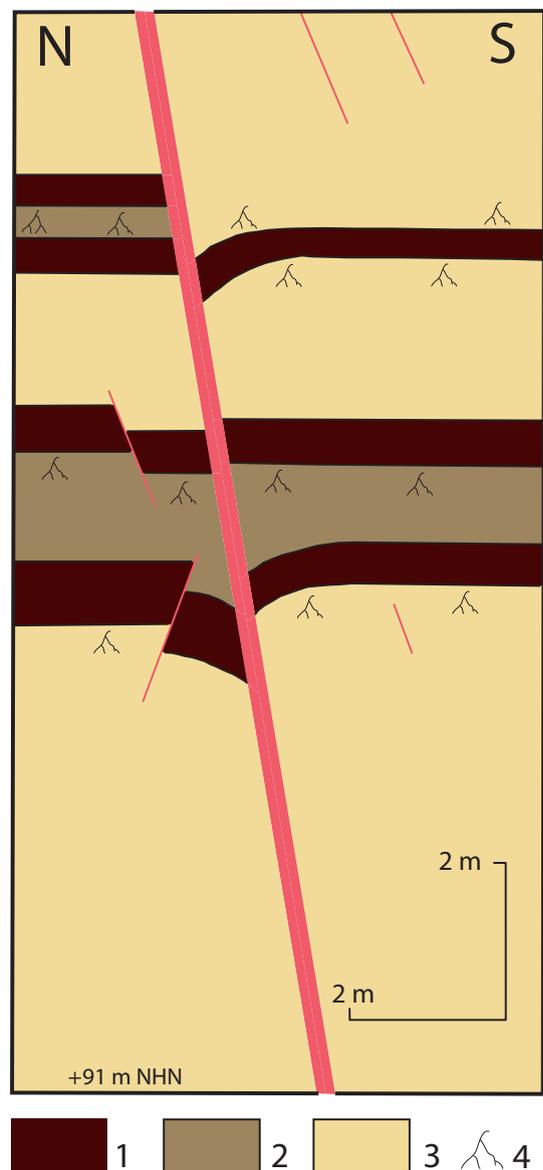


Abb. 5
Dehnungsbedingte Strukturen im Bereich des 1. MFK (nach FILLINGER 2009)

1- Braunkohle des 1. MFK; 2- Feinsand, kohlig; 3- Mittelsand; 4- Wurzelhorizont

Fig. 5

Extensional structures in the range of the 1st Miocene Lignite Seam (after FILLINGER 2009)

1- 1st Miocene Lignite Seam; 2- fine grained sand, coally; 3- medium grained sand; 4- rooted bed

Zusammenfassung

Die gegenwärtigen Aufschlüsse im Tagebau Welzow-Süd belegen eine neotektonische Aktivität im Zeitraum Elster-Glazial bis Saale-Frühglazial und bestätigen somit entsprechende, überregionale Modellvorstellungen. Im Ergebnis dextraler Transtension wurden die tertiären Schichten einschließlich der Elster-Moräne bis zu 17 m abgesenkt. Dehnungsstrukturen an der SW-Flanke des Kauscher Grabens enthalten grobe Schmelzwasserschotter mit nordischen Geröllen und beweisen ihre Öffnung während des Pleistozäns. Zusätzlich können durch faziell unterschiedlich aufgebaute Sedimentkomplexe vor und hinter der Störung Horizontalverschiebungen nachgewiesen werden.

Summary

The currently outcrops in the Welzow-Süd opencast mine prove neotectonical activities in the period from the Elsterian Glacial up to the Early Saalian and approve, consequently, supra-regional conceptions. As a result of dextral transtensions tertiary sediments -including the Elsterian till- have been sunken up to 17 m. Pleistocene melt water sediments and nordic pebbles in the filling of extension structures at the SW-fault of the Kauscher Graben show their opening during Pleistocene impressively. Additionally it is possible to prove horizontal displacements by facially differently structured sediment complexes before and behind the fault.

Literatur

- AHRENS, H. & D. LOTSCH (1963): Tektonische Bewegungen im Tertiär der zentralen Niederlausitz. - *Geologie* **12**, S. 833-841, Berlin
- FILLINGER, E. (2009): Geologische Verhältnisse des Kauscher Graben im Tagebau Welzow-Süd. - Kartierungspraktikum III, Institut für Geologie, Technische Universität Bergakademie Freiberg, 64 S., Freiberg (unveröff.)
- GÖTHEL, M. (1995): Geologische Untersuchung zum tieferen Liegenden des 2. Lausitzer Flözes. - Abschlussbericht, Gesellschaft für Montan- und Bautechnik mbH, 53 S., Senftenberg (unveröff.)
- GÖTHEL, M. & K. GRUNERT (1993): Neue Erkenntnisse aus der Braunkohlenerkundung zum Präkänozoikum der Lausitz. - *Natur u. Landschaft i. d. Niederlausitz* **14**, S. 35-56, Cottbus
- KÖLBEL, F. (1962): Das Prätertiär von Südbrandenburg. - *Geologie* **11**, 10, S. 1113-1132, Berlin
- KRENTZ, O. & M. LAPP (2009): Bruchtektonik. - In: Vattenfall Europe Mining AG (Hrsg.): Die geologische Entwicklung der Lausitz. - Manuskript, Cottbus (unveröff.)

- NOWEL, W. (1972): Neue Erkenntnisse über endogen-tektonische Lagerungsstörungen im Niederlausitzer Braunkohlenrevier. - *Z. angew. Geol.* **18**, 3, S. 114-117, Berlin
- NOWEL, W. (1975): Die Störungszone von Calau-Plieskendorf-Buchwäldchen. - *Z. geol. Wiss.* **3**, 6, S. 741-753, Berlin
- SEIBEL, B. (1998): Das Störungssystem Kauscher Graben im Tagebau Welzow-Süd. - Arbeitsbericht BG 2-2/98, LAUBAG Hauptverwaltung HA Geotechnik, Senftenberg (unveröff.)
- STACKEBRANDT, W. (2008): Zur Neotektonik der Niederlausitz, Ostdeutschland. - *Z. dt. Ges. Geowiss.* **159**, 1, S. 117-122, Stuttgart
- STACKEBRANDT, W., SCHWAB, G. & H. BEER (1994): Zur strukturellen Position und Entwicklung des Raumes Lübbenau-Forst in postvariszischer Zeit. - *Brandenburg. geowiss. Beitr.* **1**, 1, S. 2-6, Kleinmachnow
- THIEM, G. (1989): Beitrag zum Nachweis endogener Tektonik in pleistozänen Ablagerungen der Niederlausitz. - *Freiberger Forschungshefte* **C434**, S. 48-58, Leipzig

Anschrift des Autors:
Dipl.-Ing.(FH) Ralf Kühner
Vattenfall Europe Mining AG
Vom-Stein-Straße 39
03050 Cottbus
ralf.kuehner@vattenfall.de

Anmerkung der Redaktion:

Der lokale Nachweis von jungen, quartärzeitlichen Störungsaktivitäten im Bereich des Kauscher Grabens ist von überregionaler Bedeutung. Hier vollzieht sich im Einflussbereich der altangelegten Störungszonen der Mitteldeutschen Hauptabbrüche und seiner Begleitstrukturen der Übergang von der sich neotektonisch erneut einsenkenden Mitteleuropäischen Senkungszone (Central European Subsidence Zone) zu der südwestlich vorgelagerten Hebungszone (vgl. Stackebrandt, 2004). Die nachgewiesenen neotektonischen Aktivitäten im Bereich des Kauscher Grabens bestätigen, dass dieser Bewegungsausgleich zwischen sich einsenkender und sich hebender Scholle nicht nur epirogenetisch, sondern auch bruchtektonisch von statten geht.“

WS

Buchbesprechung

BORNEMANN, O., BEHLAU, J., FISCHBECK, R., HAMMER, J., JARITZ, W., KELLER, S., MINGERZAHN, G. & M. SCHRAMM (2008): **Standortbeschreibung Gorleben, Teil 3: Ergebnisse der über- und untertägigen geologischen Erkundung des Salinars.** - Geol. Jb. C 73, 211 S., 50 Abb., 7 Tab., 7 Beilagen, Hannover (Schweizerbart) ISBN 978-3-510-95964-8; 64,00 Euro

Nach den bereits 2007 erschienenen Teilen 1 und 2 der Standortbeschreibung Gorleben, die die Hydrogeologie des Deckgebirges bzw. die Geologie des Deck- und Nebengebirges des Salzstocks Gorleben zum Gegenstand hatten, liegen nunmehr in Teil 3 der auf vier Bände angelegten Dokumentation die Ergebnisse der über- und untertägigen Erkundung des Salinars vor.

Die Erkundung des Salzstocks Gorleben erfolgte 1979 bis zum Beginn des politisch bedingten Moratoriums im Jahr 2000. Da die untertägige Erkundung unterbrochen werden musste, kann die Darstellung hinsichtlich einer Gesamtbewertung des Salzstocks und einer sich daraus ergebenden geowissenschaftlichen Eignungsaussage noch nicht vollständig sein.

In diesem Band werden sowohl die wesentlichen geologischen Untersuchungen des Salinars zusammenfassend dargestellt als auch hinsichtlich ihrer Auswirkungen auf die Langzeitsicherheit für das geplante Endlager für radioaktive Abfälle bewertet. Im Ergebnis der geologisch-tektonischen Kartierung der Schächte, untertägigen Strecken und Kammern im Salzstock Gorleben, vielfältigen mineralogisch-geochemischen Untersuchungen, elektromagnetischen Reflexionsmessungen etc. wurde durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) ein geologisches 3D-Lagerstättenmodell erstellt.

Zeitlicher Ablauf und Ziele der Erkundungsarbeiten werden in Kapitel 2 beschrieben, wobei besonders ausführlich Anlage und Ergebnisse der übertägigen Bohrungen mit Aufschlüssen im Salinar dokumentiert werden. Es erfolgt eine Darstellung und Diskussion der ermittelten Eindringtiefen von Deckgebirgswässern unterhalb des Salzspiegels und durch den Ablaugungsprozess verursachten lithologischen Veränderungen in den anstehenden Gesteinen.

Weiterhin ist in diesem Kapitel die untertägige Kartierung der Schachtstöße sowie Strecken und Kammern beschrieben, die in besonders sensiblen Bereichen wie z. B. Flözdurchgängen in Maßstäben bis zu 1 : 25 stattfand. Die Kartierungsergebnisse wurden digital in Horizontalprojektionen übertragen und von der BGR in das Lagerstättenmodell aufgenommen. Eine zusätzliche Kartierung unter UV-Licht erfolgte in Bereichen von Kohlenwasserstoffvorkommen im Hauptsalz der Staßfurt-Folge und ermöglichte eine Unterscheidung der Fluoreszenz-Intensitäten in vier Klassen.

Zur Untersuchung geoelektrischer Diskontinuitäten und damit lithostratigraphischen Grenzen bzw. petrophysikalischen Heterogenitäten wurden elektromagnetische Reflexionsmessungen durchgeführt, wie sie in der Steinsalz- und Kaliindustrie seit Jahrzehnten Stand der Technik sind und deren Auswertung die gesuchten Grenzen sicher erkennen lässt. Als Ergänzung zu dieser Methode wurden in den übertägigen Erkundungsbohrungen Hochfrequenz-Absorptionsmessungen durchgeführt.

Die ebenfalls in Kapitel 2 dargestellten mineralogisch-geochemischen Untersuchungen zielten auf die Bestimmung des qualitativen und quantitativen Mineralbestandes sowie insbesondere auf die Bestimmung der Bromidgehalte in den Salzgesteinen ab.

Kapitel 3 fasst die Ergebnisse der Salzstockerkundung bezüglich Aufbau, Verbreitung und Genese des Hutgesteins unter Berücksichtigung der kretazischen, tertiären und quartären Subrosion zusammen und beschreibt Zusammensetzung und strukturellen Bau des Salinars. Im Ergebnis der Bohrkernuntersuchungen aus dem Hutgestein können lithologisch gut unterscheidbare Ablaugungsgesteine ausgehalten werden, aus denen sich Ausmaß und zeitliche Entwicklung des Salzstockhuts und damit verbunden des Subrosi-

onsgeschehens ableiten lassen. Ablaugungsraten bzw. die Größe abgelaugter Salz mengen werden anhand der abgeteufeten Bohrungen quantifiziert, die bildlichen Darstellungen ausgewählter Bohrkerne mit der Grenze Salinar/Hutgestein visualisieren die Auswirkungen dieser rekonstruierten Veränderungen sehr anschaulich.

Zusammensetzung und strukturellem Bau des Salinars wird im vorliegenden Band breiter Raum gewidmet und neben Stratigraphie und Petrographie der Gesteine von Staßfurt-, Leine- und Aller-Folge werden die Großfalten des Salzstocks diskutiert und die strukturgeologische Bearbeitung der Schächte und einzelnen Erkundungsbereiche ausführlich dargestellt.

Der in Teilbereichen erarbeiteten neuen feinstratigraphischen Gliederung der Zechstein-Folge kommt eine überregionale Bedeutung zu, sie kann mit nur geringen Einschränkungen für das gesamte Zechsteinbecken Anwendung finden.

In Kapitel 4 erfolgt eine zusammenfassende Bewertung der Untersuchungsergebnisse. Danach befinden sich an der Basis des Salinars die weitgehend horizontal gelagerten Schichten des Rotliegend und der Werra-Folge (z1).

Darauffolgend wird die Struktur Gorleben in zwei Deformationsbereiche eingeteilt. Die Kernzone mit dem Staßfurt-Hauptsalz (z2HS) stellt den halokinetisch aktivsten Teil dar, dessen sedimentäre Charakteristika durch den Salzaufstieg fast völlig zerstört wurden. Umgeben wird diese Zone von den jüngeren, intensiv verfalteten Schichtfolgen der Leine- und Aller-Serien (z3, z4), die auch den Fuß der Struktur bilden. Diese legten nur geringe Wegstrecken zurück, ihre sedimentären Merkmale sind zumeist erhalten geblieben. Den Übergangsbereich zwischen diesen beiden Zonen bildet das Kaliföz Staßfurt, das die unterschiedlichen Bewegungen der beiden Zonen durch extreme Ausdünnung bzw. Anstauung und Verfaltung kompensiert. Die Mächtigkeiten sind mit 700-950 m für die Staßfurt-Folge, ca. 320 m für die Leine-Folge und ca. 60 m für die Aller-Folge abgeschätzt, unterliegen aber je nach salztektonischer Position erheblichen Schwankungen.

Die detaillierte stratigraphische Gliederung bildet die Voraussetzung für eine die geologische Barriere schonende Auffahrung geplanter Erkundungs- und Endlagerstrecken.

Trotz der noch nicht abgeschlossenen Erkundung kann nach den bisherigen Untersuchungen festgestellt werden, dass aus geowissenschaftlicher Sicht keine Erkenntnisse aus dem Salinar vorliegen, die gegen die Eignung des Salzstocks Gorleben für eine Endlagerung radioaktiver Abfälle sprechen. Das ungeklüftete und ungestörte Hauptsalz der Staßfurt-Folge steht in ausreichendem Maß als potentielles Wirtsgestein für eine Endlagerung zur Verfügung.

An der Gesamtpublikation hervorzuheben ist die qualitativ gute Ausstattung des Bandes mit detaillierten Schnittdarstellungen und aussagekräftigen Fotos. Die sieben teils großformatigen Anlagen illustrieren die textlichen Beschreibungen zusätzlich und dürften auch dem Nichtfachmann den Umfang und die Komplexität der durchgeführten Untersuchungen sowie die aus ihnen gezogenen Schlussfolgerungen anschaulich verdeutlichen.

Sehr zu begrüßen ist auch die Aufzählung der dieser Publikation zugrundeliegenden zahlreichen unveröffentlichten Berichte in einem zweiten Literaturverzeichnis.

Der vorliegende Band 3 der „Standortbeschreibung Gorleben“ liegt in Bezug auf Qualität und Kompaktheit der Darstellung auf dem gleichen hohen Niveau wie die bereits erschienenen Bände. Er ist damit von grundlegender Bedeutung für die Bewertung der geologischen Erkundungsarbeiten für den Salzstock Gorleben insgesamt wie auch als Dokumentationsmaterial für die in der Öffentlichkeit kontrovers geführte Diskussion um den Endlagerstandort Gorleben.

Thomas Höding

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	16 (2009), 1/2	S. 95-105	10 Abb., 15 Lit.
------------------------------	---------	----------------	-----------	------------------

Zur geologischen Beurteilung der Hangrutsche in Oderberg (Ostbrandenburg) – ein Geländereport

The geological assessment of landslides in Oderberg (eastern Brandenburg) – a field report

WERNER STACKEBRANDT, NORBERT HERMSDORF, NORBERT SCHLAAK & ANDREAS SIMON

1. Einführung

Hangrutsche stellen insbesondere in bebauten Gebieten ein Gefährdungspotenzial dar. Sie treten nicht nur in jungen Gebirgen, sondern auch in Böschungsbereichen Norddeutschlands auf. Allgemein bekannt sind die Küstenabbrüche an Nord- und Ostsee (NIEDERMEYER 2006, OBST & SCHÜTZE 2006). Abbruchgefährdet sind jedoch auch Steilböschungsbereiche im norddeutschen Binnenland, wie beispielsweise im Bereich des Odertals. Die hier stattgefundenen aktuellen Hangrutsche aus dem Jahr 2008 in Oderberg (Landkreis Barnim) haben die Sicherheit von Anwohnern maßgeblich gefährdet. Sie waren Anlass für Vorort-Begehungen zu ihrer Beurteilung durch das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LBGR). Der hier vorgelegte

Geländereport stellt einige dieser Ergebnisse vor, insbesondere hinsichtlich der Darstellung der geologischen Gesichtspunkte dieser Hangrutsche. Grundlage dieses Reports bilden eigene Geländebeobachtungen, die um Ergebnisse aus ingenieurgeologischen Gutachten, älteren geologischen Kartierungen sowie bereits vorliegenden Bohrungsbefunden erweitert wurden. Eine tiefgründige Neukartierung konnte aus Kapazitätsgründen nicht erfolgen.

In die Bewertung der aktuellen Hangrutsche wurden auch die benachbarten, durch Talungen voneinander getrennten Steilböschungsbereiche von Oderberg (Abb. 1) einbezogen, um einerseits das Gefährdungspotenzial insgesamt besser abschätzen und darüber hinaus mögliche Differenzierungen, die sich aus den variierenden konkreten geologischen Situationen ergeben, erkennen zu können.



Abb. 1

Das dreigeteilte Untersuchungsgebiet: Böschungsbereiche (1) am Geisberg, (2) am Albrechtsberg und (3) im Bereich der Berliner Straße

Fig. 1

The investigation area contains of three parts: embankments (1) area Geisberg, (2) area Albrechtsberg, (3) area Berliner Straße

2. Zur Geologie und Landschaftsgenese des Untersuchungsgebietes

Brandenburg erhielt seine jüngere landschaftsgenetische Prägung durch die nordeuropäische Vereisung. Die Genese seiner glazialgeologischen Strukturen ist nur im Verbund mit dieser überregionalen Entwicklung zu verstehen. Zusammenfassende Beschreibungen erfolgten u. a. durch LIPPSTREU (1995) und STACKEBRANDT et al. (2004). Die Region um Oderberg gehört dem durch die weichselglazialen Vorstöße geprägten norddeutschen Jungmoränengebiet an.

Das engere, in Abbildung 1 vorgestellte Untersuchungsgebiet weist einen zweigeteilten geologischen Aufbau auf (Abb. 2, Detail aus GK 25, Blatt Oderberg). So wird zum

ckung wieder ihren Weg in Richtung Ostsee bahnen können und ist trotz älterer Anlage in ihrer jetzigen Form daher ein nach geologischen Kriterien sehr junger Fluss. Der hier besonders interessierende Übergangsbereich von der Hochfläche zur Oderaue ist das Ergebnis der erosiven Tätigkeit der Oder, deren ursprüngliches Flussbett bis zur friderizianischen Laufverkürzung direkt vor der Stadt Oderberg lag und hier einen typischen Prallhang ausbildete.

Laufverlegungen, engräumiger Wechsel von fein- und grobklastischen Bildungen und häufiges Auftreten von Erosionsformen sind mit den zahlreichen Hochflutereignissen der Oder verbunden. Pollenanalysen (STRAHL in SCHLAAK et al. 2003, STRAHL 2008a-c) belegen, dass in weiten Teilen des Oderbruchs die oberen 7 bis 10 m Sediment aus mehreren

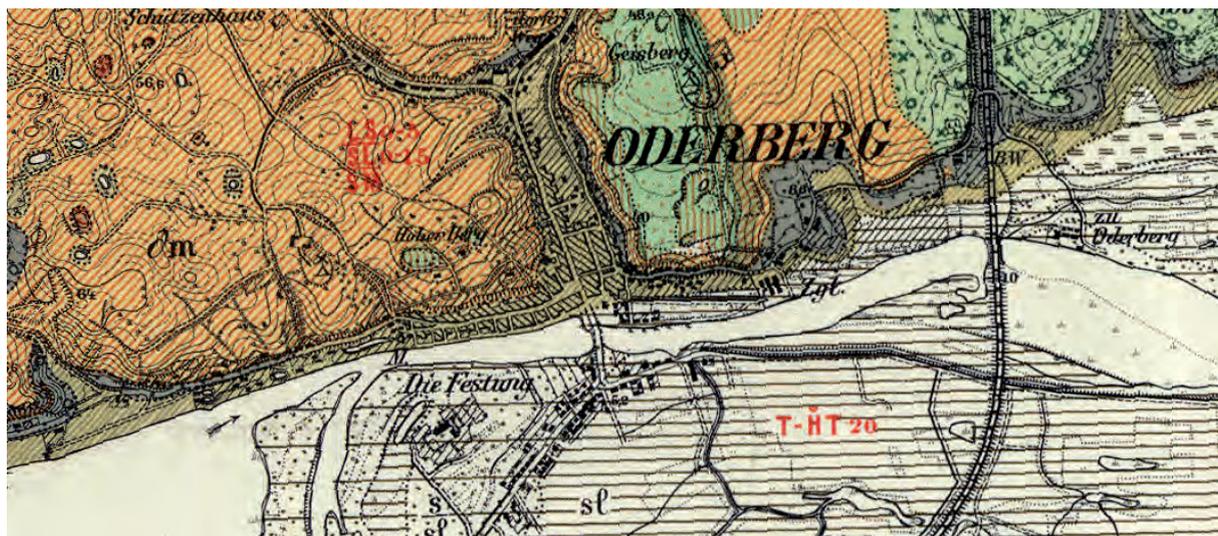


Abb. 2 Regionalgeologische Position der Stadt Oderberg (nach GK 25, Blatt Oderberg, 1891/94)

Fig. 2 Regional geological position of the Oderberg area (geological map 1 : 25 000, sheet Oderberg, 1891/94)

Einen der Hochflächenbereich durch eine typische Grundmoränenlandschaft im Hinterland der weichselzeitlichen Pommerschen Eisrandlage (Pommern Phase, qw2) geprägt. Eine mehrere Meter mächtige Grundmoräne wird hier von Schmelzwassersanden unterlagert. Die der Grundmoräne zugehörige Endmoräne bildet die morphologisch markante Pommersche Eisrandlage, die im näheren Umfeld von Chorin nach Liepe (Teufelsberg) und von hier aus nach Süden zur Neuenhagener Oderinsel bei Schiffmühle verläuft. Die Entfernung des Untersuchungsgebietes zu den westlich und südlich gelegenen Blockpackungen der Endmoräne beträgt nur 2 bis 5 km.

Zum Anderen fällt südöstlich der Hochfläche das Gelände steil ab und geht fast unvermittelt in die Oderaue über. Als jüngere geologische Bildungen treten hier vorwiegend spätpleistozäne und holozäne fluviatile Sedimente sowie Sedimente aus Stillwasserbereichen auf. Die Oder hat sich erst nach dem Rückschmelzen der weichselzeitlichen Eisbede-

aufeinanderfolgenden Sedimentationszyklen bestehen, was zu einer sukzessiven Aufhöhung des Bruchs führte. Im tiefsten Teil des Oderbruchs, dem Niederoderbruch, entwickelte sich hingegen bereits vor 10 000 Jahren unter einem permanent hohen Wasserstand eine weitflächige Moorlandschaft. Bis zur künstlichen Laufverlegung der Oder von 1753 unter Friedrich II. und einer wirksamen Eindeichung führte der Lauf der Oder um den Neuenhagener Sporn herum und an Oderberg vorbei nach Osten, ehe sie ihre generelle Fließrichtung nach NNE wieder aufnahm. Die sich bis zur Laufverlegung entwickelte Prallhangsituation bei Oderberg tritt noch heute im Bereich des Ortskerns am Albrechtsberg und am Geisberg deutlich in Erscheinung.

Abb. 3 Historische topographische Karten der Region Oderberg

Fig. 3 Historic topographic maps of the Oderberg area



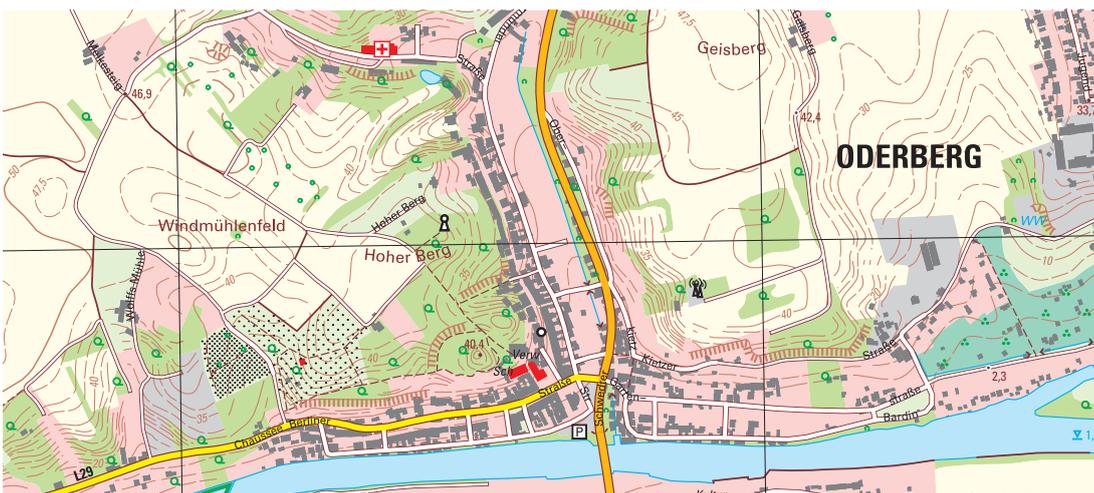
3a)
Ausschnitt
aus der
Schmettau'schen
Karte von 1767
3a)
detail of the
Schmettau map;
1767



3b)
Ausschnitt aus
dem Urmess-
tischblatt von
1844
3b)
detail of the
original topo-
graphic map;
1844 (ordnance
map)



3c)
Ausschnitt aus
dem Messtisch-
blatt 3150, Blatt
Oderberg; 1891
3c)
detail of the
topographic
map, sheet
Oderberg; 1891



3d)
Ausschnitt TK 10,
Ausgabe 2007
3d)
detail of the
topographic map
1 : 10 000; edi-
tion 2007

Seit der tiefgreifenden Ausräumung des Oderbruchs vor ca. 12 000 Jahren, bei dem sich die Oder auf den gefallen Meeresspiegel im Gebiet des heutigen Ostseebeckens einstellte und dabei rückschreitend erodierte, erfolgte eine schrittweise Auffüllung des Oderbruchbeckens bis auf das heutige Niveau (vgl. BROSE 2003). Daneben sind durch die periglaziären Umlagerungssedimente und Abschlämmsmassen, die sich teils streifenförmig, teils als Schüttungsfächer entlang und vor der Steilböschung ausbildeten, morphologische Auftragungen im Auenbereich entstanden. Neben dem durch Materialumlagerungen charakterisierten Feinrelief beeinflusste der schwankende Wasserspiegel in der Oderaue sowohl die historische als auch die aktuelle Bebauung Oderbergs. Die Schmettau'sche Karte von 1767 (Ausschnitt s. Abb. 3a) zeigt die Situation 14 Jahre nach Öffnung des Oderdurchstichs zwischen Güstebieser Loose und Hohenwutzen: Der alte Oderlauf ist noch bedeutend breiter abgebildet als der neue (künstliche) Oderstrom; darüber hinaus existieren zahlreiche verwilderte Flussläufe im Niederoderbruch. Der Ortskern befindet sich zum größten Teil auf umgelagerten Sedimenten eines N-S verlaufenden Periglazialtals sowie (zu geringeren Teilen) auf Auensedimenten der Alten Oder und auf Abschlämmsmassen der nördlich anschließenden Grundmoränenplatte bzw. eines N-S verlaufenden Periglazialtals. Ein untergeordneter Teil der Bausubstanz steht auf dem Hochflächenrand.

Unterschiedlich alte topographische Karten belegen die Bebauung Oderbergs seit dem 18. Jahrhundert. Ursprünglich konzentrierte sich die Siedlung oberhalb der Flussaue entlang des Taleinschnitts Richtung Neuendorf/Angermünde und entlang des Hangweges Bardin (Abb. 3 a-d). Die Schmettau'sche Karte zeigt, dass der heute südlich der Oder-Havel-Wasserstraße gelegene Stadtteil Oderbergs im Auenbereich bei 2 bis 3 m ü. HN noch nicht existierte; ebenso fehlte noch die Prallhang-nahe Bebauung östlich des Periglazialtals (heutige Puschkin-, Garten- und Kietzer Straße). Die Bebauung der tiefstgelegenen Auenbereiche war sicher erst mit Fertigstellung der Staustufe Hohensaaten ab 1913 möglich, die seit dieser Zeit den Pegel der Oder-Havel-Wasserstraße bei 1,2 m ü. HN hält. Die Straße Oberkietz und der heutige Wanderweg Bardin waren in der Vergangenheit eine durchgängige Landstraße (Abb. 3c).

Mit hoher Wahrscheinlichkeit wurden Teile der Straße auf einer bereits existierenden Verebnung am Hang angelegt, die durch Abgleiten größerer Bruchschollen auf natürlichem Wege entstanden war. Es ist davon auszugehen, dass beim Abgleiten bzw. Absetzen der großen Bruchscholle(n) zahlreiche Scherfugen und Klüfte neu entstanden sind, die die Mobilität des Materials in der Folgezeit weiter erhöhten. Noch in der TK 50 (Ausgabe Volkswirtschaft, AV) von 1978 ist die auf dieser Verebnung geführte Straße dargestellt. Die TK 10 von 1982 (AV) verzeichnet hier bereits nur noch einen Fußweg. Heute ist der ehemalige Trassenverlauf durch weitere Hangrutsche zerstört, die vorhandenen Reste reich(ten) gerade noch für den bereits genannten schmalen Wanderweg (Abb. 3d).

Mit den Eindeichungen und der Regulierung des Grundwasserspiegels konnte auch die angrenzende Oderaue be-

baut werden. So sind in den Kartendarstellungen zunehmend Bauwerke im Nahbereich der Steilböschung zu finden. Vermutlich wurde in Verbindung mit den einsetzenden Baumaßnahmen Material aus dem Hangfuß entnommen (Sande als Zuschlagstoff, zusätzlicher Platzgewinn z. B. für Nebengelasse), was zu einer Reaktivierung von Hangrutschungen geführt haben könnte.

2.1 Die geologische Situation an ausgewählten Steilhangstandorten Oderbergs

2.1.1 Geisberg

Der Steilhang im Bereich des Geisbergs oberhalb der aktuellen Abbrüche in der Gartenstraße gelegen, wird nach Kleingeschiebezählungen und der regionalgeologischen Situation von einem 5 bis 8 m mächtigen weichselzeitlichen Geschiebemergel der Pommern Phase (qw2), der von Schmelzwassersanden unterlagert wird, aufgebaut. Er weist einen relativ hohen Feinanteil (Ton/Schluff) und hier wiederum einen hohen Anteil an quellfähigen Tonmineralen auf (LUCKERT 2008).

Während die Schmelzwassersande im Geländeanschnitt möglicherweise rutschungsbedingt kaum Sedimentations- und Deformationsstrukturen erkennen lassen und mehr oder weniger massig ausgebildet sind, weist der darüber liegende Geschiebemergel in unterschiedlicher Intensität offene Klüfte und Spalten auf. Vorzugsorientierung hierfür ist bei steilem Einfallen Ost-West, mit Abweichungen in beide möglichen Richtungen. Ein zweites Orientierungsmaximum verläuft \pm Nordwest-Südost (Abb. 4). Die Anlage bzw. Vorzeichnung dieser Kluftsysteme hängt einerseits mit der Bildung des hier anstehenden Geschiebemergels zusammen. Die Ost-West orientierten Klüfte sind darüber hinaus durch die einseitige Entlastung beim Einschneiden der Talaue und intensiver lateraler Prallhang-Erosion unter Dehnungsbeanspruchung geraten, wodurch sie zu Störungsflächen „zusammenwachsen“ konnten und sich teilweise zu offenen Spalten weiterentwickelten. Diese Klüfte sind das primäre Flächeninventar zur Bildung und Ausgestaltung der Trennflächen, die für die Genese der gravitativen Gleitschollen verantwortlich sind. Den Vorgang der Gleitschollenentwicklung veranschaulicht Abbildung 5, während Abbildung 6 den spektakulären Hangrutsch oberhalb der Gartenstraße zeigt.

Ausschlaggebend dafür ist die Unterschneidung des Hanges durch die bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts hier fließende Oder und das dadurch bedingte gravitative Ungleichgewicht, das durch Massenverlagerungen wieder ausgeglichen wird.

Auch dieser Massenausgleich ist ein natürlicher Vorgang und an allen erosiven oder künstlichen Steilkanten zu beobachten. Die Intensität des Reliefausgleichs wird durch die Art und Festigkeit des Substrats, dessen Gefüge, die Bodenfeuchtigkeit und Grundwasserdynamik, die Niederschlagsverhältnisse (insbesondere Starkregenereignisse) und das Klima, den Bewuchs, mögliche Erschütterungen etc. bestimmt. Hinzu kommt die südliche Hangexposition und der

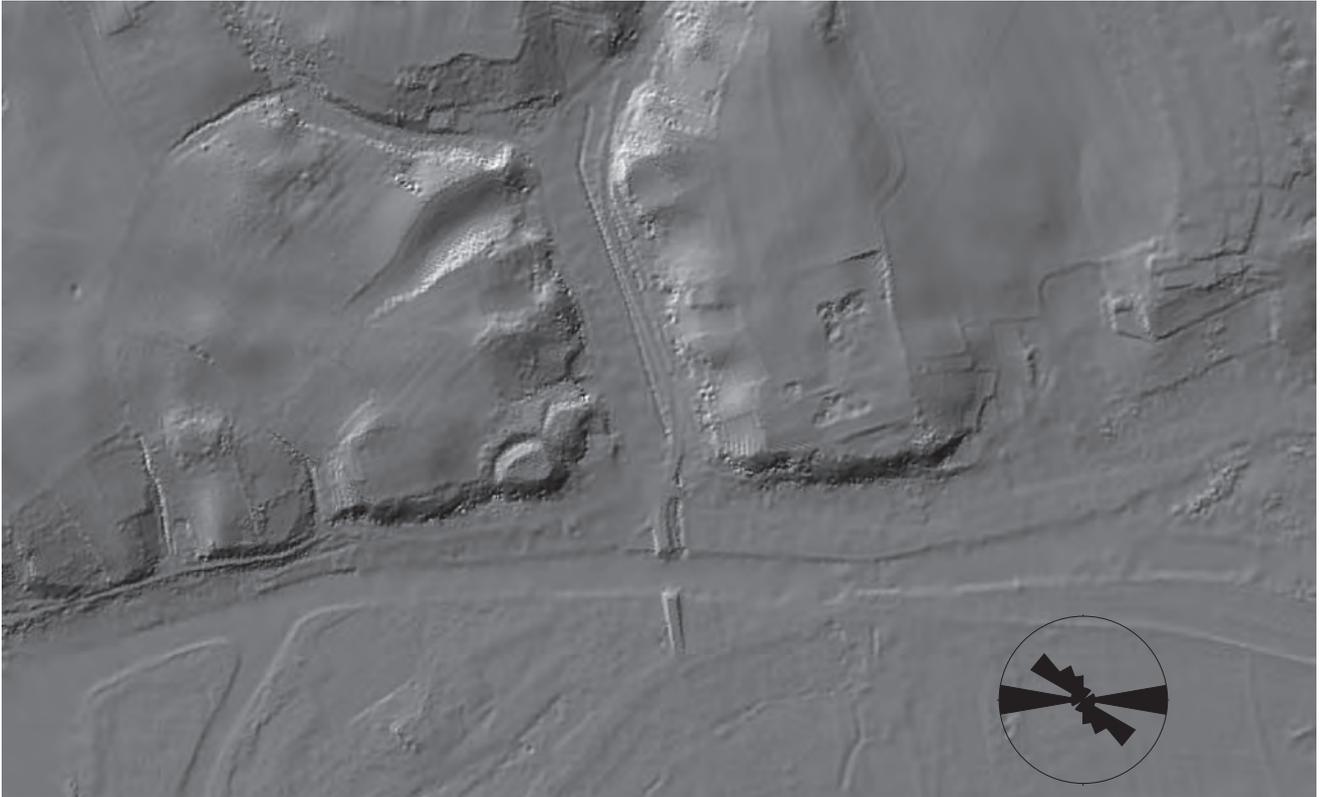


Abb. 4
Hauptorientierung von Klüften und Störungen und deren Beziehung zum Relief im Steilhangbereich von Oderberg
Fig. 4
Main orientation of fissures and faults and its relation to the relief of the embankment of Oderberg

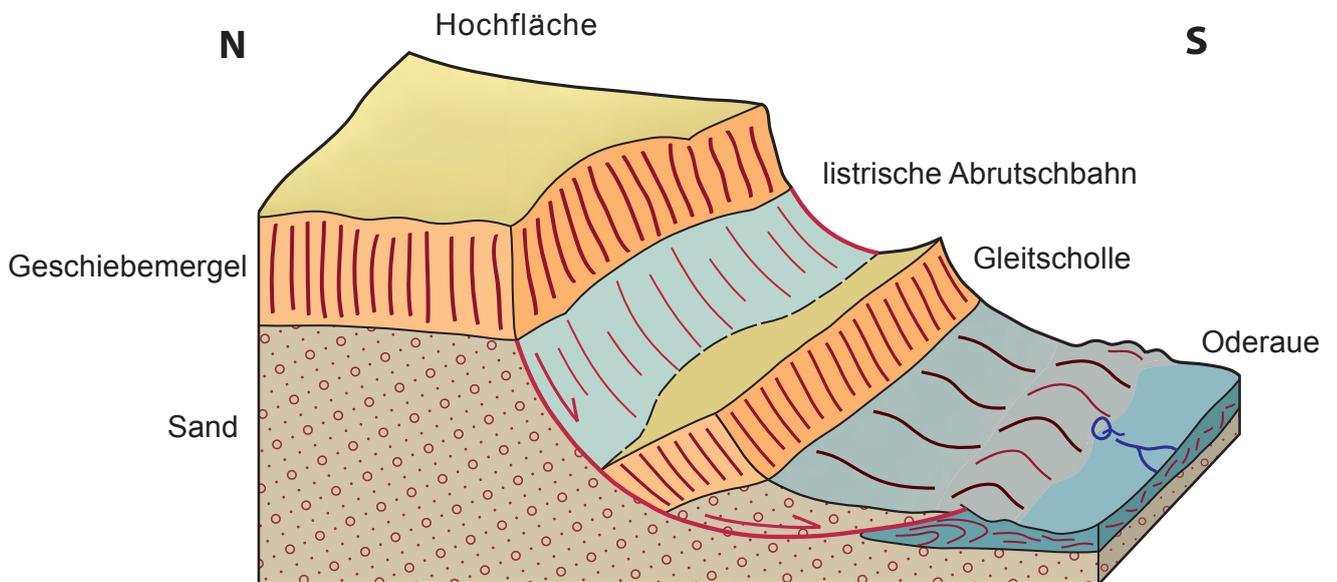


Abb. 5 Schemaskizze zur Genese von Gleitschollen
Fig. 5 Schematic sketch illustrating the genesis of sliding structures



Abb. 6 Gleitscholle an der Südflanke des Geisbergs

Fig. 6 Block sliding at the southern flank of Geisberg



Abb. 7

Details der Rutschfläche - links: sekundäre Kalkausfällung auf Klufflächen, rechts: Sandlinsen im Geschiebemergel

Fig. 7

Details at the sliding plane – left: secondary carbonates on fissure plane, right: lenses of sand within till

damit verbundene häufige Frostwechsel, der zu einer Gefügauflockerung führen kann.

Aus vorliegenden Bohrprofilen kann der folgende geologische Schichtaufbau für den angrenzenden Hochflächenbereich angegeben werden:

0 bis 3 m	schluffige Fein- und Mittelsande mit Einschaltung von Tonhorizonten
5 bis 8 m	Geschiebelehm und -mergel der Pomern Phase (qw2)
> 15 m	Schmelzwassersande der Weichselkaltzeit.

Dort, wo sich junge Abrisse ereigneten, ist die Schichtenfolge auch im Steilhangbereich einsehbar. Typisch für die Ausbildung des Geschiebemergels im Außenbereich einer Vergletscherung, wie hier in der Oderberg-Region, sind schmelzwasserbedingte sandige Einschaltungen und vorstoßbedingte Scherkörper. Diese können sich auf die Stabilität der Sedimentfolge insgesamt auswirken (Abb. 7).

2.1.2 Albrechtsberg

Auch der Steilhangbereich am Südhang des Albrechtsbergs ist wie am Geisberg durch eine sehr nahe Bebauung ausgewiesen. Im Vergleich mit dem Geisberg weist das Schich-

tenprofil hier jedoch erhöhte Geschiebemergelmächtigkeiten bis zu 20 m auf. Diese Aussage stützt sich auf unsere Geländebegehungen sowie ältere Bohrungsbefunde. Den Geschiebemergel unterlagernde Schmelzwassersande treten im Steilböschungsbereich des Albrechtsbergs nicht offen zutage. Sie sind durch Abschlämmsmassen am Hangfuß verdeckt. Der Steilhang wird dagegen im Wesentlichen durch Geschiebemergel aufgebaut. Das auf Grund der Steilstufe bedingte gravitative Ungleichgewicht besteht jedoch unabhängig vom Substrat und mit Massenverlagerungen ist zu rechnen. Auch hier haben sich hangparallel orientierte Klüfte zu offenen Spalten verbunden und zur Genese separierter Schollen geführt. Abbildung 8 zeigt ein derartiges Störungsinventar an der Südflanke des Albrechtsbergs. Neben der hiervon ausgehenden Gefahr der Schollengleitung sind im Hanganschnitt eine Reihe größerer Geschiebe freigelegt, die bei ihrer endgültigen Lösung aus dem Wandverband die darunter befindlichen Grundstücke gefährden.

2.1.3 Berliner Straße/Eberswalder Straße

Die Situation in der anschließenden Berliner Straße ist ähnlich der am Albrechtsberg einzuschätzen. Auf Grund der insgesamt höheren Lage der Wohnbebauung im westlichen Abschnitt der Berliner Straße liegt die Schichtgrenze zwischen dem hangenden Geschiebemergel und dem unterla-



Abb. 8 Absturzgefährdete Geschiebe und offene Spalten in der Steilwand am Albrechtsberg

Fig. 8 Dangerous rocks and open cracks at the embankment of Albrechtsberg

gernden Sand unterhalb der Geländeoberkante. Obertägige Wasseraustritte sind zwar nicht vorhanden, jedoch wird das unterirdisch austretende Wasser über Drainagen abgeführt. Die Gefahr plötzlicher Massenverlagerungen infolge von Geschiebemergelabbrüchen besteht auch hier.

Nach Befragungen von Anwohnern hat sich der bisher letzte größere Abbruch im Bereich des Abschnitts 3 im Sommer 2008 ereignet, bei dem im Vorfeld größer werdende Klüfte und Risse beobachtet wurden. Da es sich um ein Privatgrundstück handelt, wurde dieser Abbruch nicht bekannt. Hier stürzten ca. 10 t Geschiebemergel auf das Dach eines Nebengelasses, wobei das Dach und eine Stützmauer stark beschädigt wurden. Wegen der in diesem Bereich vergleichsweise geringen Höhe der Steilwand (ca. 5 m) war der Schaden nur gering.

2.2 Wasseraustritte im Bereich der Steilböschungen

Im Hangfuß der Steilböschungen befinden sich zahlreiche Quellaustritte, die im nicht bebauten Bereich noch erhalten sind. Im bebauten Bereich wurden Drainanlagen mit Entlastungsbrunnen installiert. Hierfür wurden früher Reisigbündel eingegraben, die in den letzten Jahrzehnten im Rahmen von Baumaßnahmen durch Rohre erneuert wurden (frdl. mdl. Mitt. Herr Müller, Amt Oderberg).

Das aus dem Hydroisohypsenplan ableitbare Grundwassergefälle von der Hochfläche zur Oderaue begründet die daraus ableitbaren überdurchschnittlichen Grundwasserfließraten. Mit dem Grundwasseraustritt erfolgt auch eine

Ausspülung des geologischen Substrates. Damit wird der den Geschiebemergel unterlagernde Sandkörper in seinem Gefüge destabilisiert.

Die intensivsten Grundwasseraustritte treten im Bereich unterhalb der Eberswalder Straße auf. Sie belegen eindrucksvoll das mit dem Wasseraustritt verbundene Destabilisierungs- und Gefährdungspotenzial. Durch Errichtung einer Pfahlstützwand und weiterer hangstabilisierender Maßnahmen bei der Straßensanierung der L 29 (Bauabschluss 2008) wurde der Situation Rechnung getragen.

Zusätzlich sei hier eine Quelle am Schulhof (Albrechtsberg) erwähnt, die nach Aussagen von Anwohnern, ganzjährig einen „armdicken Wasserstrahl“ lieferte, beim Bau der Stützmauer aber wahrscheinlich gefasst und „versteckt“ wurde.

3. Schlussfolgerungen zur Stabilität der Steilböschungen

Die Steilböschungen im Gebiet von Oderberg sind durch die oben beschriebene Prallhanglage entstanden. In Bereichen mit kompaktem Geschiebemergel treten übersteile Hangneigungen von 70 bis 80 Grad auf, die sich aus dem geologischen Aufbau des Hanges, namentlich aus dem Anstehen von Geschiebemergel über Schmelzwassersand, begründen. Dort, wo der Geschiebemergel sehr inhomogen aufgebaut ist und bereits gravitativ verlagert wurde, sind Hangneigungen um ca. 40° zu beobachten.



Abb. 9 Steilhangbereich am Geisberg, Vergleich der Situation 2008 und 1996

Fig. 9 Embankment of Geisberg, situation at 2008 and 1996

Vor den aktuellen Böschungsabbrüchen haben sich zahlreiche weitere Hangrutsche ereignet (Abb. 9), die den Anwohnern z. T. noch bekannt sind. Im Böschungsbereich selbst sind sie durch sichelartige Abrisskanten erkennbar. Auf dem in Abbildung 9 vorgestellten Luftbild sind die aktuellen und ein Teil der früheren Schollenrutschungen in Bezug zur Morphologie und Bebauung zu erkennen. Sie belegen die latente Gefahr weiterer Abbrüche im Steilhangbereich. Neben den spektakulären Abbrüchen treten insbesondere in den Bereichen, in denen der Hang aus sehr inhomogenem, stark verwittertem, mit Sandlinsen befrachtetem sowie insgesamt sehr lockerem Geschiebemergel (und seiner Umlagerungsprodukte) aufgebaut ist, mehr oder weniger kontinuierliche, gravitative Kriechbewegungen auf. Dieses Hangkriechen wird durch den z. T. sehr deutlich ausgebildeten Sichelwuchs der Bäume sichtbar (Abb. 10). Die Geschwindigkeiten dieser Materialverlagerungen sind mit

des Schulhofs bereits erneut Schäden auf, die ihre Stabilität gefährdet und damit die Sicherheit auf dem Schulhof drastisch einschränkt. Schädigungen weist auch das hangwärtige Kirchenportal auf, welche eine Nutzung dieses Zugangs verbieten.

Als intensiv Gleitschollen-gefährdet muss der gesamte südliche Steilhangbereich des Geisbergs oberhalb der Gartenstraße angesehen werden. Hier sind sowohl aktuelle Hangrutsche als auch historische und z. T. wieder verwachsene zu finden. Die resultierenden Gleitschollen dürften nach überschlägiger Schätzung ähnliche Größenordnungen gehabt haben, wie die Rutschung vom Frühjahr 2008. Mit weiteren Hangrutschen ist zu rechnen. Die hier bestehende Gefahr weiterer Schollenabbrüche begründet sich aus der Kombination von geologischem Profil- und Substrataufbau (hoher Anteil quellfähiger Tonminerale im Geschiebemergel), erhöhtem Wasseraustritt und Weiterbestehen des



Abb. 10 *Der sichelförmige Baumwuchs belegt Hangkriechbewegungen*
Fig. 10 *Sickle shaped growing of trees verify sliding of slopes*

wenigen mm pro Jahr zwar gering, dennoch geht von ihnen dort eine Gefährdung aus, wo das verlagerte Material permanenten Druck auf unzureichend ausgeführte bzw. dieses Gefährdungspotenzial nicht ausreichend berücksichtigende Bauwerke ausübt. Von Hangkriechbewegungen ist u. a. auch der Bereich der Stüler Kirche und der Schule am Fuße des Albrechtsbergs betroffen. So weist die in den 90er Jahren notwendig gewordene Erneuerung der Stützwand oberhalb

gravitativen Ungleichgewichts. Hinzu kommen Frost-Tau-Zyklen, intensive Niederschlagsereignisse (Starkregen) und langanhaltende Feuchteperioden als potenzielle Auslöser. Als geringfügig geringer ist die Gefahr der Ausbildung mächtiger Gleitschollen vor dem Albrechtsberg einzuschätzen. Allerdings stützt sich diese Aussage bisher auf wenige Beobachtungen und wenige Strukturdaten. Die sich in diesem Areal entwickelnden separierten Schollen scheinen

auf Grund intensiver Klüftung und größerer Mächtigkeit des Geschiebemergels die Tendenz des in-sich-Zusammensinkens aufzuweisen. Ein besonderes Gefahrenpotenzial geht hier von herabstürzenden Geschieben und Geschiebemergelblöcken aus, jedoch sind auch für den Albrechtsberg weitere Schollenabbrüche nicht auszuschließen. Darüber hinaus muss überdies weiterhin mit Hangkriechen gerechnet werden, wodurch insbesondere die Stüler Kirche und die Stützmauer des angrenzenden Schulhofs gefährdet sind (siehe oben).

Unter Berücksichtigung des geologischen Schichtenaufbaus und der nach DIN 1055, Teil 2 angegebenen ingenieurgeologischen Bodenkenngrößen wären die Böschungen rechnerisch standsicher, wenn der Böschungswinkel ca. 30-32 Grad nicht überschreiten würde. Tatsächlich sind die Böschungen wesentlich steiler; lokal werden sogar 90° Einfallen erreicht. Da die Böschungen bereits stark aufgelockert und kleinstückig zerklüftet sind, sollte eine evtl. noch vorhandene Kohäsion in den bindigeren Partien bei den Berechnungen unberücksichtigt bleiben. Für die Standsicherheit besonders nachteilig ist das am Böschungsfuß austretende Wasser, das immer auch kleine Mengen an Schluff und Sand ausspült und damit die Standsicherheit der Böschung sukzessive (und fast wörtlich) unterhöhlt.

Zur Reduzierung des Gefährdungspotenzials in den bebauten Arealen bieten sich die folgenden potenziellen Sanierungsmöglichkeiten an, deren konkreter Einsatz erst nach weiteren ingenieurgeologischen Untersuchungen entscheidbar ist:

- I. Sicherung durch Bodenvernagelung
- II. Verringerung der Böschungsneigung durch Abflachung (auch lokal möglich)
- III. Bildung von Stützkörpern durch Anschütten von Material am Böschungsfuß
- IV. Sicherung durch eine Bohrpfahlwand (Pollersystem).

Konstruktive Lösungen der Böschungssicherung durch rückverankerte Spundbohlen, Stützmauern oder Bodenvernagelung incl. der notwendigen Drainagen wurden bereits in vorliegenden ingenieurgeologischen Gutachten als lokale Lösung vorgeschlagen. Ob sich diese Sanierungsmaßnahme im gesamten Gefährdungsbereich realisieren lässt, hängt u. a. auch von ihrer Finanzierbarkeit ab.

Die Verringerung der Böschungsneigung könnte durch die Anlage von Bermen oder Terrassen realisiert werden. Die Sohle der Bermen sollte dabei hangwärts geneigt sein und das abfließende Oberflächenwasser muss am Hangfuß in einem Gerinne gefasst und abgeleitet werden. Die bleibenden Böschungen der Bermen können durch Gabionen gesichert und damit gleichzeitig optisch angenehm gestaltet werden. Dahinter sollte eine Filterschicht eingebaut werden, um ein Ausspülen durch austretende Wässer zu verhindern.

Durch das oben genannte Pollersystem können zwar die Rutschungen nicht verhindert werden, jedoch würde sich auch durch diese Maßnahme das Gefährdungspotenzial deutlich reduzieren lassen.

Alle diese Maßnahmen sind geeignet, einen Beitrag zur Stabilisierung der rutschungsgefährdeten Steilböschungen zu leisten. Wegen des differierenden geologischen Aufbaus und den daran gebundenen unterschiedlichen Gefährdungspotenzialen ist der Einsatz lokal angepasster Sanierungsmaßnahmen zu bevorzugen. Ergänzend sind jegliche Zustandsstörungen, wie Materialentnahmen, Belastungen z. B. durch Fahrzeuge im Hangkantenbereich etc. zu vermeiden. Ohne Maßnahmen zur Böschungssicherung werden sowohl am Geisberg als auch am Albrechtsberg auch künftig immer wieder Rutschungen auftreten, und zwar so lange, bis sich ein stabiles Gleichgewicht zwischen den treibenden und den haltenden Kräften in den Böschungen eingestellt hat.

Zusammenfassung

Die Steilböschungen im Bereich von Oderberg sind das Ergebnis von natürlichen Erosions- und Umlagerungsprozessen der Oder. Schollenabbrüche gefährden die Sicherheit der Anwohner. Die Böschungen sind auch weiterhin rutschungsgefährdet. Abbruchbefördernd wirken sich neben der Steilheit der Böschung Wasseraustritte von der Hochfläche zur Oderaue, die Existenz hangparalleler Klüfte und das Vorhandensein quellfähiger Tonminerale im Geschiebemergel aus. Das tektonische Inventar ist eine strukturelle Voraussetzung für die Bildung der gravitativen Gleitschollen. Es werden zwar Maßnahmen zur Reduzierung des Gefährdungspotenzials diskutiert, für ihre qualifizierte Umsetzung sind jedoch weitere ingenieurgeologische Untersuchungen erforderlich.

Summary

The scarps in the Oderberg area (Eastern Brandenburg) are the results of natural processes due to erosion and re-sedimentation of the river Oder. Sliding of blocks endangers the security of inhabitants. It is feared that this will happen also in the future. The existence of scarp-oriented faults, groundwater outflow and clay minerals accelerates the block sliding for which the conditions of its formation as gravitatively moved structures were described.

Danksagung

Für hilfreichen und konstruktiven Anmerkungen zum Manuskript danken wir Frau Dr. Jaqueline Strahl sehr herzlich.

Literatur und Quellenverzeichnis

- BROSE, F. (2003): Entwicklung des Oderbruchs: Neue Daten zur Sedimentfüllung der Oderbruchdepression. - In: SCHROEDER, J. H. & F. BROSE (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, No. 9: Oderbruch – Märkische Schweiz – Östlicher Barnim. - S. 57-65, Berlin,

- Selbstverlag Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V.
- LIPPSTREU (1995): Brandenburg. - In: Benda, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands, S. 116-147, Berlin (Borntraeger)
- LUCKERT, J. (2008): Hangrutschung im Ort Oderberg – Analyseergebnisse der Röntgenphasenanalyse. - Bericht LLBB, 6 S., Kleinmachnow (unveröff.)
- NIEDERMEYER, R.-O. (2006): Georisiken durch Kliffabbrüche an der südwestlichen Ostseeküste. - Z. geol. Wiss. **34**, 1-2, S. 1-3, Berlin
- OBST, K. & K. SCHÜTZE (2006): Ursachenanalyse der Abbrüche an der Steilküste von Jasmund/Rügen 2005. - Z. geol. Wiss. **34**, 1-2, S. 11-38, Berlin
- SCHLAAK, N. & J. KAHL (2004): Sedimentbezogene Erkundung des Deichuntergrundes zur integrativen Stabilitätsanalyse durch Angewandte Geologie und Remote Sensing (SediSar). - Schlussbericht LBGR, 140 S., Kleinmachnow (unveröff.)
- SCHLAAK, N., KAHL, J. & J. STRAHL (2003): Sedimentologische und stratigraphische Befunde aus Uferwall und Aue: Beispiele zwischen Manschnow und Alt Tucheband. - In: SCHROEDER, J. H. & F. BROSE (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, No. 9: Oderbruch – Märkische Schweiz – Östlicher Barnim. - S. 71-78, Berlin, Selbstverlag Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V.
- STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg. - 142 S., 2. erw. u. überarb. Aufl., Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2008a): Information zur pollenanalytischen Untersuchung von zwei Proben aus der Bohrung OPAL-1112-01. - Bericht LBGR vom 17.01.2008, 3 S., Kleinmachnow (unveröff.)
- STRAHL, J. (2008b): Information zur pollenanalytischen Untersuchung von zwei Proben aus der Bohrung Oderberg-OPAL-BK 2. - Bericht LBGR vom 17.01.2008, 2 S., Kleinmachnow (unveröff.)
- STRAHL, J. (2008c): Information zur pollenanalytischen Untersuchung einer Probe aus dem Aufschluss Erdgastrasse Oderberg-Bad Freienwalde südlich Altgliezen. - Bericht LBGR vom 14.08.2008, 1 S., Kleinmachnow (unveröff.)
- DR.-ING. FORMAZIN & PARTNER GbR (2008): Sachverständigen-gutachten zum Schadensfall Böschungsrutschung in 16248 Oderberg. - Gutachten vom 17./18.04. 2008, 19 S., 8 Anl., Ahrensfelde (unveröff.)
- BERLINER INSTITUT FÜR BAUSTOFFPRÜFUNGEN GmbH & CO KG (2004): Baugrundgutachten Nr. 24043214 vom 02.07.2004 zum Objekt L29/Abschnitt A10; km 0,573–0,853; OD Oderberg. - 15 S., 16 Anl., Berlin (unveröff.)
- INGENIEURBÜRO DR. I. DIETRICHS (2008): Geotechnischer Bericht Schadenserkundung an den Emporzugängen der Kirche in Oderberg. - 3 S., 2 Anl., Schiffmühle (unveröff.)
- Geologische Karten der Region aus dem Bestand des LBGR
- LANDESVERMESSUNG UND GEOBASISINFORMATION BRANDENBURG (www.geobasis-bb.de): DGM5-Daten (Rasterweite 2,5 m, Höhengenaugigkeit < 1 m)

Anschrift der Autoren:
Dr. Werner Stackebrandt
Dipl.-Geol. Norbert Hermsdorf
Dr. Norbert Schlaak
Dipl.-Geol. Andreas Simon
alle
Landesamt für Bergbau, Geologie
und Rohstoffe Brandenburg
Inselstr. 26
03046 Cottbus

Mitteilung aus dem Landesamt No. 223

Geowissenschaftler Berlin - Brandenburg

Bornholmexkursion

Der Verein Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V. unternahm vom 17. bis 21. Mai 2009 mit 40 Mitgliedern und Interessierten eine fünftägige Exkursion auf die dänische Ostseeinsel Bornholm. Die Leitung der Exkursion lag in den Händen von Herrn Dr. M. Krauß, Stralsund und Frau Dr. J. Strahl, LBGR.

Der geologische Aufbau Bornholms machte es leicht, die Exkursionstage zu gliedern. Der erste Teil war dem präkambrischen Sockel gewidmet, im zweiten Teil wurden paläozoische und mesozoische Sedimentfolgen des Deckgebirges aufgesucht. Im Norden und im Zentralteil der Insel stehen die Gneise und Granite des Grundgebirges an der Oberfläche an oder sind von quartären Ablagerungen bedeckt. Sehr gute Aufschlussverhältnisse bieten die zahlreichen Tagebaue der Insel, wobei die meisten stillgelegt sind. Die ca. 1 700 Millionen Jahre alten Gneise sind die ältesten Gesteine der Insel und Teil des svekofennidischen Orogens. Granitische Magmen drangen in der postorogenen Phase vor ca. 1 400 Mill. Jahren zeitversetzt in das Grundgebirge ein und es bildeten sich die Svaneke-, Vang-, Hammer- und Almindig-Granite.

Der Vang-Granit ist in einem Steinbruch südlich des Hafens der Ortschaft Vang aufgeschlossen. Es ist ein überwiegend graues, von zahlreichen Pegmatit- und Aplitgängen durchzogenes Gestein mit bis zu 1 cm großen Clustern mafischer Minerale. Der rötlich-graue Hammer-Granit bildet die Nordspitze der Insel. Er ist jünger als der Vang-Granit, da er in diesen intrudierte. Bei einer Umrundung des Hammerknuden zu Fuß waren die Rundfelsen mit sichelförmigen Brüchen und Gletscherschliffen bemerkenswert, welche direkt auf die Aktivitäten der pleistozänen Gletscher hinweisen. Als dritter Granittyp wurde der Svaneke-Granit auf den Klippen bei der gleichnamigen Ortschaft aufgesucht. Er ist rötlich, deutlich grobkörniger, verwittert stark und bildet abgeplattete Kissenformen aus. Der Almindig-Granit wurde bei der Besteigung des Aussichtsturmes auf dem Rytterknægten gestreift. Eine Besonderheit ist der Paradisbakke-Migmatit. Er ist an der Lokalität Præstebo Stenbrud aufgeschlossen. Entstanden ist er durch ein teilweises Aufschmelzen des Gneises. Typisch für ihn ist eine deutliche Bänderungsstruktur, wobei die leukokraten Minerale in feinen Schlieren die dunkle Grundmasse durchsetzen.

Auf dem Klintebakken südlich des neuen Museums Natur Bornholm nahe der Ortschaft Åkirkeby wurde erstmals der Sprung in die Sedimente gewagt. Dort trennt eine WNW/ESE streichende Störungszone mit einem knapp zwei Me-



Paradisbakke-Migmatit im Steinbruch Præstebo



Schichtunterseite mit Strömungsrippeln im Nexø-Sandstein (Gadeby Steinbruch)

ter breiten Verwitterungsbereich präkambrischen Gneis von Nexø-Sandstein. Die Sandsteinschichten zeigen direkt an der Abschiebung ein listrisches Einfallen nach Süden und sind durch die Gletscherüberfahrung im Pleistozän rund geschliffen. Im Strøby-Steinbruch direkt unterhalb der verstellten Sandsteinschichten steht, der im Tidalbereich gebildete, unterkambrische Balka-Sandstein in horizontaler Lagerung an. Deutlich sind Wellenrippeln und die Verfüllungen von Gasblasen zu sehen. An einer zweiten Lokalität, Salthammer Odde bei Snogebæk, ist der Balka-Sandstein stark bioturbirt. Älter als der Balka-Sandstein ist der im fluviatilen Milieu gebildete Nexø-Sandstein, der wahrscheinlich im jüngsten Präkambrium zur Ablagerung kam und fossilfrei ist. Wir hatten die Gelegenheit, ihn in zwei weiteren Aufschlüssen, Gamle Frederiks Stenbrud bei Nexø und Gadeby Stenbrud bei der Bodilskirke, studieren zu können.

Bei einer Wanderung entlang der Læså vom Vejrmøllegård nach Vasegård durchquerten die Exkursionsteilnehmer die Schichtenfolge vom Kambrium bis zum Ordovizium, be-

ginnend mit dem Grønne Skifre des Unterkambriums über die Tonschiefer- und Kalksteinbänke des Mittleren Kambriums, die Alaunschiefer des Oberkambriums, den Komstad-Kalk des Unterordovizium bis zu den Graptolithenschiefern des Oberen Ordovizium. Zwischen den stratigraphischen Einheiten treten drei markante Schichtlücken auf. Auf der Schichtfläche des Komstad-Kalks bei der Lokalität Skelbro wurden ein Orthoceras-Phragmokon und das Pygidium eines Trilobiten ausgemacht. Untersilurische Graptolithenschiefer stehen am Prallhang der Oleå nahe der Wassermühle des Slusegård an. An der Mündung des Baches wurden in den von ihm angeschwemmten silurischen Schieferbruchstücken häufig *Monograptus*, selten *Cyrtograptus*, gefunden.

überlagert werden sie von pleistozänen Sanden und Geschiebemergeln. Westlich von Arnager ist der Top der stark glaukonitführenden Arnager Grünsand-Formation aus der unteren Oberkreide aufgeschlossen. Die Schichten fallen mit 5° nach SW ein. Überlagert werden sie mit einem Hiatus von der Arnager Kalk-Formation aus dem Coniac. Die Basis dieser Formation bildet ein ca. 50 cm mächtiger phosphoritkolln- und glaukonitführender Kalksandsteinhorizont. Ein Hardground mit Grabgängen ist deutlich ausgebildet. Diese Bank wird als Aufarbeitungshorizont während der Sedimentationsunterbrechung in der Oberkreide interpretiert. Die hangenden Arnager-Kalke sind gut gebankt und haben eine hellweiße Farbe.



Aufschluss westlich Arnager

Die Grenze zwischen der liegenden Arnager Grünsand-Formation (Cenoman) und der Arnager Kalksand-Formation (Coniac) wird durch ein 50 cm mächtiges Aufarbeitungskonglomerat gebildet.

Leider wurden die Sedimente des Mesozoikums in lediglich zwei Kreideaufschlüssen studiert. Trias- und Juraablagerungen wurden nicht berücksichtigt. Bei Madsegrav östlich der Ortschaft Arnager an der Bornholmer Südküste stehen an einem wenige Meter hohen Küstenabbruch terrestrische bis flachmarine Sandsteine der Rabekke- und der Robbedale-Formation aus dem Berrias (Unterkreide) an. Direkt

Natürlich wurde neben der Geologie auch Kultur geboten. Rundkirchen, Bauta-Steine, Burgruinen und Kunstgewerbe rundeten die Exkursion ab. Das gute Wetter und die hervorragende Unterbringung in Sandvig ließen keine Wünsche offen. Es war eine gelungene Einführung in die Bornholmer Geologie. Vorhandene „Schichtlücken“ laden zu einem weiteren Besuch der Insel ein.

Anke Bebiolka

Kurzmitteilung

Neues Brandenburgisches Abfall- und Bodenschutzgesetz

Am 13.05.09 beschließt der Brandenburgische Landtag in 2. Lesung das neue Brandenburgische Abfall- und Bodenschutzgesetz (BbgAbfBodG). Es wird am 1. August 2009 in Kraft treten. Die Novellierung des Brandenburgischen Abfallgesetzes, welches 1997 in Kraft trat, wurde zum Anlass genommen, den bisher nicht landesgesetzlich geregelten Bodenschutz zu integrieren. Vorherige Anläufe zur Etablierung eines eigenständigen Bodenschutzgesetzes, das landesspezifische Regelungen auf der Grundlage der EU- und Bundesgesetzgebung trifft (Bundes-Bodenschutzgesetz), waren fehlgeschlagen.

Wie beim Abfallrecht geht es beim Bodenschutzrecht im Gesetz vorrangig um die Regelung von Vollzugsaufgaben. Diese wurden beim Abfallrecht gegenüber dem vorherigen Gesetz aus dem Jahre 1997 deutlich den aktuellen Anforderungen angepasst, d.h. oft reduziert oder zusammengefasst. Ähnlich ist dies beim Bodenschutz zu sehen. Hier gab es zwar kein Vorläufergesetz, aber die vorherigen Gesetzesentwürfe wurden ebenfalls deutlich verschlankt und auf das Notwendige reduziert, wie aus dem zuständigen Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz über entsprechende Mitteilungen zu erfahren war.

Nach Bundes-Bodenschutzgesetz §21 Abs. 4 wird den Ländern ausdrücklich die Möglichkeit eröffnet, Bodeninformationssysteme einzurichten. Damit wurde auf das Vorhandensein von Boden- und Altlasteninformationssystemen bei den meisten Ländern reagiert. Auch in Brandenburg wurden entsprechende Informationssysteme aufgebaut und entwickelt. Deshalb wurde im Vorfeld des jetzigen Gesetzes ausdrücklich darauf hingewiesen, dass es sich bei den Informationssystemen bzw. dem jeweiligen Fachinformationssystem (FIS) Altlasten, Bodenschutz und Bodengeologie um kein neu zu schaffendes System mit zusätzlich neuen Kosten handelt. Während die beiden Erstgenannten im Brandenburger Abfallgesetz (alt) bereits eingeführt waren, wird das FIS Bodengeologie erstmalig gesetzlich erwähnt. Damit ist Planungssicherheit für die Einrichtungen hergestellt worden, die sich mit dem komplexen Thema Boden befassen und arbeitsteilig kooperieren. So wurden seit Bestehen des brandenburgischen Bodeninformationssystems die einzelnen Fachinformationssysteme in enger Abstimmung entwickelt und die Aufgaben arbeitsteilig organisiert. Entsprechende bilaterale Kooperationsvereinbarungen regeln dies auf Arbeitsebene. Während im FIS Bodenschutz, das beim Landesumweltamt (LUA) angesiedelt ist, vorrangig der Ist-Zustand im Sinne von Belastungen und Gefährdungen bearbeitet wird, werden im FIS Bodengeologie beim Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) die pedolo-

gisch-geogenen Eigenschaften der Böden erfasst. Dadurch wird auch die rechtliche Situation des LBGR für den Bereich Boden in Zusammenarbeit mit anderen Einrichtungen des Landes gestärkt.

Leider ließen sich im derzeitigen Gesetz nicht wie beim nachsorgenden Bodenschutz bzw. zur Gefahrenabwehr entsprechende Betretungsrechte bzw. Mitwirkungspflichten von Grundstückseigentümern regeln. Hier finden die Aktivitäten zur Komplettierung der Datenbasis für entsprechende bodengeologische Datenbanken als Entscheidungsgrundlage für Planungen und Zulassungen weiterhin auf der Grundlage des Lagerstättengesetzes statt. Einen Überblick über den erreichten Stand der bodengeologischen Kartierung des Landes Brandenburg kann auf den Web-Seiten des LBGR eingesehen werden.

Dieter Kühn

Landesamt

Geologen nun in Cottbus

Zum 01.04.2009 erfolgte der Umzug der überwiegenden Zahl der Geowissenschaftler von der Außenstelle des LBGR in Kleinmachnow, dem früheren Sitz des brandenburgischen Geologischen Dienstes (LGRB) nach Cottbus. In Kleinmachnow verbleibt vorerst noch das umfangreiche geologische Archiv (einschließlich der erforderlichen Mitarbeiter). Die bisher in Kleinmachnow tätigen Geologen sind vorübergehend im Cottbuser Behördenzentrum an der Lipezker Straße 45 im Haus 2 untergebracht (zentrale Postanschrift des LBGR: Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe, PF 100933, D 03009 Cottbus).

In einem gut besuchten Kolloquium hat Dr. W. Stackebrandt am 24. März 2009 über die wichtigsten, am Standort Kleinmachnow erarbeiteten Ergebnisse informiert und die zahlreichen Kooperationspartner eingeladen, die enge Zusammenarbeit auch künftig zu pflegen.

Gegenwärtig laufen die Vorbereitungen für die Errichtung eines Erweiterungsbaus am Hauptsitz des LBGR in der Inselstraße 26, dessen Fertigstellung für 2011 vorgesehen ist. Nach Abschluss der Bauarbeiten werden dann alle Mitarbeiter des LBGR in der Inselstraße konzentriert sein.

Klaus Freytag



→ Anfahrt aus Richtung Berlin

Landesamt

Personalia

Mit dem Ausscheiden von Herrn Dr. Jürgen Kopp aus dem aktiven Dienstverhältnis mit dem Land Brandenburg hat Herr **Dr. Thomas Höding** – bisher Dezernatsleiter Rohstoffgeologie - auch die Verantwortung für die Tiefengeologie sowie das Bohrkern- und Probenarchiv des LBGR übernommen. Aktuelle Schwerpunktthemen dieses wichtigen Dezernats sind neben der ständigen Verbesserung der tiefengeologischen Grundlagen (Karten, Datenbanken, 3D-Darstellungen) Geopotenzialbewertungen für die Rohstoffnutzung, wie für Erdwärme und für die Einlagerung von Kohlenwasserstoffen sowie CO₂ (siehe dieses Heft). Darüber hinaus werden auch weiterhin die oberflächennahen Rohstoffpotenziale bewertet und in die Landesplanung eingebracht.

Herr **Diplom-Geologe Norbert Hermsdorf** wurde mit der Wahrnehmung der Geschäfte als Leiter des Dezernats Geologische Kartierung beauftragt. Als Kernaufgabe eines geologischen Dienstes werden in diesem Dezernat die amtlichen geologischen Karten zu den an der Oberfläche anstehenden geologischen Bildungen erarbeitet. Da diese Fachkarten wichtige Entscheidungsgrundlagen für die Wirtschaft, die Landesplanung und Infrastrukturentwicklung sind, soll künftig besonders an der Verfügbarkeit höher auflösender Landeskarten gearbeitet werden.

Werner Stackebrandt

	INHALT (Fortsetzung)	CONTENTS (continue)	Seite
STEFAN MENG, ANDREAS BÖRNER, JAQUELINE STRAHL & HANS ULRICH THIEKE	Bio- und lithostratigraphische Untersuchungen an limnisch-fluviatilen Sedimenten aus dem Eem-Interglazial im unteren Peenetal (NE-Deutschland)	Bio- and lithostratigraphical investigations of Eemian limnic-fluviatile sediments from lower Peene-valley (NE Germany)	63-78
SIXTEN BUSSEMER, NORBERT SCHLAAK & PETER GÄRTNER	Neue paläopedologische Befunde zu Habitus und Verbreitung des Finowbodens	New paleo-pedological findings on the habitus and distribution of the Finow soils	79-86
RALF KÜHNER	Neue Ergebnisse zum Nachweis neotektonischer Aktivitäten im Quartär des Tagebaus Welzow-Süd, Südbrandenburg	New results regarding proof of neotectonical activities in the Quarternary of the Welzow-Süd opencast mine, South Brandenburg	87-93
WERNER STACKEBRANDT, NORBERT HERMSDORF, NORBERT SCHLAAK, ANDREAS SIMON	Zur geologischen Beurteilung der Hangrutsche in Oderberg (Ostbrandenburg) – ein Geländereport	The geological assessment of landslides in Oderberg (eastern Brandenburg) – a field report	95-105
	Kurzmitteilungen	Short news	
DIETER KÜHN	Brandenburgisches Abfall- und Bodenschutzgesetz	Litter and soil protection laws of Brandenburg	108
ANGELA SONNTAG	Geologische Karte 1 : 100 000, Prignitz (Blatt 1)	Geological map 1 : 100 000, Prignitz (sheet 1)	54
ANKE BEBIOLKA	Geowissenschaftler Berlin-Brandenburg: Bornholm-Exkursion	Geoscientists of Berlin-Brandenburg: Excursion to Bornholm	106-107
	Aus dem Landesamt	From the Geological Survey	
KLAUS FREYTAG	Geologen nun in Cottbus	Geologists moved to Cottbus	109
WERNER STACKEBRANDT	Personalien	personalia	110
	Buchbesprechungen	Book reviews	
THOMAS HÖDING	SDGG Heft 59, Denkmalgesteine	SDGG Heft 59, Denkmalgesteine	62
THOMAS HÖDING	Geologisches Jahrbuch C 73, Teil 3, Standortbeschreibung Gorleben	Geologisches Jahrbuch C 73, Teil 3, Standortbeschreibung Gorleben	94

Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge

Autorenhinweise

Die Zeitschrift „Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge“ widmet sich geologischen und lagerstättenkundlichen Themen von Brandenburg und Berlin sowie dem neuesten Forschungsstand in den geowissenschaftlichen Disziplinen. Die eingereichten Beiträge sollen diesem Profil entsprechen. Es werden Originalarbeiten und wissenschaftliche Informationen veröffentlicht, die noch nicht andernorts publiziert wurden. Die Redaktion behält sich das Recht vor, Manuskripte zur Überarbeitung an die Autoren zurückzusenden.

Ihre Manuskripte senden Sie bitte als Papierausdruck und in digitaler Form an das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Redaktion z. Hd. Frau A. Andreae Tel.: 033203-36647, e-mail: Anneliese.Andreae@lbgr-brandenburg.de. Weitere Anfragen richten Sie bitte ebenfalls an die obige Adresse.

Manuskript

Der Umfang des Manuskripts sollte zehn Seiten (A4, 1,5 zeilig) nicht überschreiten. Wissenschaftliche Kurzinformationen sind einschließlich der Abbildungen auf maximal fünf Seiten zu bemessen. Jedem Beitrag ist eine kurze deutsche und englische Zusammenfassung beizufügen. Bitte übersetzen Sie den Titel des Beitrages, die Unterschriften der Abbildungen, Tafeln und Tabellen ebenfalls ins Englische. Die Textdateien sollten unformatiert sein und in Word abgefasst werden (Schrift: Times New Roman 10pt). Absätze bitte mit einer Leerzeile trennen. Bei Einheiten und Maßstäben verwenden Sie bitte das geschützte Leerzeichen. Außerdem wird um ein Originalmanuskript gebeten, in dem alle Sonderzeichen sowie Buchstaben aus anderen Sprachen genau angegeben sind.

Word-Dokumente bitte **nicht** mit integrierten Abbildungen liefern, d. h. Text und Abbildungen immer in separaten Dateien abgeben.

Abbildungen

Wir empfehlen, die Anzahl von bis zu 7 Abbildungen je Beitrag nicht zu überschreiten. Zu beachten ist, dass Abbildungsvorlagen geringfügig größer als die beabsichtigte Druckgröße sein müssen. Bei Fotos ist der Maßstab als verbaler Ausdruck anzugeben (keine Maßstabsleiste). Zur Beschriftung in den Abbildungen verwenden Sie bitte die Schriftsätze „Times New Roman oder Arial“. Jede Abbildung ist separat mit Nummer und Autorennamen zu kennzeichnen (Bleistift) und als einzelne Datei zu liefern. Die Abbildungsunterschriften sind in einer gesonderten Datei beizugeben. Digital hergestellte Zeichnungen und Abbildungen sollten die Formate Adobe Illustrator (.ai) Corel-Draw (.cdr) oder .eps haben, Fotos hochauflösendes TIFF (.tif) bzw. JPG (.jpg) Format, andere nach Absprache. Das Originalformat und einen Ausdruck bitte immer mitschicken.

Tabellen

Tabellen bitte mit einem Tabellenprogramm schreiben (Word, Excel) und eine separate, scanfähige Vorlage (Papier, Folie) mitliefern.

Zitierweise

Im Text:

WUNDERLICH (1974) bzw. (WUNDERLICH 1974) oder

PILGER & STADLER (1971) sowie NÖLDEKE, SCHWAB et al. (1977)

Im Literaturverzeichnis:

BUBNOFF, S. v. (1953): Über die Småländer „Erdnaht“. - Geol. Rdsch. **41**, S. 78-90, Stuttgart

NIESCHE, H. & F. KRÜGER (1998): Das Oder-Hochwasser 1997 - Verlauf, Deichschäden und Deichverteidigung. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **5**, 1, S. 15-22, Kleinmachnow

FAUTH, H., HINDEL, R., SIEWERS, U. & J. ZINNER (1985): Geochemischer Atlas Bundesrepublik Deutschland 1 : 200 000. - 79 S., Hannover (Schweizerbart)

KRONBERG, P. (1976): Photogeologie, eine Einführung in die Grundlagen und Methoden der geologischen Auswertung von Luftbildern. - 268 S., Stuttgart (Enke)

Autorennamen bitte in KAPITÄLCHEN schreiben, **nicht** mit Großbuchstaben.

Autorenname(n): Akademischer Titel, Vorname, Name, und Anschrift der Institution oder gegebenenfalls die Privatanschrift.

Die Zeitschrift „Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge“ des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg wird seit 1994 herausgegeben

Bisher sind erschienen:

1994, Heft 1,	128 S.,	51 Abb.,	14 Tab.	Zur Quartärgliederung
1995, Heft 1,	144 S.,	83 Abb.,	15 Tab.	
1995, Heft 2,	96 S.,	37 Abb.,	5 Tab.	Neotektonik in Mitteleuropa
1996, Heft 1,	160 S.,	100 Abb.,	9 Tab.	Geotope
1997, Heft 1,	96 S.,	57 Abb.,	2 Tab.	Ehrenkolloquium für Dr. G. Schwab
1997, Heft 2,	96 S.,	61 Abb.,	14 Tab.	
1998, Heft 1,	84 S.,	74 Abb.,	4 Tab.	Standsicherheit Flußdeiche
1998, Heft 2,	84 S.,	35 Abb.,	10 Tab.	
1999, Heft 1,	116 S.,	55 Abb.,	15 Tab.	Geopotentiale
1999, Heft 2,	80 S.,	34 Abb.,	5 Tab.	Lithofazieskartenwerk Quartär (DDR)
2000, Heft 1/2,	196 S.,	121 Abb.,	23 Tab.	Quartär, Inlandeisttheorie
2001, Heft 1,	48 S.,	6 Abb.,	8 Kt.	Neogeodynamica Baltica
2002, Heft 1/2,	156 S.,	77 Abb.,	29 Tab.	
2003, Heft 1/2,	202 S.,	157 Abb.,	22 Tab.	Airborne Laserscanning
2004, Heft 1/2,	184 S.,	82 Abb.,	17 Tab.	Geothermie, Stratigraphie des Känozoikums
2005, Heft 1/2,	180 S.,	120 Abb.,	15 Tab.	
2006, Heft 1/2,	176 S.,	118 Abb.,	19 Tab.	Regionalgeologie, ausgewählte Geopotenziale
2007, Heft 1	98 S.,	59 Abb.,	11 Tab.	
2007, Heft 2	112 S.,	83 Abb.,	25 Tab.	Sonderheft: Rohstoffbericht Brandenburg
2008, Heft 1/2	170 S.,	108 Abb.,	27 Tab.	

Geologische Karten zum Land Brandenburg (Auswahl)

Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000

- Geologische Grundkarte (GÜK 300); 15,00 €
- Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche (GK 300 Z-OK); 10,00 €

Bodenübersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000, Bodengeologische Grundkarte (BÜK 300); 13,00 €

Karte der oberflächennahen Rohstoffe Steine und Erden des Landes Brandenburg 1 : 300 000 (KOR 300), 2. überarb. Aufl.; 20,00 €

Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 100 000 mit Beiheft (Kreiskarten)

Landkreis Uckermark; Landkreise Elbe-Elster, Oberspreewald-Lausitz; Landkreis Teltow Fläming; Landkreis Potsdam-Mittelmark, kreisfreie Stadt Potsdam, kreisfreie Stadt Brandenburg a. d. Havel; Landkreis Havelland; Landkreis Spree-Neiße; Landkreis Prignitz (Blatt 1); je 8,00 €

Geologische Karte von Berlin und Umgebung 1 : 100 000

- Geologische Grundkarte (GÜK 100); 8,00 €
- Karte ohne Quartär mit Darstellung der Tiefenlage der Quartärbasis (GKoQ); 13,00 €

Geologische Karte des Landes Brandenburg 1 : 50 000, Blatt L 3752 Frankfurt (Oder) / Słubice; 12,00 €

Bodengeologische Karte 1 : 50 000 (BK 50), Blatt L 3744 Potsdam; 10,00 €

Hydrogeologische Karte 1 : 50 000 (HYK 50), je Blatt-Nr. 3 Teilkarten:

- Hydrogeologische Schnitttafel (HYK 50-S)
- Karte der oberflächennahen Hydrogeologie (HYK 50-1)
- Karte des weitgehend bedeckten Grundwasserleiterkomplexes GWLK 2 (HYK 50-2)
- Blatt L 3744 Potsdam liegt gedruckt vor, je Teilkarte 15,00 €

Alle weiteren Blatt-Nr. werden als Kartenplots, je Teilkarte zu einer Gebühr von 10,00 € herausgegeben.

Rohstoffgeologische Karte 1 : 50 000, Karte der oberflächennahen Rohstoffe (KOR 50), flächendeckend für das Land Brandenburg, je Kartenplot 15,00 €

Atlas zur Geologie von Brandenburg 1 : 1 000 000, 3. Aufl. auf CD; 6,00 €

Weitere thematische Karten sowie ältere Unterlagen sind im Archiv des LBGR auf Anfrage verfügbar.
Ein vollständiges Vertriebsverzeichnis können Sie im LBGR anfordern.

Zu beziehen über:

Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Vertrieb: Kleinmachnow,
Stahnsdorfer Damm 77,
14532 Kleinmachnow, Tel. 033203/36642, Fax 033203/36702

