



**Der Keuper im Westteil des Zentraleuropäischen Beckens
(Deutschland, Niederlande, England, Dänemark):
diskontinuierliche Sedimentation, Litho-, Zyκλο- und
Sequenzstratigraphie**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)

vorgelegt der
Naturwissenschaftlichen Fakultät III
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

von

Jens Barnasch

Halle (Saale)

2009

Gutachter: 1. Prof. Dr. Gerhard H. Bachmann
2. Dr. Mark Geluk

Dank

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. G. H. Bachmann und Herrn Dr. G. Beutler, Institut für Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, für die Vergabe des interessanten Promotionsthemas und für die intensive Betreuung. Herrn Dr. M. Geluk, Shell International Exploration and Production B. V., The Netherlands (Rijswijk), danke ich für die Übernahme des Korreferates. Die Martin-Luther-Universität unterstütze meine Arbeit mit einer Stelle als Wissenschaftlicher Mitarbeiter.

Meinem Kollegen, Herrn Dr. M. Franz, jetzt TU Bergakademie Freiberg, danke ich für die ausgezeichnete Zusammenarbeit und Freundschaft während unserer gemeinsamen Zeit im Institut für Geowissenschaften in Halle (Saale). Herrn Dr. N. Hauschke, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, danke ich für die zahlreichen Diskussionen und Anregungen sowie für die kritische Durchsicht meines Manuskriptes. Herr Prof. Dr. I. Lerche sei für die Korrekturen englischsprachiger Veröffentlichungen zum Promotionsthema gedankt. Mein weiterer Dank gilt Herrn Dr. H. W. Kozur (Budapest) für fachliche Hinweise und für die Bestimmung der Conchostraken. Herrn Prof. Dr. U. K. Shukla (Universität Benares) danke ich für zahlreiche Anregungen und Diskussionen sowie Herrn Dr. G. Warrington (Leicester) für seine Unterstützung bei den Geländearbeiten in England.

Weiterhin danke ich folgenden Personen, Firmen und Institutionen, die Daten in Form von Logs und Bohrkernen zur Verfügung stellten und oft interessante Diskussionen ermöglichten.

- British Geological Survey (Dr. P. Dawson, Dr. A. Howard, Dr. M. Howe)
- Bundesamt für Strahlenschutz (Dr. G. Stier-Friedland)
- DGMK Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft für Erdöl, Erdgas und Kohle (Dr. I. Winter)
- EEG Erdgas Erdöl GmbH (Dr. S. Schretzenmayr)
- Exxon Mobil Production Deutschland GmbH (Dr. K. Rockenbauch)
- Gaz de France Deutschland GmbH (Dr. K. Huber)
- Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen (Dr. J. Farrenschon)
- Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (Dr. J. Meßner, Dr. H.-G. Röhling, Dr. C. Rolf, Dipl.-Geol. J. Wilke)
- Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (Dr. B.-C. Ehling, Herr Lazik)
- Nederlandse Organisatie voor toegepast-natuurwetenschappelijk onderzoek / TNO Utrecht (Dr. L. de Ruyter, Prof. Dr. T. E. Wong)
- RWE Dea AG (Dr. A. Achilles, Dipl.-Geol. J. Wenzlau)

- Thüringer Landesanstalt für Geologie und Umwelt (Dipl.-Geol. J. Schubert)
- UGS Mittenwalde (Dipl.-Geol. M. Stöwer)
- Wintershall Holding AG (Dr. C. Bärle, Dipl.-Ing. C. Leonhardt, Dipl.-Ing. K. Siemer).

Meiner Familie, insbesondere meiner Frau Anke, danke ich schließlich für jahrelange Geduld und Unterstützung.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird eine, für das gesamte westliche Zentraleuropäische Becken (Deutschland, Niederlande, England, Dänemark) anwendbare lithostratigraphische Gliederung und Korrelation des Keupers (Obere Trias) vorgestellt. Diese beruht auf den durch die Deutsche Stratigraphische Subkommission Perm-Trias definierten 6 Formationen (Erfurt-, Grabfeld-, Stuttgart-, Weser-, Arnstadt- und Exter-Formation) in der Beckenfazies (BEUTLER 2005a). Grundlagen der Arbeit sind die lithologische und kleinzyklische Bearbeitung und Korrelation von über 750 geophysikalischen Logs, 8 Kernbohrungen und 6 Tagesaufschlüssen.

Bedeutsam für die Korrelation sind Leithorizonte und Diskordanzen. Leithorizonte, welche durch eine markante lithologische Ausbildung gekennzeichnet und in großen Teilen des Beckens korrelierbar sind, werden insbesondere durch Sulfat-, Halit- und Karbonatbänke gebildet. Hinzu kommen bis zu acht mehr oder weniger bedeutende Diskordanzen (D1–D8). Im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachzuweisen und für Korrelationen bedeutsam sind dabei insbesondere die Diskordanzen D2 (Basis Stuttgart-Formation), D4 (Basis Arnstadt-Formation) und D6 (Basis Mittlere Exter-Formation).

Im Ergebnis lassen sich im Westteil des Beckens alle sechs Formationen korrelieren und teilweise weiter untergliedern. Mit zunehmender Entfernung von Deutschland ändert sich oft die Fazies. Trotzdem lassen sich mit Hilfe von Leithorizonten und Diskordanzen die Äquivalente der im deutschen Keuper definierten Formationen in den individuellen lithostratigraphischen Gliederungen der einzelnen Länder wiederfinden. Die Westgrenze einer weiteren Untergliederung der Formationen bildet das Dowsing-Störungssystem in der englischen Nordsee. An diesem findet eine abrupte Mächtigkeitsreduktion aller Formationen statt, die randfaziellen Charakter hat und mit höheren Silt- und Sandgehalten einhergeht. Nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs, im Dänischen Becken, ist aufgrund der dort vorherrschenden Randfazies meist keine weitere Untergliederung der Formationen möglich.

Die **Erfurt-Formation** (Unterer Keuper, Lettenkeuper) lässt sich im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nur ungegliedert korrelieren. Die Ablagerungsbedingungen der Erfurt-Formation reichen von fluviatil, fluviodeltaisch und fluviolakustrin bis eingeschränkt marin. Sie beginnt mit dem Sandstein S1 und seinen Äquivalenten bzw. einem Wechsel von überwiegend karbonatischer zu klastischer Sedimentation und endet mit dem Grenzdolomit, der mit seinen sulfatischen Äquivalenten bis in die englische Nordsee nachweisbar ist. Erst in Ostengland fehlt das Äquivalent des Grenzdolomits, weshalb hier die Obergrenze mit dem Aussetzen der Sandsteine (Cotgrave Sandstone-Member) definiert wird.

Die überwiegend playafazielle bis sabkhafazielle **Grabfeld-Formation** (Unterer Gipskeuper) lässt sich aufgrund zyklisch wechselnder Sulfat- und Dolomitgehalte sowie der Äquivalente der Bleiglanzbank und der Engelhofer Platte in eine Untere, Mittlere und Obere Grabfeld-Formation gliedern. Diese bilden zusammen mit den fünf Salzlagern A–E hervorragende Leithorizonte und lassen sich mit ihren Äquivalenten bis in die englische Nordsee nachweisen. Die z. T. mehr als 50 m mächtigen Salzlager sind auf ausgedehnte zusammenhängende Areale in verschiedenen Ablagerungszentren beschränkt. In Ostengland wird das Äquivalent der Grabfeld-Formation lediglich ungegliedert betrachtet.

Die Diskordanz D2 und das Äquivalent der Kühl'schen Brekzie, mit welcher deutlich erhöhte Sulfatgehalte einsetzen, bilden die Liegend- und Hangendgrenzen der **Stuttgart-Formation** (Schilfsandstein). Diese wurde überwiegend in einem fluviatilen bis fluviolakustrinen Ablagerungsraum gebildet und lässt sich aufgrund ihrer markanten, häufig sandigen Zusammensetzung im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken korrelieren.

Die playa- bis sabkhafazielle **Weser-Formation** (Oberer Gipskeuper) lässt sich in Aufschlüssen Nordwestdeutschlands dreigliedern (Untere, Mittlere und Obere Weser-Formation), kann im übrigen westlichen Zentraleuropäischen Becken jedoch nur ungegliedert korreliert werden. Sie enthält mit den drei im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachweisbaren Salzlagern F–H und dem Heldburg-Gips überregional bedeutsame Leithorizonte. Der Heldburg-Gips kann bis zu mehrere 10er Meter mächtig werden und korreliert mit dem Tutbury-Gips Ostenglands. An der Grenze zwischen der Weser- und der Arnstadt-Formation ist die bedeutendste keuperzeitliche Diskordanz D4 (Altkimmerische Hauptdiskordanz) ausgebildet.

Die playafazielle **Arnstadt-Formation** (Steinmergelkeuper) lässt sich aufgrund markanter Unterschiede im Karbonat- und Sulfatgehalt über das gesamte westliche Zentraleuropäische Becken hinweg zweigliedern. Die Untere Arnstadt-Formation besitzt aufgrund der Anlagerung im Hangenden der Diskordanz stark schwankende Mächtigkeiten. Die Obere Arnstadt-Formation beginnt in Aufschlüssen Nordwestdeutschlands mit Residuallagen von Gips (Hangende Residuallagen nach SANDER 1977). In westlicher Richtung nimmt die Gipsführung jedoch stetig zu und kulminiert im ostenglischen Newark-Gips, welcher einen bedeutenden Leithorizont bildet.

Die Grenze zur **Exter-Formation** (Oberer Keuper, Rhätkeuper) ist in Nordwestdeutschland lithologisch durch den Wechsel hin zu siltig-sandigen Gesteinen mit Pflanzenhäcksel stets scharf ausgebildet. Die Exter-Formation wurde in unterschiedlichen Ablagerungsräumen gebildet, die von limnisch, über fluviatil bis zu brackisch-marin reichen. Die Exter-Formation

kann mit Ausnahme des Dänischen Beckens im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken dreigeteilt werden. Durch eine Abnahme des Sandgehaltes nach Westen und damit einhergehenden faziellen Änderungen sind besonders für die Korrelation der Unteren Exter-Formation biostratigraphische Belege bedeutsam. Die Untere Exter-Formation besitzt ab dem Niederrhein eine ähnliche Ausbildung wie die Arnstadt-Formation und lässt sich lithologisch und biostratigraphisch mit der Blue Anchor-Formation Ostenglands korrelieren. An der Basis der Mittleren Exter-Formation bildet die Diskordanz D6 eine im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachweisbare Leitfläche, die vor allem im Westteil des Arbeitsgebietes mit dem Umschwung zu zeitweiligen marinen Ablagerungsbedingungen einhergeht. Die Obere Exter-Formation kann aufgrund eines ähnlichen Bildungsmilieus, welches von limnisch (Nordwestdeutschland) bis lagunär (Ostengland) reicht, im ganzen Teilbecken verfolgt werden. Bedeutsam ist das weithin nachgewiesene Auftreten rötlicher Farben, welche bereits WILL (1969) mit den Levallois-Tonen Frankreichs und Süddeutschlands korrelierte.

Aufgrund der im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken möglichen Korrelation aller Formationen ließen sich Mächtigkeitkarten für jede einzelne Formation und für den gesamten Keuper erstellen. Die Mächtigkeiten der einzelnen Formationen werden im Wesentlichen von der Subsidenz gesteuert. Diese ist in Gräben, auf Schwellen und in Teil-Becken unterschiedlich, weshalb sich ein komplexes Muster in der Mächtigkeitsverteilung ergibt. Während die Gräben und Becken durch ungewöhnlich hohe Mächtigkeiten gekennzeichnet sind, nehmen diese auf Schwellen und am Beckenrand deutlich ab. Diese z. T. um mehrere hundert Meter geringeren Mächtigkeiten werden mitunter durch mit Diskordanzen einhergehende Schichtausfälle verursacht, teilweise jedoch auch durch Schichtkondensation. Auch bei kondensierter Sedimentation lassen sich alle bedeutsamen Leithorizonte nachweisen. Häufig wurde auch eine Abhängigkeit der jeweiligen Fazies von der Mächtigkeit nachgewiesen. So ergaben die Mächtigkeitskarten der Erfurt- und Stuttgart-Formation eine Aufgliederung in tektonisch gesteuerte sandreiche Strömungsbänder mit dazwischen liegenden feinklastischen Überflutungsebenen. In der Grabfeld- und Weser-Formation sind die Salze an Gebiete mit der größten Subsidenz und den größten Mächtigkeiten gebunden.

Die an Diskordanzen gebundenen Schichtausfälle setzen sich generell aus zwei Komponenten, Erosion und Anlagerung (Onlap) zusammen, d. h. im Liegenden werden Schichten erodiert, während die Sedimentation im Hangenden verzögert einsetzt.

Die Diskordanzen D2, D4 und D6 weisen die größten Schichtausfälle auf und lassen sich im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachweisen. Detaillierte abgedeckte Karten dieser drei Diskordanzen zeigen Gebiete mit starker Erosion, welche hauptsächlich durch die Eichsfeld-Altmark- und die Niederlande-Schwelle, das Ringkøbing-Fyn-Hoch und den südwestlichen Beckenrand gebildet werden. Die Schwellen besitzen einen komplizierten, z. T. durch Bruchtektonik entstandenen Bau, der sich sowohl bei der Eichsfeld-Altmark- als auch der Niederlande-Schwelle in unterschiedlich einfallenden Schwellenschenkeln äußert. In großen Teilen des westlichen Zentraleuropäischen Beckens sind mit den Diskordanzen keine Schichtausfälle verbunden, weshalb hier eine kontinuierliche Sedimentation angenommen werden kann.

Der Keuper kann am Beispiel der Bohrung Morsleben 52a in vier Großzyklen gegliedert werden. Diese Großzyklen lassen sich absteigend in weitere Zyklenbündel, Zyklen und Ablagerungszyklen untergliedern. Die Großzyklen werden als Sequenzen dritter Ordnung interpretiert, die Zyklenbündel, Zyklen und Ablagerungszyklen als Parasequenzen. Die Zyklen werden wahrscheinlich durch Änderungen der astronomischen Parameter bedingt und entsprechen Milankovitch-Zyklen. Sie enthalten somit eine zeitliche Komponente, wobei der zeitliche Umfang, der auf die Diskordanzen entfällt, lediglich abgeschätzt werden kann.

Großzyklus (Sequenz) I umfasst die Erfurt- und Grabfeld-Formation. Die Erfurt-Formation besteht aus 8 Zyklen, die Grabfeld-Formation umfasst 29 Zyklen. Großzyklus (Sequenz) II umfasst die Stuttgart- und Weser-Formation. Die Stuttgart-Formation wird von 8 Zyklen aufgebaut, die Weser-Formation von 18 Zyklen. Großzyklus (Sequenz) III umfasst die gesamte Arnstadt-Formation und setzt sich aus 34 Zyklen zusammen. Die Sequenz III lässt sich in zwei Teilsequenzen untergliedern. Großzyklus (Sequenz) IV entspricht der Exter-Formation, welche 19 Zyklen umfasst. Alle Zyklen lassen sich unter Vorbehalt als Milankovitch-Zyklen interpretieren. Aufgrund der zyκλοstratigraphischen Interpretation des Keupers lässt sich die ursprünglich beschriebene Dauer einzelner Diskordanzen (z. B. Diskordanz D4) z. T. reduzieren.

Die Grenzen der Sequenzen bzw. Großzyklen werden durch die Diskordanzen D1, D2, D4, D5 und D8 gebildet. Jede Sequenz enthält einen Transgressiven Systemtrakt (TST) und einen Hochstand-Systemtrakt (HST), die durch die maximale Überflutungsfläche (MFS) getrennt werden. Diese sind der Grenzdolomit, die Äquivalente des Hauptsteinmergels, die Dohlenbergbank und die Mittlere Exter-Formation.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

1. Einleitung	1
2. Arbeitsgebiet	2
2.1. Lage, Grenzen, regionalgeologischer Überblick	2
2.2. Datengrundlage	4
3. Kenntnisstand	7
3.1. Lithostratigraphie und Diskordanzen	7
3.1.1. Lithostratigraphie	7
3.1.1.1. Deutsche Stratigraphische Subkommission (DSK)	7
3.1.1.2. Thüringen	12
3.1.1.3. Sachsen-Anhalt	15
3.1.1.4. Nordwestdeutschland	17
3.1.1.5. Niederrhein und Nordrand der Eifel	23
3.1.1.6. Niederlande	25
3.1.1.7. Englische Nordsee und Ost-England	30
3.1.1.8. Dänemark	36
3.1.2. Diskordanzen	41
3.2. Biostratigraphie	42
3.3. Chronostratigraphie	44
3.4. Zyklustratigraphie	44
3.5. Sequenzstratigraphie	47
4. Methodik	49
4.1. Lithologische Bearbeitung der Bohrkerne und Aufschlüsse	49
4.2. Geophysikalische Korrelation	51

5. Lithostratigraphie, diskontinuierliche Entwicklung, Zyκλο- und Sequenzstratigraphie	53
5.1. Lithostratigraphie	53
5.1.1. Erfurt-Formation	55
5.1.1.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung	55
5.1.1.2. Lithologie und Zyklus	58
5.1.1.3. Regionale Beschreibung und Korrelation	60
5.1.2. Grabfeld-Formation	68
5.1.2.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung	68
5.1.2.2. Lithologie und Zyklus	72
5.1.2.3. Regionale Beschreibung und Korrelation	78
5.1.3. Stuttgart-Formation	90
5.1.3.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung	90
5.1.3.2. Lithologie und Zyklus	94
5.1.3.3. Regionale Beschreibung und Korrelation	98
5.1.4. Weser-Formation	101
5.1.4.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung	101
5.1.4.2. Lithologie und Zyklus	103
5.1.4.3. Regionale Beschreibung und Korrelation	107
5.1.5. Arnstadt-Formation	121
5.1.5.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung	121
5.1.5.2. Lithologie und Zyklus	125
5.1.5.3. Regionale Beschreibung und Korrelation	130
5.1.6. Exter-Formation	145
5.1.6.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung	145
5.1.6.2. Lithologie und Zyklus	148
5.1.6.3. Regionale Beschreibung und Korrelation	152
5.2. Diskontinuierliche Entwicklung	172
5.2.1. Diskordanz D1	173
5.2.2. Diskordanz Deh	174
5.2.3. Diskordanz D2	175
5.2.4. Diskordanz D3	179
5.2.5. Diskordanz D4	179
5.2.6. Diskordanz D5	184
5.2.7. Diskordanz D6	186

5.2.8.	Diskordanz D7	190
5.2.9.	Diskordanz D8	190
5.3.	Zyklo- und Sequenzstratigraphie	191
5.3.1.	Vorbemerkungen, Definition der Zyklen	191
5.3.2.	Großzyklus I (Erfurt- und Grabfeld-Formation)	196
5.3.2.1.	Zyklostratigraphie	196
5.3.2.2.	Sequenzstratigraphie	198
5.3.3.	Großzyklus II (Stuttgart- und Weser-Formation)	200
5.3.3.1.	Zyklostratigraphie	200
5.3.3.2.	Sequenzstratigraphie	204
5.3.4.	Großzyklus III (Arnstadt-Formation)	204
5.3.4.1.	Zyklostratigraphie	205
5.3.4.2.	Sequenzstratigraphie	206
5.3.5.	Großzyklus IV (Exter-Formation)	208
5.3.5.1.	Zyklostratigraphie	208
5.3.5.2.	Sequenzstratigraphie	210
6.	Literaturverzeichnis	211

1. Einleitung

Der Keuper im westlichen Zentraleuropäischen Becken streicht nur in wenigen kleinen Gebieten in Deutschland und England aus. In diesen wurden bereits ab dem ausgehenden 19. Jh. zahlreiche voneinander unabhängige lokale lithostratigraphische Gliederungen vorgenommen. Erst mit dem Beginn der Exploration auf Kohlenwasserstoffe und anderer Rohstoffe mit Hilfe von Bohrungen gab es Versuche einer Korrelation der verschiedenen lithostratigraphischen Systeme. Diese führten jedoch aufgrund ihrer meist geringen litho- und biostratigraphischen Basis häufig zu Fehlkorrelationen.

Der Keuper stellt eine wichtige Phase in der Entwicklung des Zentraleuropäischen Beckens dar, in welcher sich die seit dem Perm anhaltende hohe Subsidenz allmählich verringerte. Diese Entwicklung verlief diskontinuierlich, was sich in starken Änderungen in den Absenkungsraten und in zahlreichen Schichtlücken (Diskordanzen) äußert. Diskordanzen und markante Leithorizonte lassen sich teilweise als quasi-isochrone Bildungen im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachweisen.

Wesentliche Ziele dieser Arbeit waren die auf einer breiten Datenbasis beruhende Neukorrelation sowie die Erstellung einer einheitlichen, für das westliche Zentraleuropäische Becken gültigen hochauflösenden Lithostratigraphie des Keupers. Zu den wesentlichen Fragestellungen gehörten ferner die Rekonstruktion der Faziesverhältnisse und die Erarbeitung einer Zyko- und Sequenzstratigraphie im Keuper dieses Beckenteils.

In der Beschreibung der diskontinuierlichen Entwicklung der Keupersedimentation lag ein weiteres Ziel dieser Arbeit.

Die hier vorgelegten Ergebnisse konzentrieren sich auf den Westteil des Zentraleuropäischen Beckens, während der östliche Beckenteil von FRANZ (2008) bearbeitet wurde.

2. Arbeitsgebiet

2.1. Lage, Grenzen, regionalgeologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich von Mitteldeutschland bis nach Ostengland und Dänemark und umfasst damit das westliche Zentraleuropäische Becken und Teile des Dänischen Beckens (Abb. 1). Die Grenze zum östlichen Zentraleuropäischen Becken, welches Gegenstand der Untersuchungen von FRANZ (2008) war, ist durch einen etwa 100 km breiten Überlappungsbereich gekennzeichnet, der als charakteristische Struktur die Eichsfeld-Altmark-Schwelle umfasst. Diese Schwelle wurde in einer Pilotstudie gemeinsam mit M. FRANZ bearbeitet (BARNASCH et. al. 2004, 2005b). Die südlichen und westlichen Begrenzungen des Arbeitsgebietes bilden die Grundgebirgsauftragungen des Thüringer Waldes, die keuperzeitlichen Hochgebiete des Rheinischen und London-Brabanter Massivs und das Pennine-Hoch. Die Nordgrenze des Arbeitsgebietes wird im Bereich der britischen und niederländischen Nordsee durch das Mittlere Nordsee-Hoch und Teile des Ringkøbing-Fyn-Hochs gebildet. Nordöstlich davon wurde darüber hinaus ein Großteil des Dänischen Beckens in die Untersuchungen mit einbezogen.

Innerhalb des Arbeitsgebietes sind verschiedene Strukturelemente vorhanden, die eine weitere Untergliederung des Beckens erlauben und erheblichen Einfluss auf die Ausbildung des Keupers in Bezug auf Mächtigkeit und Fazies besitzen (BEUTLER & NITSCH 2005a). Dazu zählen zahlreiche Schwellen, Hochlagen, Gräben und Teilbecken (siehe auch Kapitel 5.1. Lithostratigraphie, Abb. 1).

Die Anlage und Entstehung des Zentraleuropäischen Beckens wurde in zahlreichen Arbeiten eingehend beschrieben und erläutert (u. a. SCHRÖDER 1982, ZIEGLER 1982, 1990, KIERSNOWSKI et al. 1995, BACHMANN & HOFFMANN 1997, EVANS et al. 2003, NIELSEN 2003, STAMPFLI & KOZUR 2006); eine sehr gute aktuelle Zusammenstellung wird in LITKE et al. (2008) und MCCANN (2008) gegeben.

Im Anschluß an die Anlage des Zentraleuropäischen Beckens im Permokarbon erfuhr das Becken während der Trias eine intensive Subsidenz, die zum einen auf Krustenabkühlung und zum anderen auf eine mechanische Dehnung der Kruste zurückzuführen ist (BACHMANN & GROSSE 1989, BACHMANN & HOFFMANN 1997, STAMPFLI & KOZUR 2006). Diese Krustendehnung bedingte auch die beginnende Salinartektonik und führte zur Beckendifferenzierung in verschiedene Teilbecken und Gräben (Abb. 1). Diese beeinflussten und kontrollierten deutlich die Mächtigkeiten der triassischen Ablagerungen (MAYSTRENKO et al. 2008).

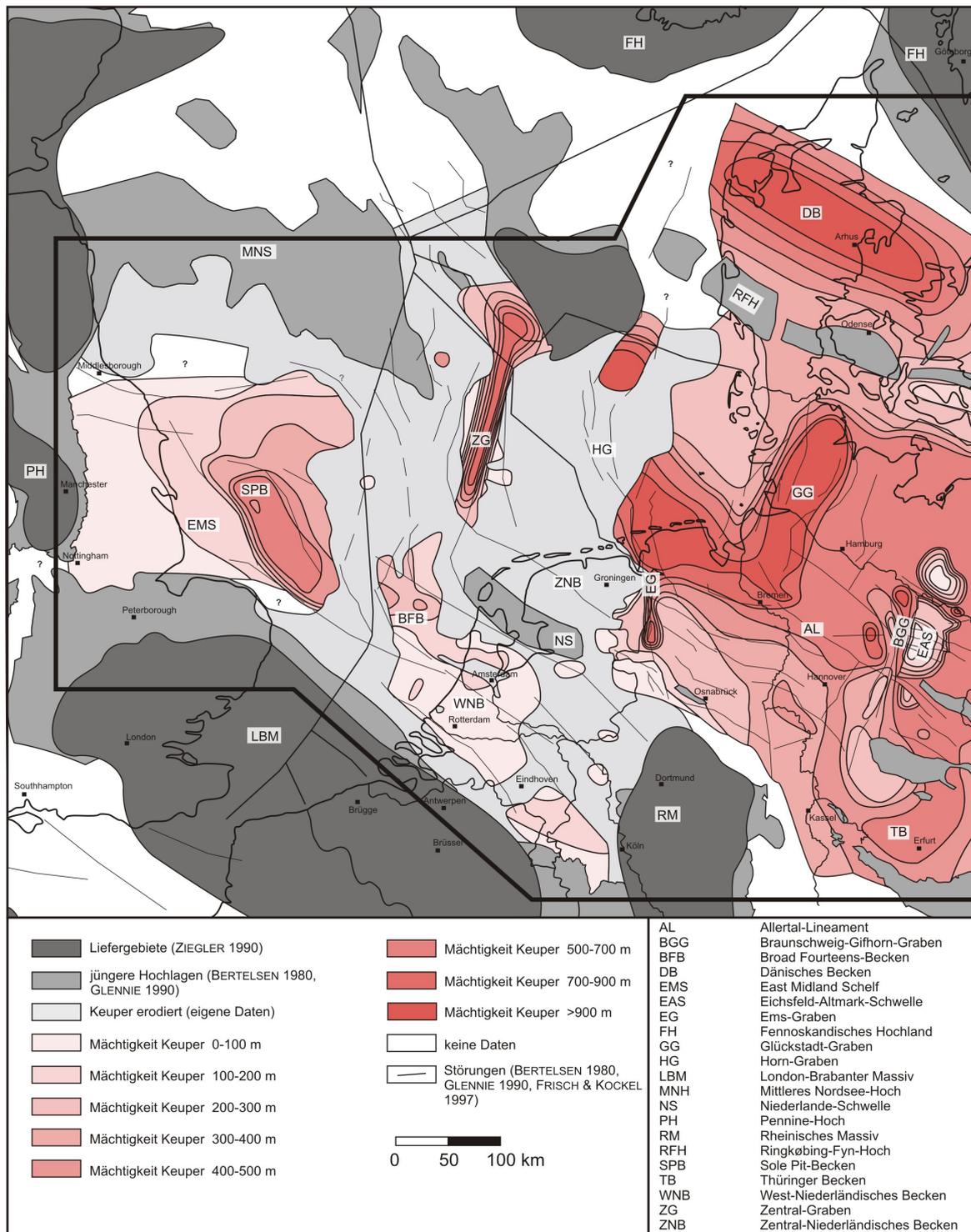


Abb. 1: Arbeitsgebiet (schwarzer Rahmen) mit Mächtigkeitskarte des Keupers und wichtigen Strukturelementen.

Auch im Keuper zeigte sich diese Beckendifferenzierung, wobei die Subsidenz kein gleichmäßiger Prozess war, sondern sich zeitlich und räumlich stark differenziert entwickelte. Zeiten mit geringerer Subsidenz äußern sich v. a. auf Hochlagen, Schwellen und an den Beckenrändern häufig durch Diskordanzen, mit welchen zum Teil erhebliche Schichtlücken

einhergehen. Die hier erstmals im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken durchgeführte Bearbeitung dieser Diskordanzen zur Darstellung der differentiellen Subsidenz ist ein wesentliches Ziel und Ergebnis der vorliegenden Arbeit.

Die Strukturierung des Zentraleuropäischen Beckens in verschiedene Teilbecken, in denen zeitgleiche Ablagerungen des Keupers zum Teil stark wechselhafte fazielle Ausbildungen aufweisen, erschwert die Korrelation. Verschiedene Bänke und Schichtabschnitte sind jedoch auch überregional ähnlich und können dadurch als Leithorizonte im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken korreliert werden. Diese bilden das Grundgerüst für eine gegenüber älteren Arbeiten (u. a. Elliott 1961, GEIGER & HOPPING 1968, BEUTLER 2005c, GELUK 2005) deutlich verbesserte und höher auflösende lithostratigraphische Korrelation des Keupers im gesamten Zentraleuropäischen Becken und bilden ein weiteres vorrangiges Ziel der vorliegenden Arbeit.

2.2. Datengrundlage

Die Datengrundlage besteht aus geophysikalischen Logs von mehr als 750 Erdgas- Erdöl- und Deponiebohrungen, Bohrkernen sowie Tagesaufschlüssen (Abb. 2). Im Großteil des Arbeitsgebietes wird der Keuper durch jüngere Ablagerungen überdeckt. Tagesaufschlüsse sind v. a. in den Keuperausstrichgebieten nahe den Beckenrändern vorhanden, wobei zwischen den einzelnen Aufschlussgebieten z. T. erhebliche Entfernungen liegen. In Deutschland wurden besonders im Thüringer Becken, im nördlichen Harzvorland, Osnabrücker Bergland und Weserbergland Aufschlüsse neu bearbeitet, wobei in der Tab. 1 lediglich die auch in dieser Arbeit beschriebenen Aufschlüsse aufgeführt sind. Im Vordergrund stand dabei die lithologische und feinzuklische Bearbeitung der Profile, welche z. T. durch eine Vermessung mittels GR-Szintillometer unteretzt wurde. Diese war bei der anschließenden Verknüpfung mit Logs von nahe gelegenen Tiefbohrungen von großer Bedeutung. In den Niederlanden ist lediglich im Aufschluss Winterswijk der oberste Abschnitt der Exter-Formation aufgeschlossen; dieser Aufschluss wurde jedoch in der vorliegenden Arbeit nicht untersucht. In Ostengland wurden zwei Aufschlüsse nordöstlich von Nottingham bearbeitet (Tab. 1).

Neben diesen Tagesaufschlüssen sind in Deutschland und England nur wenige lange Bohrkernkerne vorhanden. In den Niederlanden standen lediglich von der Bohrung Neederwert 1 einzelne Bohrkernstücke zur Verfügung. Die geringe Anzahl an umfangreich gekernteten Bohrungen – im Gegensatz zum östlichen Zentraleuropäischen Becken (FRANZ 2008) – lässt sich damit erklären, dass der Keuper nur untergeordnet Gegenstand einer Öl- und

Gasexploration gewesen ist. Die bearbeiteten Bohrungen wurden zum Zwecke der Rohstofferkundung (Velpke BK2 und BK3), Deponieerkundung (Morsleben 52a), zu Forschungszwecken (Bürvenich 1, Cropwell Bridge) oder zur Grundwassererkundung (Asfordby Hydrological) abgeteuft und gekernt. Zwischen den Kernbohrungen, die sich häufig in der Nähe von Aufschlussgebieten befinden, liegen z. T. große Entfernungen. Diese wurden unter Verwendung geophysikalischer Logs überbrückt, die von mehr als 750 Bohrungen zur Verfügung standen.

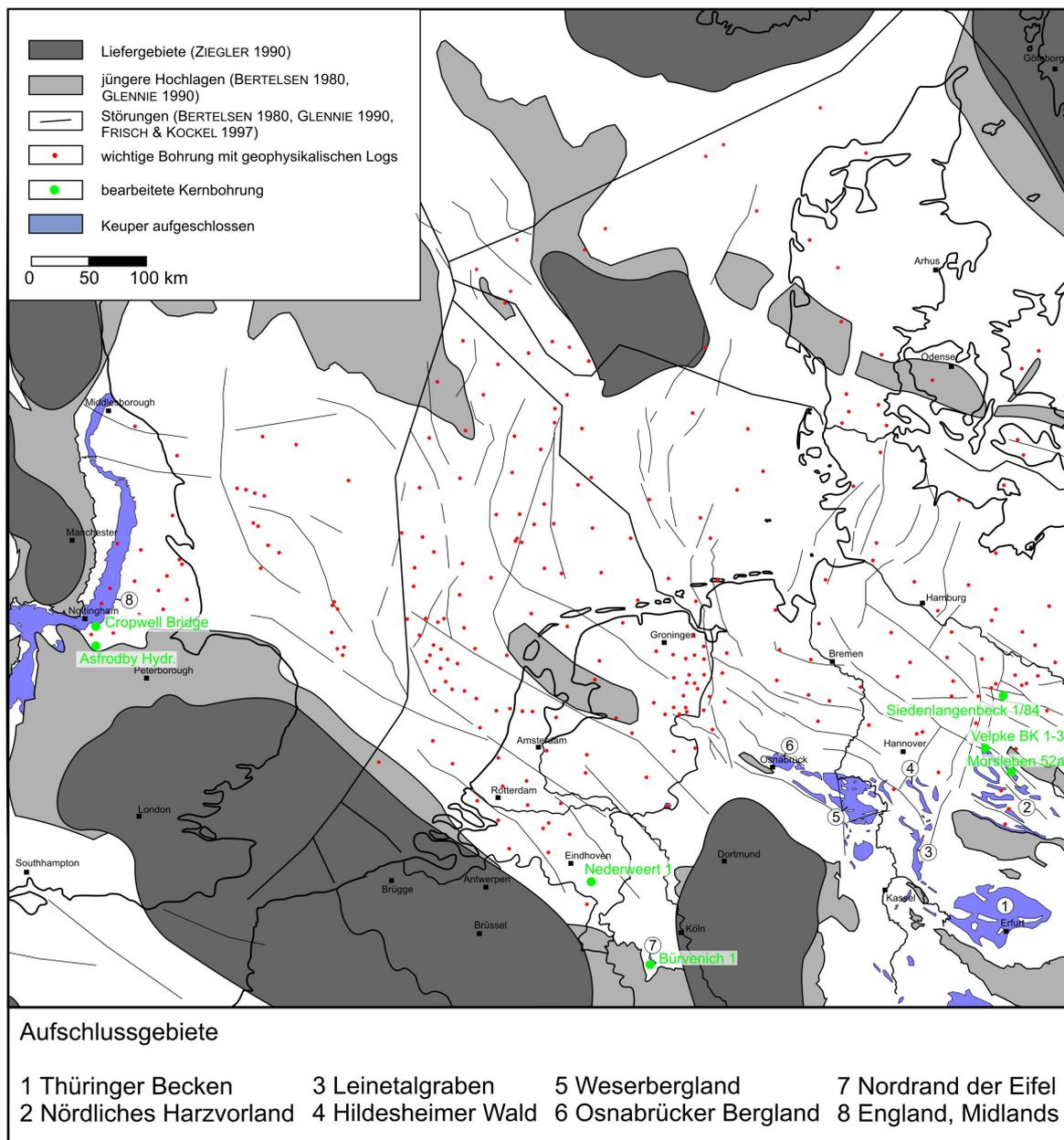


Abb. 2: Datengrundlage im westlichen Zentraleuropäischen Becken. Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1. Die Bohrungsnamen und die Lage aller bearbeiteten Bohrungen können den Anlagen 1 und 2-1 bis 2-9 entnommen werden.

Von besonderer Bedeutung für die Korrelation waren Auswertungen von Gamma-Ray-Logs (GR), Sonic-Logs (SL) und Widerstandslogs (Res), welche für die meisten Bohrungen vorlagen. Neben diesen konnte vereinzelt auf das Eigenpotential-Log (SP) und das Neutronen-Gamma-Log (NG) zurückgegriffen werden. Die wichtigsten Bohrungen, bei denen Logs vorliegen, sind in Abb. 2 dargestellt. Die Bohrungsnamen aller bearbeiteten Bohrungen und deren Lage können den Anlagen 1 und 2-1 bis 2-9 entnommen werden.

Aufschlussname	Aufschlussart	Aufschlussgebiet	Stratigraphie
Asfordby Hydrological	Bohrkern	Ostengland	Warburg-Formation bis Lias
Bantycok	Tagesaufschluss	Ostengland	Arnstadt- bis Exter-Formation
Bürvenich 1	Bohrkern	Niederrheinische Bucht	Warburg-Formation bis Lias
Cropwell Bridge 1	Bohrkern	Ostengland	Warburg-Formation bis Arnstadt-Formation
Kilvington	Tagesaufschluss	Ostengland	Arnstadt-Formation
Köllergrund, Mergelgrube nördl. von Rischenau	Tagesaufschluss	Weserbergland	Weser-Formation
Morsleben 52a	Bohrkern	Allertalzone	Warburg-Formation bis Exter-Formation
Neederweert 1	Bohrkern	Niederlande	Arnstadt-Formation
Polle, Weganschnitt am Birkenberg	Tagesaufschluss	Weserbergland	Stuttgart- bis Weser-Formation
Schwalenberg, Hanganschnitt	Tagesaufschluss	Weserbergland	Weser- bis Arnstadt-Formation
Siedenlangenbeck 1/84	Bohrkern	Altmark	Arnstadt-Formation bis Lias
Velpke BK2	Bohrkern	östl. Niedersachsen	Exter-Formation
Velpke BK3	Bohrkern	östl. Niedersachsen	Exter-Formation bis Lias
Vlotho-West, Straßenanschnitt Herforder Straße	Tagesaufschluss	Osnabrücker Bergland	Arnstadt- bis Exter-Formation

Tab. 1: Bearbeitete und in dieser Arbeit beschriebene Tagesaufschlüsse und Bohrkerne im Arbeitsgebiet.

3. Kenntnisstand

3.1. Lithostratigraphie und Diskordanzen

3.1.1. Lithostratigraphie

Der Keuper wurde durch FRIEDRICH VON ALBERTI (1834) als stratigraphisch jüngste Einheit der Trias definiert (HAGDORN & NITSCH 1999). Seither haben viele Autoren den Aufbau, die Untergliederung sowie die Korrelation von keuperzeitlichen Ablagerungen in den verschiedenen Aufschlussgebieten bearbeitet. Die Vielzahl der Veröffentlichungen wurde von MADER (1997) eindrucksvoll zusammengestellt. Die isolierte und räumlich getrennte Lage der Aufschlussgebiete resultiert in oftmals stark differenzierten lithostratigraphischen Lokalgliederungen, welche mit dem Erscheinen der „Stratigraphie von Deutschland IV – Band Keuper“ (Deutsche Stratigraphische Subkommission, DSK 2005) zu einem einheitlichen stratigraphischen Gesamtbild vereinfacht wurde. Aufgrund mangelnder Anwendung dieser neuen Gliederung in den föderalen Landeseinrichtungen (v. a. Geologische Landesämter, Universitäten) bestehen jedoch bis heute erhebliche Unterschiede hinsichtlich der lithostratigraphischen Untergliederung und Benennung der einzelnen Schichtglieder des Keupers. Diese Unterschiede zwischen den häufig noch regional verwendeten und der durch die DSK vorgeschlagenen Lithostratigraphie (BEUTLER 2005a) sollen im Folgenden kurz ausgeführt werden und werden in Abb. 3 zusammengefasst. Der Schwerpunkt der Beschreibung liegt dabei auf der Lithostratigraphie nach BEUTLER (2005a), welche in abgewandelter Form in dieser Arbeit verwendet wird. Die regionalen lithostratigraphischen Systeme wurden im Wesentlichen dem Internetauftritt der „Ad-hoc-AG Geologie der Staatlichen Geologischen Dienste (SGD) und der BGR“ (<http://www.lgb-rlp.de/fileadmin/extern/stratigraphie/all-strat.html>) sowie den in Abb. 3 zitierten Arbeiten entnommen.

3.1.1.1. Deutsche Stratigraphische Subkommission (DSK)

Die für die vorliegende Arbeit relevante Beckenfazies der durchschnittlich 400–600 m mächtigen Keupergruppe wird im Folgenden in drei Untergruppen untergliedert, den Unteren, Mittleren und Oberen Keuper. Diesen Untergruppen lassen sich wiederum sechs überregional verfolgbare Formationen zuordnen. Vom Liegenden zum Hangenden sind dies die Erfurt-, Grabfeld-, Stuttgart-, Weser-, Arnstadt- und Exter-Formation (Abb. 3).

Der **Untere Keuper** beginnt in Mittel- und Norddeutschland mit dem Sandstein S1 und endet mit dem Grenzdolomit, wobei Gesamtmächtigkeiten zwischen 60 und 80 m erreicht werden. Die Untergruppe entspricht der **Erfurt-Formation** (BEUTLER 2005a, NITSCH 2005a). Am

Aufbau der Erfurt-Formation sind weitgehend klastische Gesteine beteiligt; Karbonate und Evaporite treten hingegen nur untergeordnet auf. Zusammen bilden sie zyklische Abfolgen, die an der Basis mit Sandsteinen beginnen. Die Sandsteine besitzen eine niedrige Maturität und wurden in Rinnensystemen mit breiten Überflutungsebenen und südlichen Schüttungsrichtungen abgelagert. Mit diesen Sandsteinen sind Wurzelböden verknüpft und häufig auch „Lettenkohlen“ oder kohlige Tonsteine. Die Tonsteine sind zumeist grau bis grün gefärbt, wobei es nach Norden zu einer zunehmenden Rotfärbung kommt. Über diesen Peliten folgen Karbonat- und Sulfatbildungen. Die Karbonate sind in der Regel als mikritische Dolomite ausgebildet. Lediglich vereinzelt kommen fossilführende Bänke vor, die Leitbankcharakter besitzen können. Die sulfatischen Bildungen sind in der Regel in Form von Knollen und Knauern von Gips und Anhydrit in die Rotsedimente und Dolomite eingeschaltet. Der zyklische Aufbau bildet die Grundlage für eine Dreigliederung des Unteren Keupers. Problematisch erscheint die Korrelation der verschiedenen Leitbänke, welche im Wesentlichen durch Sandsteine- und Karbonathorizonte repräsentiert werden. Vor allem die Korrelation der Karbonatbänke zwischen Süd- und Mitteldeutschland erweist sich oft als problematisch (BEUTLER 2005a).

Die Untergruppe des **Mittleren Keupers** beginnt über dem Grenzdolomit und endet an der Untergrenze der lithologisch als Unteres Rhät angesprochenen Schichteinheit. Der Mittlere Keuper beinhaltet die Grabfeld-, Stuttgart-, Weser- und Arnstadt-Formation.

Die **Grabfeld-Formation** ist gekennzeichnet durch zyklische Pelit-Evaporit-Abfolgen, welche im Durchschnitt zwischen 150 und 220 m mächtig werden. Bei halitführender Grabfeld-Formation können jedoch im Extremfall einige 1000 m Mächtigkeit erreicht werden. Die Liegendgrenze der Grabfeld-Formation ist durch die Obergrenze des Grenzdolomits definiert. Die Grenze zur hangenden Stuttgart-Formation wird durch die Diskordanz D2 gebildet. Jeder Zyklus beginnt mit Dolomitsteinmergeln, welche bunt oder grau gefärbt sind und aufgrund häufiger Fossilführung Leitbankcharakter besitzen können. Darüber folgen weiße bis rötliche Knollen- und Bankgipse. Die meist farblosen Halite treten nur in lokalen Vorkommen auf und können als die fünf isochronen Salzlager A–E ausgehalten werden. Von den umgebenden Hochgebieten kommt es lokal zu klastischen Einschüttungen in das Becken, die jedoch auf dessen Ränder begrenzt bleiben. Durch die Übertragung der durch DUCHROW (1984) erstellten Gliederung des Keupers im Weserbergland und Osnabrücker Bergland auf geophysikalische Logs des Weser-Ems-Gebietes erarbeitete BEUTLER (1995) eine Gliederung der Grabfeld-Formation in acht Subformationen. Diese sind vom Liegenden zum Hangenden die Löwendorf-, Elbrinxen-, Vörden-, Mönchsberg-, Hummersen-,

Vogelsang-, Oldenburg- und Bredenborn-Subformation (Abb. 3). Die regionale Reichweite dieser Untergliederung nach Westen ist jedoch zum Teil noch ungeklärt.

Die zwischen 40 und 100 m mächtige **Stuttgart-Formation** wird vornehmlich durch klastische Sedimente repräsentiert. Die Liegendgrenze ist durch die Diskordanz D2 stets scharf ausgebildet. Der Übergang zur hangenden Weser-Formation ist dagegen häufig undeutlich, wird jedoch im Allgemeinen mit dem Aussetzen der Sandsteine und dem Beginn einer verstärkten Gipsführung gezogen. Lokal treten an der Basis der Weser-Formation karbonatische und sulfatische Leitbänke auf, welche die Grenzziehung erleichtern (siehe auch folgende Weser-Formation). Die Stuttgart-Formation ist durch einen engräumigen Fazieswechsel gekennzeichnet. Verschieden gefärbte Sandsteine geringer Maturität zeichnen fluviatile Rinnensysteme mit Schüttungsrichtungen generell von Nord nach Süd nach. Neben diesen treten bunte bis graue Ton- und Siltsteine auf, die charakteristische Sedimente der Überflutungsfazies darstellen. Für diese sind häufig Wurzelböden und Bioturbation sowie generell eine pedogene Beeinflussung kennzeichnend, wobei die pedogenen Prozesse zur Entstehung von Hämatitknollen führen können. Häufig wird ein Wechsel von zunächst dunklen zu roten Farben beschrieben, wobei die Rotsedimente bereits kleinere Sulfatknollen enthalten können.

Eine Untergliederung der Stuttgart-Formation in zwei bis drei Sedimentationszyklen ist lediglich lokal durchführbar.

Die **Weser-Formation** erreicht durchschnittliche Mächtigkeiten von 100 bis 150 m. Bei Halitführung können auch mehr als 400 m Mächtigkeit erreicht werden. Die Basis der Weser-Formation ist teilweise unscharf, fällt jedoch häufig mit der Existenz von Karbonat- und Sulfatbänken zusammen. Diese werden als Hauptsteinmergel oder Unterer Berggips (A1 bei WOLBURG 1969a) bezeichnet. Ein Äquivalent des letzteren ist die Kühl'sche Brekzie (KÜHL 1956) des Weserberglandes, eine brekziöse Karbonatbank, welche als Residue des Unteren Berggipses gedeutet wird (BEUTLER et al. 1999a). Die Obergrenze der Weser-Formation fällt mit der Hangendgrenze des Heldburg-Gipsmergels zusammen, an welcher die Diskordanz D4 ausgebildet ist. Lithologisch wird die Weser-Formation durch Tonsteine und unterschiedlich mächtige Evaporite, vor allem Gips und Halit aufgebaut. Vereinzelt treten zusätzlich geringmächtige Steinmergel- und Dolomitbänke auf. Die zumeist massigen Tonsteine sind rotbraun, selten grünlich und grau gefärbt. Sulfate kommen als Lagen und Knollen vor und besitzen teilweise Mächtigkeiten von mehreren Dekametern (Heldburggips). Die Halitlager lassen sich zu drei Einheiten (F–H) zusammenfassen, welche sich isochron in die Abfolge einschalten.

Die bis zu drei zumeist geringmächtigen Steinmergel- und Dolomitbänke (Lehrbergbänke) sind v. a. im südlichen Teil des Beckens fossilführend.

Der lithologische Aufbau der Weser-Formation ermöglicht eine Untergliederung in drei bis vier Subformationen, die sich eng an die Gliederung von DUCHROW (1984) anlehnt.

Die **Arnstadt-Formation** erreicht im Durchschnitt Mächtigkeiten von 100 bis 150 m, wobei diese Werte extremen Schwankungen von 40 bis 400 m unterliegen können. Die Basis der Formation ist aufgrund der Diskordanz D4 in der Regel scharf ausgebildet. Die Diskordanz D4 ist häufig durch starke Erosion, die in die liegende Schichtenfolge eingreift, gekennzeichnet. Die Obergrenze der Arnstadt-Formation wird durch die lithologische Rhätbasis gebildet, an welcher die Diskordanz D5 ausgebildet ist. Die Arnstadt-Formation wird im Wesentlichen durch Tonsteine mit unterschiedlichen Dolomitgehalten repräsentiert, die rötliche oder graue Farben besitzen können. In diese sind charakteristische, meist wenige Dezimeter mächtige und lokal fossilführende Dolomitsteinbänke eingeschaltet, welche dieser Formation das traditionelle Synonym „Steinmergelkeuper“ eingebracht haben. Neben diesen Lithologien können auch knollige Anhydrite und Gipse auftreten. Im oberen Teil der Arnstadt-Formation kommt es zunehmend zu Einschaltungen von Schluff- und Sandsteinlagen. Die gesamte Schichtenfolge ist durch eine unterschiedlich intensive pedogene Überprägung gekennzeichnet.

Eine weitere Unterteilung der Arnstadt-Formation beruht auf verschiedenen Gliederungsgrundlagen. Lokal lässt sich vom Liegenden zum Hangenden eine Einteilung aufgrund der Gesteinsfärbung in einen Unteren Bunten Steinmergelkeuper, einen Mittleren Grauen Steinmergelkeuper und einen Oberen Bunten Steinmergelkeuper vornehmen, die im Wesentlichen auf Arbeiten im Raum Thüringens (NAUMANN 1910, SCHRÖDER 1955, DOCKTER et al. 1970) basiert.

Eine auf der feinzuklischen Abfolge von Ton-, Dolomitstein und Anhydritbänken basierende Untergliederung der Arnstadt-Formation in Subformationen beruht auf den Arbeiten von DUCHROW (1968a, b, 1984) im Lippischen Keuper und ist auf Norddeutschland anwendbar (BEUTLER 1995). Vom Liegenden zum Hangenden sind dies die Egge-, Valdorf-, Schwalenberg- und Kielsberg-Subformation (Abb. 3).

Die Untergruppe des **Oberen Keupers** reicht von der Obergrenze der Arnstadt-Formation bis zur Basis des Lias und entspricht der **Exter-Formation** (BEUTLER 2005a). Diese wird durchschnittlich 100 bis 150 m mächtig, wobei starke Schwankungen auftreten können. Die Basis der Exter-Formation ist häufig diskonform (Diskordanz D5), teilweise aber auch als Faziesgrenze ausgebildet. Die Grenze zum Lias ist sowohl paläontologisch als auch

lithologisch definiert. Die Exter-Formation wird traditionell in das Unter-, Mittel- und Oberrhät untergliedert. Die Benennung dieser Einheiten und damit deren Zuordnung zum Nomenklaturschema von DUCHROW (1984) als Rinteln-, Oeynhausen- und Vahlbruch-Subformation ist jedoch noch zu verifizieren. Aufgebaut wird die Exter-Formation hauptsächlich von Ton- und Sandsteinen. Die Tonsteine sind vom Liegenden zum Hangenden durch variable Farben, Schichtgefüge und Karbonatgehalte gekennzeichnet. Die Farbe wechselt vom Unterrhät (häufig bunt) über das Mittelrhät (dunkelgrau und schwarz) bis hin zum Oberrhät (grau und z. T. rötlich). Die Sandsteine der Exter-Formation sind hochmatur bei dominanten Korngrößen im Fein- und Mittelsandbereich. Sie können zu bis zu vier diskreten Sandsteinhorizonten zusammengefasst werden, die unterschiedliche regionale Verbreitungsmuster besitzen. Lokal treten Wurzelböden mit Übergängen zu Kohleflözen, Ostrakodenschillkalke und pedogen beeinflusste Bildungen, wie Dolocretes und Ferrosole, auf (BEUTLER 2005a). Evaporitische Bildungen fehlen völlig.

3.1.1.2. Thüringen

Keuperzeitliche Ablagerungen besitzen in Thüringen bei Mächtigkeiten zwischen 470–640 m einen relativ großflächigen Ausstrich (DOCKTER & SCHUBERT 2005; Abb. 2). Sowohl regional als auch wissenschaftshistorisch kann Thüringen in zwei Gebiete untergliedert werden. Ein Gebiet traditioneller Keuperforschung ist das Thüringer Becken, welches durch den Thüringer Wald von den Ausstrichgebieten der Grabfeld-Mulde getrennt wird. Diese weist aufgrund ihrer regionalen Nähe zu den süddeutschen Keupergebieten (v. a. Nordfranken) eine große fazielle Ähnlichkeit mit diesen auf.

Als Ergebnis dessen steht der Gliederung des Keupers im Thüringer Becken eine südthüringische Gliederung gegenüber. Beide sind teilweise identisch miteinander, weisen vereinzelt aber auch Abweichungen voneinander auf (DOCKTER 2003). DOCKTER & SCHUBERT (2005) beschrieben als Referenzprofil des Thüringer Beckens die Bohrung Schillingstedt 1/64 (Abb. 4).

Die Untergliederung des **Unteren Keupers** beruht v. a. auf Arbeiten von STILLE (1909), RICHTER (1936) und KÄSTNER (1972). Einer Viergliederung aufgrund einer ausgeprägten Zyklizität (KÄSTNER 1972, DOCKTER 2003) in einen S1-, SX-, S2- und S3-Zyklus steht eine Unterteilung in sechs (BEUTLER 1980), neun (DOCKTER 1997) bzw. zehn (PÖPPELREITER 1999) Zyklen gegenüber.

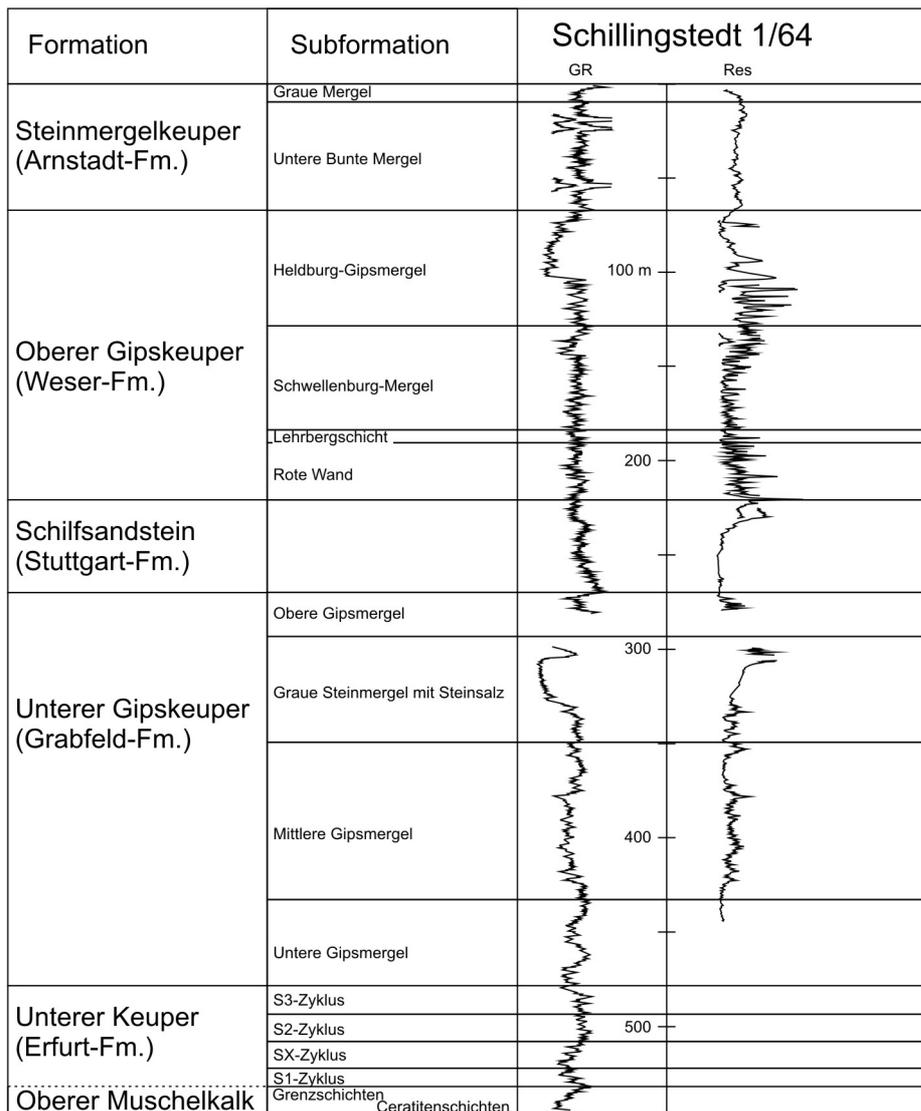


Abb. 4: Referenzprofil Bohrung Schillingstedt 1/64 (Thüringer Becken) und Stratigraphie nach DOCKTER & SCHUBERT (2005).

Somit variieren die verschiedenen Untergliederungen des Unteren Keupers mit der von BEUTLER (2005a) vorgeschlagenen Dreigliederung der Erfurt-Formation (Abb. 3). Ein weiterer wesentlicher Unterschied ist die Definition der Keuperbasis. Diese liegt nach KÄSTNER (1972) an der Basis der Grenzsichten mit Kastendolomiten (NAUMANN 1915), welche den Sandstein S1 unterlagern (Abb. 3). Die Zugehörigkeit dieser Grenzsichten zum Oberen Muschelkalk ist jedoch bereits von KOZUR (1974) aufgrund biostratigraphischer Befunde ausdrücklich betont worden. Die Obergrenze des Unteren Keupers bildet der fossilführende (u. a. *Costatoria goldfussi*) Grendolomit (STILLE 1909) und stimmt mit der Obergrenze der Erfurt-Formation nach BEUTLER (2005a) überein.

Mittlerer Keuper

Der Mittlere Keuper wird in vier Einheiten untergliedert. Vom Liegenden zum Hangenden sind dies der Untere Gipskeuper (km1), der Schilfsandstein (km2), der Obere Gipskeuper (km3) und der Steinmergelkeuper (km4). In ihrer Reichweite entsprechen diese Einheiten zumeist den durch BEUTLER (2005a) definierten vier Formationen des Mittleren Keupers (Grabfeld-, Stuttgart-, Weser- und Arnstadt-Formation).

Die Lithostratigraphie des **Unteren Gipskeupers** beruht v. a. auf Arbeiten von THÜRACH (1888/1889), REICHARDT (1926) und SCHRÖDER (1938). Danach kann der Untere Gipskeuper lithostratigraphisch in vier Abschnitte geteilt werden (km1 α bis km1 δ). Diese wurden später von DOCKTER et al. (1970) und DOCKTER (1974) überarbeitet und in Untere Gipsmergel, Mittlere Gipsmergel, Graue Steinmergel mit Steinsalz und Obere Gipsmergel umbenannt (Abb. 3, 4). Aufgrund der identischen Unter- und Obergrenze entspricht der Untere Gipskeuper in Thüringen der Grabfeld-Formation. Die Korrelation der Viergliederung mit den neun Subformationen nach BEUTLER (2005a) ist aufgrund verschiedener Leithorizonte möglich; sie wird in Abb. 3 dargestellt.

Für den **Schilfsandstein** sind v. a. die Arbeiten von NAUMANN (1910) und REICHARDT (1926) bedeutsam, da diese in Thüringen unterhalb der ersten Sandsteine dunkle Tonsteine mit Pflanzenhäcksel, Fischschuppen und „Estherien“ (Conchostraken) beschrieben, welche den Übergangschichten nach THÜRACH (1888/1889) entsprechen und nach WIENHOLZ & KOZUR (1970) bereits zum Schilfsandstein gezählt werden. Damit entspricht der Schilfsandstein Thüringens der Stuttgart-Formation nach BEUTLER (2005a).

Der **Obere Gipskeuper** wurde in Thüringen erstmals eingehend von NAUMANN (1910) und REICHARDT (1926) bearbeitet. Er lässt sich in bis zu vier Kartiereinheiten untergliedern. Vom Liegenden zum Hangenden sind dies die Rote Wand, die Lehrberg-Schicht, die Schwellenburg-Mergel und die Heldburg-Gipsmergel (DOCKTER & SCHUBERT 2005). Bedeutsame Leithorizonte stellen die Lehrbergbänke und der Heldburggips dar (NAUMANN 1910). Der Obere Gipskeuper Thüringens entspricht der Weser-Formation nach BEUTLER (2005a).

Der **Steinmergelkeuper** wurde bereits durch NAUMANN (1910) aufgrund von Farbunterschieden in drei Abschnitte gegliedert. Diese Dreigliederung in Untere Bunte Mergel, Graue Mergel und Obere Bunte Mergel wird in Thüringen auch heute noch verwendet (DOCKTER et al. 1970, DOCKTER 2003, KELLNER 1997, 2003) und kann mit der von BEUTLER (2005a) beschriebenen Gliederung der Arnstadt-Formation korreliert werden (Abb. 3).

Oberer Keuper

Die klassische lithologische Dreiteilung des **Oberen Keupers** in einen Unteren, Mittleren und Oberen Rhätkeuper beruht im Wesentlichen auf den Arbeiten von JÜNGST (1929), PUTZER (1938) und KLAUA (1969). Diese Gliederung wird auch heute noch verwendet (DOCKTER 2003, DOCKTER & SCHUBERT 2005) und lässt sich mit der Untergliederung der Exter-Formation von BEUTLER (2005a) direkt vergleichen (Abb. 3).

3.1.1.3. Sachsen-Anhalt

Der Keuper besitzt in Sachsen-Anhalt lediglich kleine Ausstrichgebiete. Wissenschaftlichen Kenntniszuwachs hinsichtlich der Lithologie und Stratigraphie des verdeckten Keupers brachten daher v. a. zahlreiche im letzten Jahrhundert abgeteufte Bohrungen. Es lassen sich generell zwei Hauptverbreitungsgebiete unterscheiden (BEUTLER 2008). Die südlich und südöstlich des Harzes gelegenen lückenhaften Verbreitungsgebiete (RADZINSKI 1995) gehören bereits zum Thüringer Becken und weisen dementsprechend große fazielle Gemeinsamkeiten zum Keuper Thüringens auf. Ein zweites Verbreitungsgebiet, welches größere und zusammenhängendere Areale umfasst, stellt das nördliche Harzvorland und das Gebiet nördlich des Flechtinger Höhenzuges dar. Die fazielle Entwicklung des Keupers in diesen Gebieten leitet allmählich zur typischen Ausbildung des nordwestdeutschen Keupers über, weshalb Sachsen-Anhalt auch stratigraphisch zwischen den Keupergliederungen von Thüringen und Nordwestdeutschland vermittelt.

Der Keuper in Sachsen-Anhalt wird zwischen 400 und 580 m mächtig (SCHULZE 1964) und wird, wie auch in Thüringen, in die Untergruppen Unterer, Mittlerer und Oberer Keuper untergliedert. In Anlehnung an die Keupermonographie (DSK 2005) setzt sich der gesamte Keuper aus sechs Formationen zusammen (BEUTLER 2008). Die weitere Untergliederung in Subformationen variiert dabei geringfügig.

Unterer Keuper

Der Untere Keuper (**Erfurt-Formation**) wurde bereits frühzeitig u. a. durch NAUMANN (1925), SCHRÖDER (1927) und WAGENBRETH (1968) beschrieben. Der in Thüringen beschriebene feinzuklische Aufbau des Unteren Keupers lässt sich in ähnlicher Form auch hier nachvollziehen und ermöglicht entsprechend BEUTLER (2005a) eine Dreigliederung in eine Untere, Mittlere und Obere Erfurt-Formation. Insgesamt wird die Erfurt-Formation aus sechs Zyklen aufgebaut, die als Kleinzyklen E1 bis E6 benannt werden (BEUTLER 2005b).

Die Korrelation der Unteren, Mittleren und Oberen Erfurt-Formation (Kleinzyklen E1 bis E6) mit der thüringischen Lithostratigraphie und der Gliederung nach BEUTLER (2005a) ist aufgrund von verschiedenen Leithorizonten möglich (Abb. 3).

Mittlerer Keuper

Der Mittlere Keuper wird im Raum Sachsen-Anhalt in vier Formationen (Grabfeld-, Stuttgart-, Weser- und Arnstadt-Formation) untergliedert, welche in ihrer Reichweite der Gliederung nach BEUTLER (2005a) entsprechen.

Die **Grabfeld-Formation** in Sachsen-Anhalt kann ähnlich der Untergliederung in Thüringen in vier informelle Subformationen unterteilt werden (BEUTLER 1980, 2008). Dieses sind vom Liegenden zum Hangenden die Grundgips-Schichten, die Unteren Hauptgips-Schichten, das Äquivalent der Engelhofer Platte und die Oberen Hauptgips-Schichten (Abb. 3). Diese Vierteilung der Grabfeld-Formation kann in Teilen Sachsen-Anhalts entsprechend der von BEUTLER (1995) für Nordwestdeutschland entwickelten Untergliederung weiter in acht Subformationen verfeinert werden (BARNASCH et al. 2005b, BEUTLER 2008, FRANZ 2008). Auf Möglichkeiten und Grenzen dieser hochauflösenden Gliederung wird im Kapitel 5.1.2. eingegangen.

Die **Stuttgart-Formation** kann aufgrund einer zyklischen Sedimentation weiter untergliedert werden. Einer älteren Zweigliederung, die auf Gesteinsfarben beruht (untere Graue und obere Rote Folge; u. a. ALBRECHT & BURCHARDT 1998), steht eine Dreigliederung in eine Untere, Mittlere und Obere Stuttgart-Formation gegenüber (BACHMANN & BEUTLER 1996, BEUTLER & STOTTMEISTER 2007, BEUTLER 2008). Die Untere Stuttgart-Formation entspricht den „Übergangsschichten“ von THÜRACH (1888/1889). Mit deutlichen, teilweise durch Diskordanzen gekennzeichneten Grenzen folgen die Mittlere und Obere Stuttgart-Formation.

Die **Weser-Formation** kann in vier informelle Subformationen untergliedert werden (BEUTLER 2008), welche bezüglich ihrer Reichweiten und Benennungen der Gliederung des Oberen Gipskeupers in Thüringen entsprechen (Abb. 3).

Die **Arnstadt-Formation** weist in großen Teilen Sachsen-Anhalts eine ähnliche lithologische Ausbildung wie in Thüringen auf (BEUTLER 2008). Dies ermöglicht somit eine ähnliche Dreigliederung in eine Untere, Mittlere und Obere Arnstadt-Formation. Im Gebiet der Altmark kann zusätzlich eine an die nordwestdeutsche Gliederung nach DUCHROW (1984) und BEUTLER (1995) angelehnte höherauflösende Untergliederung angewendet werden (BARNASCH et al. 2005b).

Oberer Keuper

Der Obere Keuper wird in Sachsen-Anhalt als **Exter-Formation** bezeichnet. Die von SCHOTT (1942) und WILL (1953, 1969) in Norddeutschland aufgrund lithologischer und paläontologischer Kriterien aufgestellte Dreigliederung in Unter-, Mittel- und Oberrhät wurde durch BEUTLER (2008) als Rinteln-, Oeynhausen- und Vahlbruch-Subformation weitgehend übernommen. Die einzelnen Subformationen werden durch Diskordanzen begrenzt und entsprechen der Dreigliederung des Oberen Keupers in Thüringen und der Gliederung nach BEUTLER (2005a) (Abb. 3).

3.1.1.4. Nordwestdeutschland

Die im Folgenden als Nordwestdeutschland bezeichnete Region umfasst politisch die Bundesländer Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen sowie nördliche und nordwestliche Teile von Nordrhein-Westfalen. Der Keuper besitzt in Nordwestdeutschland eine weiträumige Verbreitung. Übertägige Aufschlüsse kommen lediglich am Nordrand der Mittelgebirge in isoliert liegenden und räumlich getrennten Gebieten vor. Wissenschaftshistorisch bedeutsam sind dabei von Ost nach West das Nördliche Harzvorland (niedersächsischer Anteil), der Hildesheimer Wald, das Leinebergland, das Weserbergland und das Osnabrücker Bergland (Abb. 2).

Nördlich dieser Aufschlussgebiete wird der Keuper zumeist von jüngeren Schichten verdeckt, weshalb Informationen im Wesentlichen auf den Ergebnissen einer regen Explorationstätigkeit auf Kohlenwasserstoffe und mineralische Rohstoffe während des 20. Jahrhunderts beruhen. Die Mächtigkeiten des Keupers in Nordwestdeutschland schwanken zwischen 230 m (Osnabrücker Bergland) und mehreren tausend Metern in Grabenstrukturen wie dem Glückstadt-Graben. Gründe für diese extremen Mächtigkeitsunterschiede sind lokale Depozentren in Grabenstrukturen und Randsenken von Salzstöcken mit Einschaltung von mächtigen Steinsalzlagern in die Schichtenfolge. In anderen Regionen treten hingegen Schichtkondensationen und Schichtausfälle auf, die in geringmächtigen Keuperprofilen resultieren. Aufgrund der relativ isoliert liegenden Aufschlussgebiete wurden zahlreiche Lokalgliederungen des Keupers erarbeitet. Die im **nördlichen Harzvorland** vorkommende Abfolge wurde bereits frühzeitig im Rahmen von Kartierungsarbeiten u. a. durch NAUMANN (1925), SCHRÖDER (1927) und JÜNGST (1928) beschrieben. Die Ausbildung des Keupers im **Hildesheimer Wald** wurde u. a. von ROEMER (1874) und GRUPE & HAACK (1914) betrachtet. Dem Keuper im **Leinebergland**, welches etwa von Göttingen bis in den Süden Hannovers reicht, widmeten sich Arbeiten von TORNQVIST (1892) und GRUPE (1907).

Eine erste Untergliederung des Oberen Keupers wurde durch PFLÜCKER Y RICO (1868) für den Raum Göttingen vorgenommen und dann später durch JÜNGST (1928) überregional überarbeitet. Wichtige stratigraphische Ergebnisse für das **Weserbergland** lieferte zunächst GRUPE (1911), dessen stratigraphisches Grundgerüst der Untergliederung des Unteren und Mittleren Keupers leicht verändert auch heute noch verwendet wird. Weitere frühe und grundlegende Arbeiten, die sich diesem Raum widmeten, stammen u. a. von KLUTH (1894), STILLE (1901, 1909) STILLE & MESTWERDT (1909), MESTWERDT (1910a) und NAUMANN (1914). Die Trias im **Osnabrücker Bergland** wurde eingehend von KEMPER & BÖLSCHKE (1885), SPULSKI (1909), HAARMANN (1911) und HAACK (1926) beschrieben.

Auf diesen Ende des 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts entwickelten stratigraphischen Grundsatzarbeiten, die sich zumeist auf Gebiete spezialisierten, in welchen der Keuper aufgeschlossen ist, bauten später eine Vielzahl von Autoren auf. Diesen wurden aufgrund des wachsenden Kenntnisstandes durch neue Bohraufschlüsse und zahlreiche neue Arbeitsmethoden (u. a. Geophysik, Datierung) auch über den verdeckten Keuper detailliertere Aussagen bezüglich Beschaffenheit und Verbreitung des Keupers in Nordwestdeutschland ermöglicht. Genannt werden soll hier lediglich eine kleine Auswahl wichtiger Arbeiten.

Eine erste überregionale, zusammenfassende Übersicht des Keupers für das gesamte Gebiet Niedersachsens gab KUMM et al. (1941). SCHOTT (1942) entwarf eine lithostratigraphische Dreigliederung des Rhäts in Nordwestdeutschland, welche auch heute noch angewendet wird. Diese Dreigliederung stützte WILL (1953, 1969) mit seinen Arbeiten, in welchen er auch eine biostratigraphische Dreigliederung des Rhäts vornahm.

Eine erste Eichung der in Aufschlussgebieten vorgenommenen Gliederungen des Keupers mit geophysikalischen Messungen von Tiefbohrungen unternahm WOLBURG (1969a). Dieser publizierte ein unbenanntes Bohrprofil, bei welchem es sich nach BEUTLER (1995) um die Bohrung Barrien 2T südlich von Bremen handelt. Auf diese Arbeit und zahlreiche weitere Bohrungen aufbauend beschrieb TRUSHEIM (1971) die Verbreitung der Salzlager in Nordwestdeutschland, welche aufgrund ihrer Einschaltung in bestimmte Bereiche des Unteren und Oberen Gipskeupers als stratigraphische Bezugshorizonte angesehen werden können. Damit war eine Grundlage gelegt, auf der durch Korrelation geophysikalischer Logs v. a. die sulfat-, karbonat- und salzföhrnden Bereiche des Keupers über große Bereiche Nordwestdeutschlands verfolgbar waren, wodurch eine höherauflösende Gliederung ermöglicht wurde. Diese Ansätze wurden später von WILL (1969), BATTERMANN (1989) und STINDER (1989) für den Steinmergelkeuper und das Rhät erweitert. Demnach kann die

Dreiteilung des Rhäts aufgrund geophysikalischer Messungen im gesamten Nordwestdeutschland nachvollzogen werden.

DUCHROW (1968a, b, 1984) entwickelte für die Aufschlussgebiete des Weserberglandes und des Osnabrücker Berglandes hochauflösende und detaillierte stratigraphische Untergliederungen. Trotz verschiedener späterer Neubearbeitungen, u. a. den genetisch orientierten Untersuchungen von HAUSCHKE (1981, 1982, 1985), unterblieb eine konsequente Anwendung dieser komplexen, teilweise unübersichtlichen Nomenklatur (BEUTLER & TESSIN 2005). Einen ersten Versuch einer vereinfachten für das gesamte Nordwestdeutschland gültigen Stratigraphie unternahm BEUTLER (1995). Ausgehend von der in Ostdeutschland verwendeten Gliederung (siehe Kapitel 3.1.1.3.–4.), entwickelte BEUTLER (1995) für den Keuper eine Unterteilung in sechs Formationen, welche in weitere Subformationen untergliedert werden können. In ähnlicher Weise ist diese heute gültige Gliederung in der „Stratigraphie von Deutschland IV – Band Keuper“ (DSK 2005) im Kapitel Norddeutschland (BEUTLER & TESSIN 2005) festgehalten. Für Nordwestdeutschland werden für den halitführenden und den halitfreien Keuper verschiedene Referenzprofile beschrieben. Abb. 5 zeigt das geophysikalische Log der Bohrung Colnrade Z1 mit der Untergliederung des halitfreien Keupers nach BEUTLER & TESSIN (2005). Im Gegensatz dazu zeigt Abb. 6 die Ausbildung und Gliederung des Keupers in halitführender Fazies.

Der Keuper wird in Nordwestdeutschland zwischen 230 und mehreren tausend Metern mächtig und lässt sich wie in Thüringen und Sachsen-Anhalt in die Untergruppen Unterer, Mittlerer und Oberer Keuper untergliedern (FARRENSCHON 2005). Die geringe Mächtigkeit des Keupers, zum Beispiel im Osnabrücker Bergland, ist in den Aufschlussgebieten sowohl durch interne Schichtausfälle (Diskordanzen) und Schichtkondensation als auch durch Auslaugung der evaporitführenden Schichten bedingt. Der Keuper wird in Anlehnung an die Keupermonographie (DSK 2005) in sechs Formationen untergliedert.

Unterer Keuper

Die **Erfurt-Formation** (Lettenkeuper) entspricht in ihrer Reichweite der Definition von BEUTLER (2005a) und lässt sich in Nordwestdeutschland weiter untergliedern. Einer älteren Dreigliederung in Untere Lettenkohlschichten, Hauptlettenkohlsandstein und Grenzdolomitregion, die v. a. auf Arbeiten von STILLE (1909), GRUPE (1911) und NAUMANN (1914) im nördlichen Harzvorland zurückgeht, steht eine neuere Zweigliederung gegenüber. Diese wurde u. a. von WOLBURG (1956) und BOIGK (1960) für das Emsland und das Niederrheingebiet und von DUCHROW (1968a, 1984) für das Weserbergland und das

Osnabrücker Bergland (Bödexen- und Hohehaus-Subformation) entwickelt. Die Korrelation dieser Untergliederungen mit der Lithostratigraphie Thüringens und Sachsen-Anhalts zeigt Abb. 3.

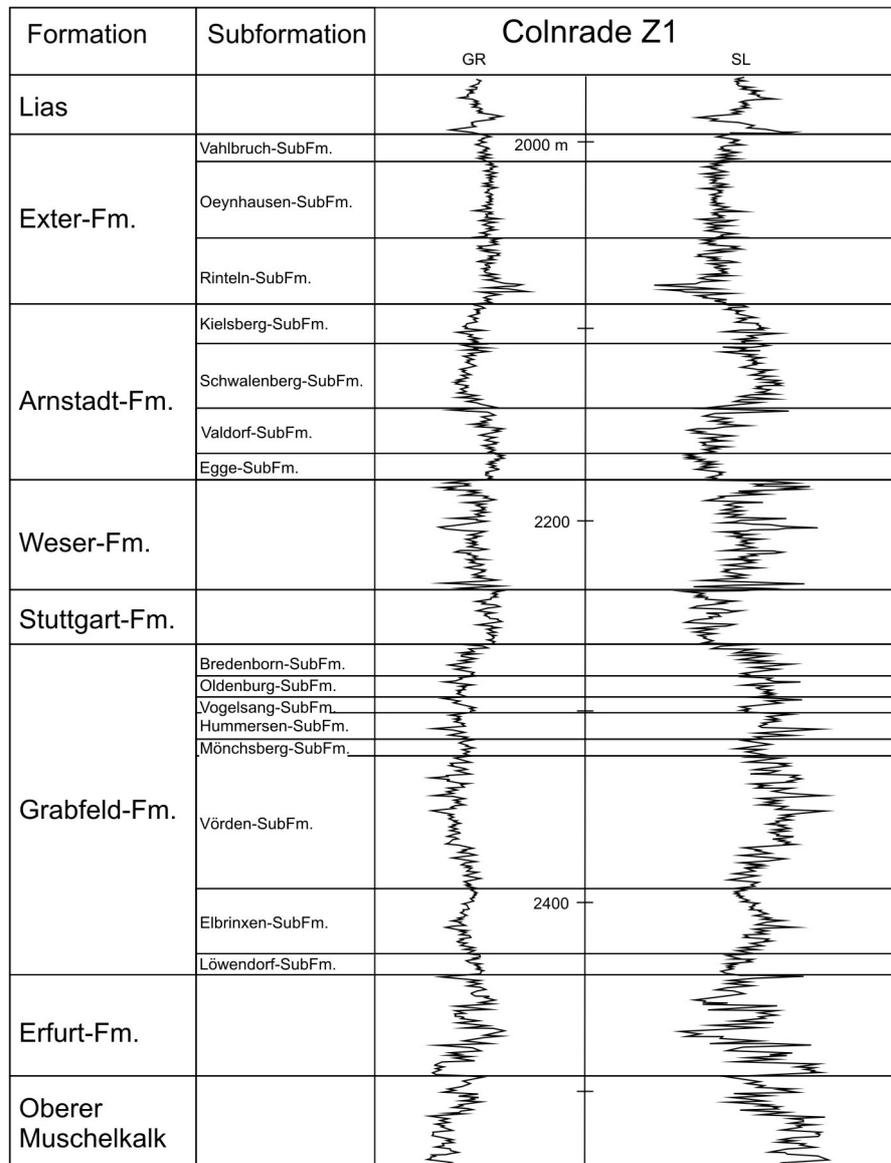


Abb. 5: Referenzprofil Bohrung Colnrade Z1 (Nordwestdeutschland) mit der Untergliederung des halitfreien Keupers nach BEUTLER & TESSIN (2005).

Mittlerer Keuper

Der Mittlere Keuper umfasst in Nordwestdeutschland die Grabfeld-, Stuttgart-, Weser- und Arnstadt-Formation (BEUTLER & TESSIN 2005).

Für die **Grabfeld-Formation** im Weserbergland wurde bereits von NAUMANN (1914) und später von KÜHL (1956) eine Vierteilung aufgrund unterschiedlicher Gesteinsfarben vorgeschlagen (Abb. 3), die später in ähnlicher Form durch HAUSCHKE (1982) als

stratigraphischer Rahmen grundsätzlich übernommen wurde. Die Vierteilung des „Unteren Gipskeupers“ wurde von DUCHROW (1968a, b) durch eine auf Leitbänken basierende, höher auflösende Untergliederung verfeinert. Eine auf DUCHROW (1968a, b, 1984) aufbauende Untergliederung der Grabfeld-Formation in acht Subformationen beschrieb BEUTLER (1995, 2005a). Die neu definierten Subformationen – Löwendorf-, Elbrinxen-, Vörden-, Mönchsberg-, Hummersen-, Vogelsang-, Oldenburg- und Bredenborn-Subformation – können trotz markanter Leithorizonte nur teilweise mit den lithostratigraphischen Systemen Thüringens und Sachsen-Anhalts korreliert werden (Abb. 3).

Die **Stuttgart-Formation** beginnt an der Basis mit einem von DUCHROW (1984) als Osterhagen-Horizont bezeichneten Schichtabschnitt, welcher den von THÜRACH (1888/1889) beschriebenen Übergangsschichten entspricht (u. a. BEUTLER 1995). Eine Dreigliederung der Stuttgart-Formation aufgrund von drei Schüttungszyklen entsprechend der Untergliederung in Sachsen-Anhalt beschrieb ROSENFELD (1968) im Weserbergland. Diese ist jedoch lediglich lokal möglich.

Die **Weser-Formation** lässt sich im gesamten Nordwestdeutschland weiter untergliedern. Einer Dreigliederung (u. a. WOLBURG 1969a, TRUSHEIM 1971) die im Wesentlichen auf Logs beruht („Anhydrit-Bankfolgen“ A1–3) steht eine lithostratigraphische Untergliederung in die Polle- und Rischenau-Subformation gegenüber (DUCHROW 1984), welche auch heute verwendet wird (BEUTLER et al. 1999a). Eine Übertragung der Polle- und Rischenau-Subformation in die Weser-Formation in Thüringen und Sachsen-Anhalt ist nicht zweifelsfrei möglich (Abb. 3).

Die klassische Dreigliederung der **Arnstadt-Formation** aufgrund der Farbe (siehe Kapitel 3.1.1.2. und 3.1.1.3.) lässt sich lediglich im südlichen und östlichen Niedersachsen bis in den Raum Hannover nachweisen (BEUTLER et al. 1996, ARP et al. 2005, VATH 2005). In den nordwestlich anschließenden Regionen wurde bereits frühzeitig eine Zweigliederung in eine untere bunte und eine obere graue Abteilung beschrieben (GRUPE 1911, DUCHROW 1968b). Alternativ entwarfen SANDER (1963, 1977) und DUCHROW (1968a, b, 1984) für die Aufschlussgebiete des Osnabrücker- und Weserberglandes eine auf Leithorizonten basierende hochauflösende Untergliederung, welche von BEUTLER (1995) auf Tiefbohrungen in Nordwestdeutschland übertragen wurde. Die auf Leithorizonten beruhende Korrelation der Egge-, Valdorf-, Schwalenberg- und Kielsberg-Subformationen mit der Dreigliederung Thüringens und Sachsen-Anhalts kann Abb. 3 entnommen werden und beruht auf BEUTLER & TESSIN (2005) und VATH (2005).

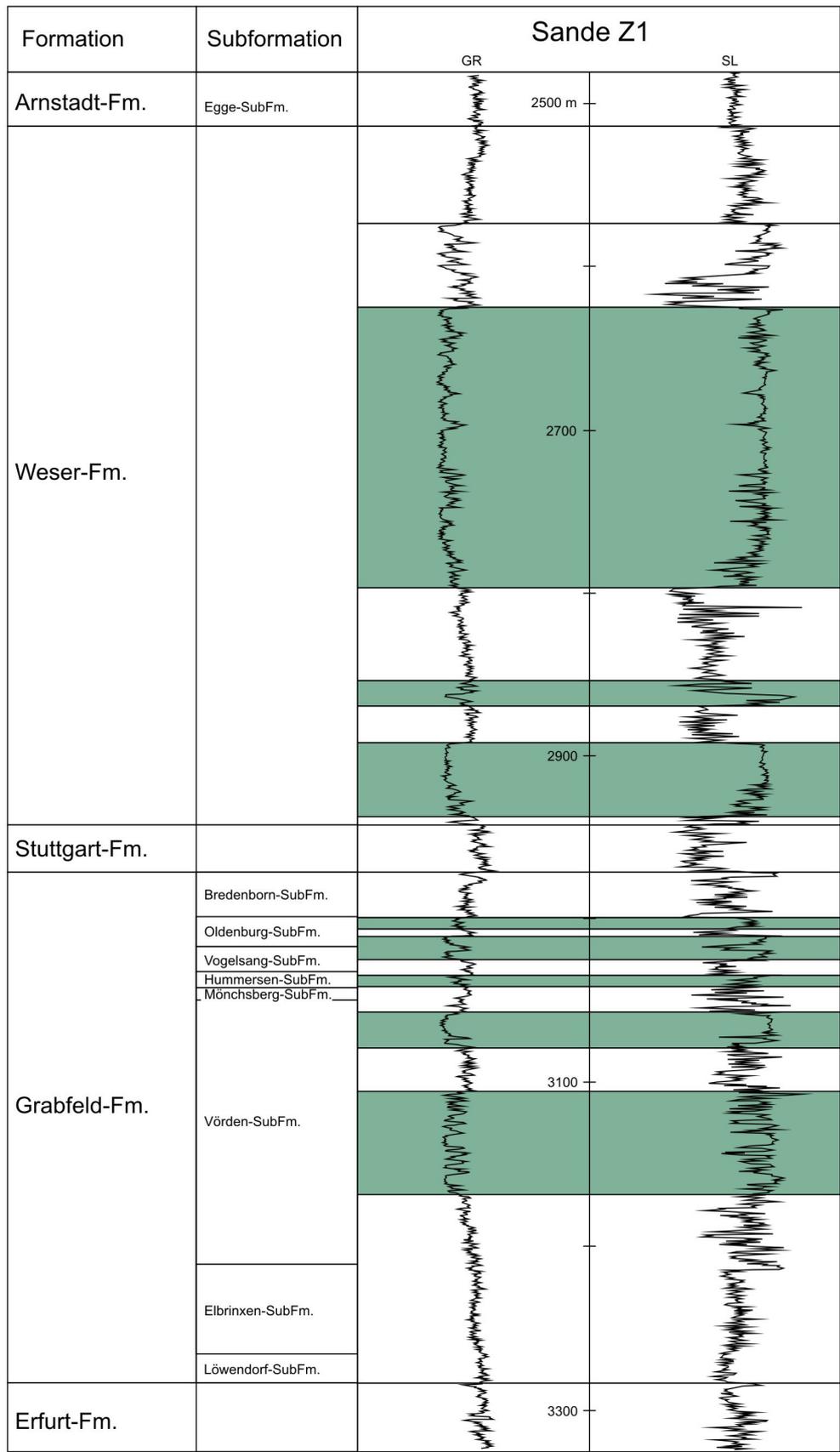


Abb. 6: Referenzprofil Bohrung Sande Z1 (Nordwestdeutschland) mit Untergliederung des halitführenden Keupers nach BEUTLER & TESSIN (2005).

Oberer Keuper

Die **Exter-Formation** (Oberkeuper, Rhätkeuper) Nordwestdeutschlands kann in drei Einheiten untergliedert werden. Die klassische Dreigliederung des Rhäts baut auf den Arbeiten von PFLÜCKER Y RICO (1868) und JÜNGST (1928, 1929) auf und wurde durch SCHOTT (1942) verfeinert. Dieser beschrieb eine für das gesamte Nordwestdeutschland gültige Dreigliederung (Unter-, Mittel- und Oberrhät), die auf unterschiedlichen Farben der Tonsteine beruht. BEUTLER (1995, 2005a) korrelierte diese Abschnitte im gesamten Nordwestdeutschland und führte in Anlehnung an DUCHROW (1984) die Rinteln-, Oeynhausener- und Vahlbruch-Subformation ein.

Das Unterrhät (Postera-Schichten nach WILL 1969) besitzt aufgrund jüngerer Abtragung teilweise nur eine sehr lückenhafte Verbreitung (SCHICKOR 1969). Einer Zweigliederung des Unterrhäts in einen Unterrhät-Tonstein und einen Unterrhät-Sandstein (BATTERMANN 1989), steht eine Dreigliederung in Unterrhät 1–3 mit einem Unteren und einem Oberen Postera-Sandstein (BEUTLER 1995) gegenüber. Diese Dreiteilung stützt sich sowohl auf lithologische als auch auf paläontologische Kriterien.

Das Mittelhät (Contorta-Schichten nach WILL 1969) kann, regional begrenzt, durch die vor allem im östlichen Niedersachsen verbreiteten charakteristischen Sandsteinhorizonte (Mittelrhäthaupt- und Flasersandstein) weiter in Untere, Mittlere und Obere Mittelhätschiefer untergliedert werden (RICHTER 1940, WOLBURG 1969a, BATTERMANN 1989, STINDER 1989 GAUPP 1991).

Das Oberrhät (Triletes-Schichten nach WILL 1969) kann lokal in die Unteren Oberrhätschiefer, den Oberrhätssandstein und die Oberen Oberrhätschiefer untergliedert werden (SCHOTT 1942, WOLBURG 1969a, BATTERMANN 1989, STINDER 1989). Die Oberen Oberrhätschiefer werden heute als Präplanorbis-Schichten bezeichnet und entsprechen nach WILL (1969) biostratigraphisch Teilen des Unteren Lias. Demgegenüber hielt LUND (2003) eine exakte Zuordnung dieses Intervalls zum Rhät oder Lias bis heute nicht für möglich.

3.1.1.5. Niederrhein und Nordrand der Eifel

Der Keuper besitzt im Gebiet des Niederrheins und am Nordrand der Eifel (Abb. 2) lediglich kleine Ausstrichgebiete (GRABERT 1998). Aufschlüsse wurden bereits frühzeitig durch BLANCKENHORN (1885) für den Eifelnordrand beschrieben. In den nördlich anschließenden Arealen ist der Keuper durch jüngere Ablagerungen verdeckt, wurde aber durch zahlreiche Bohrungen nachgewiesen. Bereits früh wurde dabei festgestellt, dass der Keuper mit 90 m aufgrund einer lückenhaften Ausbildung extrem geringmächtig ist und zum Teil völlig fehlt

(u. a. WUNSTORF & FLIEGEL 1910, BENTZ 1926, GRABERT 1998, KNAPP 2005), womit ähnliche Verhältnisse wie bei den lückenhaften Keuperprofilen in den südöstlichen Niederlanden gegeben sind. Die in den Aufschlüssen und der Referenzbohrung Bürvenich 1 nachgewiesene Schichtenfolge besitzt jedoch keine Anzeichen für eine beckenrandnahe Fazies (KNAPP 2005). Abb. 7 zeigt die stratigraphische Deutung der geophysikalisch vermessenen Kernbohrung nach KNAPP (2005).

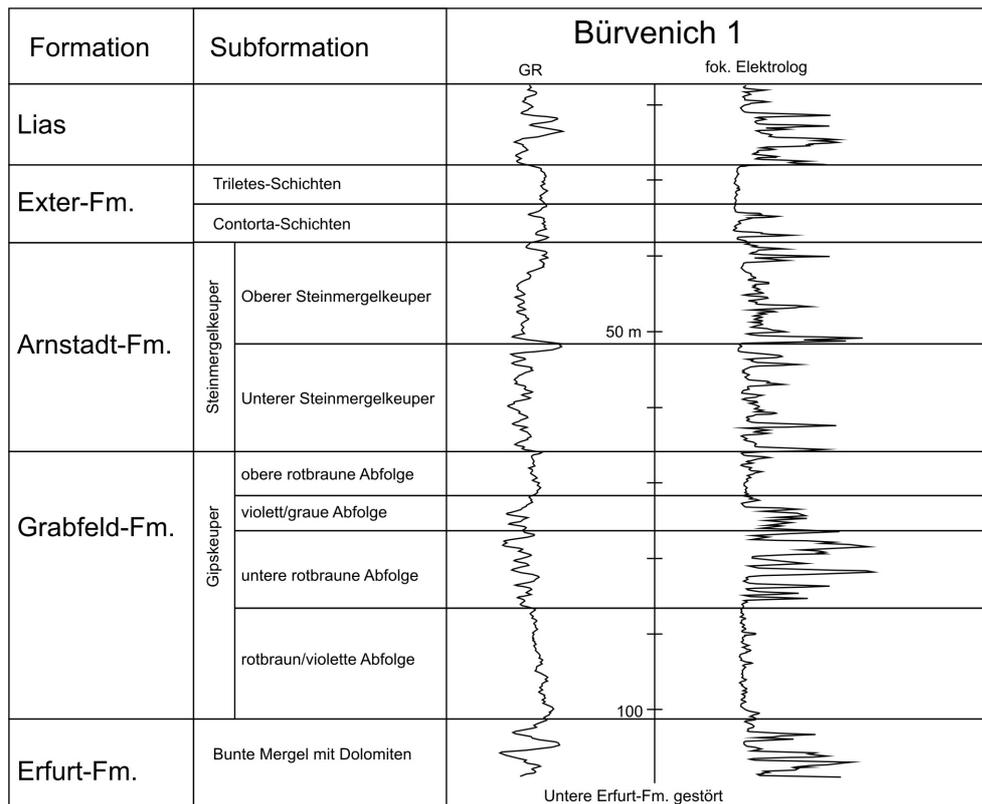


Abb. 7: Referenzbohrung Bürvenich 1 (Nordrand der Eifel) und Stratigraphie nach KNAPP (2005).

Nordrand der Eifel

Die **Erfurt-Formation** lässt sich in drei Einheiten gliedern (KNAPP 2000). Vom Liegenden zum Hangenden handelt es sich dabei um den Unteren Dolomit, den Lettenkohlsandstein und die Bunten Mergel mit Dolomiten. Durch die abweichende lithologische Entwicklung gegenüber der Erfurt-Formation Nordwestdeutschlands ist eine genauere Korrelation nicht möglich.

Die **Grabfeld-Formation** besitzt einen kleinzyklischen Aufbau (WELLNITZ & RICKEN 1995) und lässt sich aufgrund der Gesteinsfarbe in vier Einheiten (rotbraun/violette, untere

rotbraune, violett/graue, obere rotbraune Abfolge) unterteilen (KNAPP 2000). Eine Korrelation mit Nordwestdeutschland ist bisher nicht möglich (Abb. 3).

Der oberste Teil der Grabfeld-Formation sowie die Stuttgart- und Weser-Formation fehlen aufgrund der mit der Diskordanz D4 einhergehenden Erosion.

Die **Arnstadt-Formation** weist wegen fazieller Unterschiede eine Zweiteilung in einen Unteren und Oberen Steinmergelkeuper auf (KNAPP 2000, 2005). Aufgrund der Mikrofossilvergesellschaftung mit u. a. *Ricciisporites umbonatus* FELIX & BURBRIDGE korreliert der Untere Steinmergelkeuper mit dem Mittleren, evtl. auch Oberen Steinmergelkeuper des östlichen Niedersachsens (KNAPP 2000). Der Obere Steinmergelkeuper lässt sich durch Ostrakoden zeitlich den Postera-Schichten (nach WILL 1969) zuordnen (KNAPP 2005, Abb. 3).

Die **Exter-Formation** am Nordrand der Eifel korreliert dementsprechend mit dem Mittel- und Oberrhät Nordwestdeutschlands und führt auch die für das Mittel- und Oberrhät typische Fauna Nordwestdeutschlands (KNAPP 2000).

Niederrhein

Nördlich an den Nordrand der Eifel schließt sich die Region des Niederrheins an. Hier nehmen die Schichtausfälle an der Basis der Arnstadt-Formation deutlich zu, wodurch beispielsweise in der Bohrung Geest bei Wesel die Arnstadt-Formation direkt auf Muschelkalk lagert (WUNSTORF & FLIEGEL 1910, BENTZ 1926). KOERT (1924) beschrieb das transgressive Übergreifen von marinem Rhät (Exter-Formation) auf Muschelkalk und zum Teil sogar bis auf den Buntsandstein. Dieses wurde später durch LÖGTERS (1950) und WOLBURG (1969a, b) bestätigt. Die jüngste nachgewiesene keuperzeitliche Abfolge unterhalb der Erosionsdiskordanz (Diskordanz D4) stellt die lediglich lokal nachgewiesene **Erfurt-Formation** (Unterer Keuper) dar, welche nur in einzelnen Schollen, beispielsweise durch die Bohrung Hünxer Heide belegt wurde (MÜLLER & SCHÖNE-WARNEFELD 1985). Die Grabfeld-, Stuttgart- und Weser-Formation fehlen. Über der Diskordanz D4 folgt in der Bohrung Wesel die **Arnstadt-** und **Exter-Formation** (WUNSTORF & FLIEGEL 1910, KOERT 1924). Vereinzelt ist die Exter-Formation rot gefärbt, wodurch eine Korrelation mit dem Osnabrücker Bergland möglich ist, wo ähnliche Gesteinsfarben nachgewiesen wurden (KOERT 1924).

3.1.1.6. Niederlande

Der Keuper in den Niederlanden ist größtenteils durch jüngere Schichtenfolgen verdeckt; lediglich in einem Steinbruch bei Winterswijk ist der oberste Teil des Keupers (Rhät)

aufgeschlossen (HERNGREEN et al. 2005). Deshalb begann die Erforschung und Bearbeitung des Keupers der Niederlande erst mit Beginn der intensiven Bohrtätigkeit nach Kohle und Salz zu Beginn des 20. Jahrhunderts (HAANSTRA 1963, GELUK 2005). Die verdeckten Keupervorkommen sind flächenmäßig auf kleine Areale beschränkt (Abb. 1). Das beruht zum Teil darauf, dass Teile der südlichen Niederlande bereits zum Randbereich des London-Brabanter Massivs gehören. Weiterhin kommt eine großflächige posttriassische, zumeist jura- und kreidezeitliche Abtragung des Keupers hinzu. Der Keuper ist hauptsächlich in Riftbecken des Juras und der Kreide erhalten geblieben (DUIN et al. 2006, GELUK 2007).

Lithostratigraphisch weist die Gliederung des Keupers enge Bezüge zur benachbarten deutschen Keuperstratigraphie auf (Abb. 10). Ein einheitliches stratigraphisches System mit Angabe von verschiedenen Referenzbohrungen beschrieben NAM & RGD (1980). Diese Untergliederung bildet mit wenigen Ausnahmen die Grundlage der bis heute gültigen Gliederung nach VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994a, b).

VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994a, b) beschrieben zwei Referenzbohrungen. Die Referenzbohrung L 2-1 befindet sich im niederländischen Zentralgraben, wo die Schichtenfolge durch große Mächtigkeiten, verbunden mit Steinsalzföhrung, gekennzeichnet ist (Abb. 8). Die Referenzbohrung K 14-1 befindet sich ca. 100 km südwestlich der Bohrung L 2-1 im Broad Forteens-Becken. Auffällig ist die deutlich geringmächtigere Ausbildung des Keupers. Trotzdem ist nach VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994a, b) die Unterscheidung einzelner Schichtglieder (Member) möglich (Abb. 9).

Die triassische Schichtenfolge der Niederlande kann nach VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994a, b) drei Gruppen (Groups) zugeordnet werden. Die basale Lower Germanic Trias Group reicht von der Basis des Unteren Buntsandsteins bis zur Hardegsen-Diskordanz an der Basis der Solling-Formation. Darüber folgt die Upper Germanic Trias Group, welche bis an die Basis der Sleen-Formation reicht und im oberen Teil Äquivalente des deutschen Keupers enthält. Die Sleen-Formation besitzt ein rhätisches Alter und gehört bereits zur folgenden Altena Group, welche v. a. jurassische Ablagerungen umfasst (WONG 2007). Im Folgenden soll lediglich der entsprechend der deutschen Untergliederung als keuperzeitlicher Anteil zu bezeichnende Abschnitt der niederländischen Lithostratigraphie beschrieben werden. Die Upper Germanic Trias Group beinhaltet die Solling-, Röt-, Muschelkalk- und Keuper-Formation. Die Keuper-Formation entspricht dem Unteren und Mittleren Keuper sowie der Basis des Oberen Keupers von Deutschland (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a, b, BEUTLER 2005c, GELUK 2007).

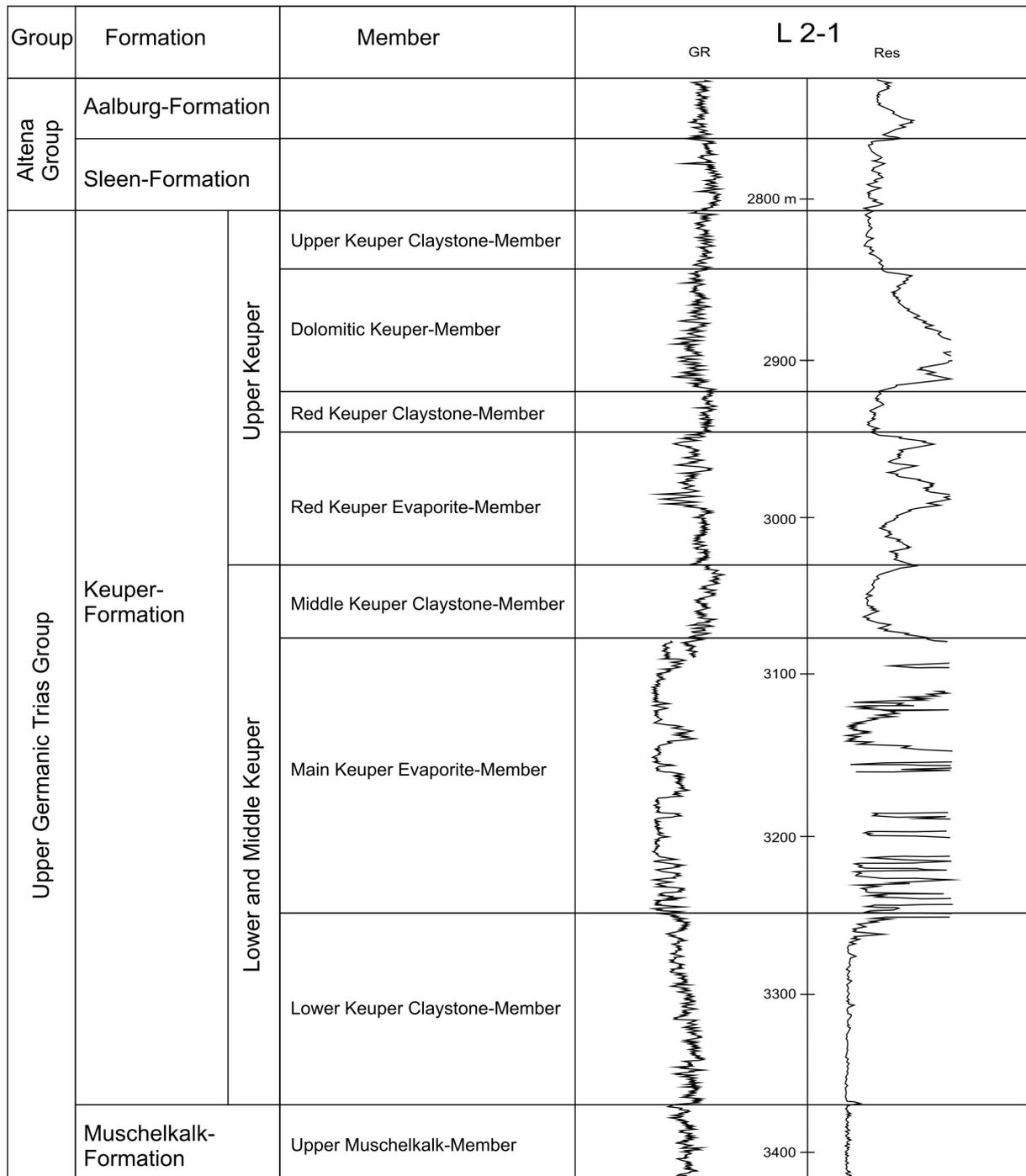


Abb. 8: Referenzbohrung L 2-1 (Niederlande Offshore) und Stratigraphie nach VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994a, b).

Vom Liegenden zum Hangenden werden folgende Member ausgehalten:

Lower Keuper Claystone, Main Keuper Evaporite, Middle Keuper Claystone, Red Keuper Evaporite, Red Keuper Claystone, Dolomitic Keuper und Upper Keuper Claystone (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a, b). Die folgende Altena Group enthält mit der Sleen-Formation aufgrund von *Rhaetavícula contorta* (HARVELDT 1956) ein Äquivalent des deutschen Mittel- und Oberrhäts, wobei die Sleen-Formation in den Niederlanden nicht weiter

in Member untergliedert wird (Abb. 10). Die Korrelation der einzelnen Member ist in Abb. 10 dargestellt und beruht im Wesentlichen auf Arbeiten von BEUTLER (2005c) und GELUK (2005, 2007).

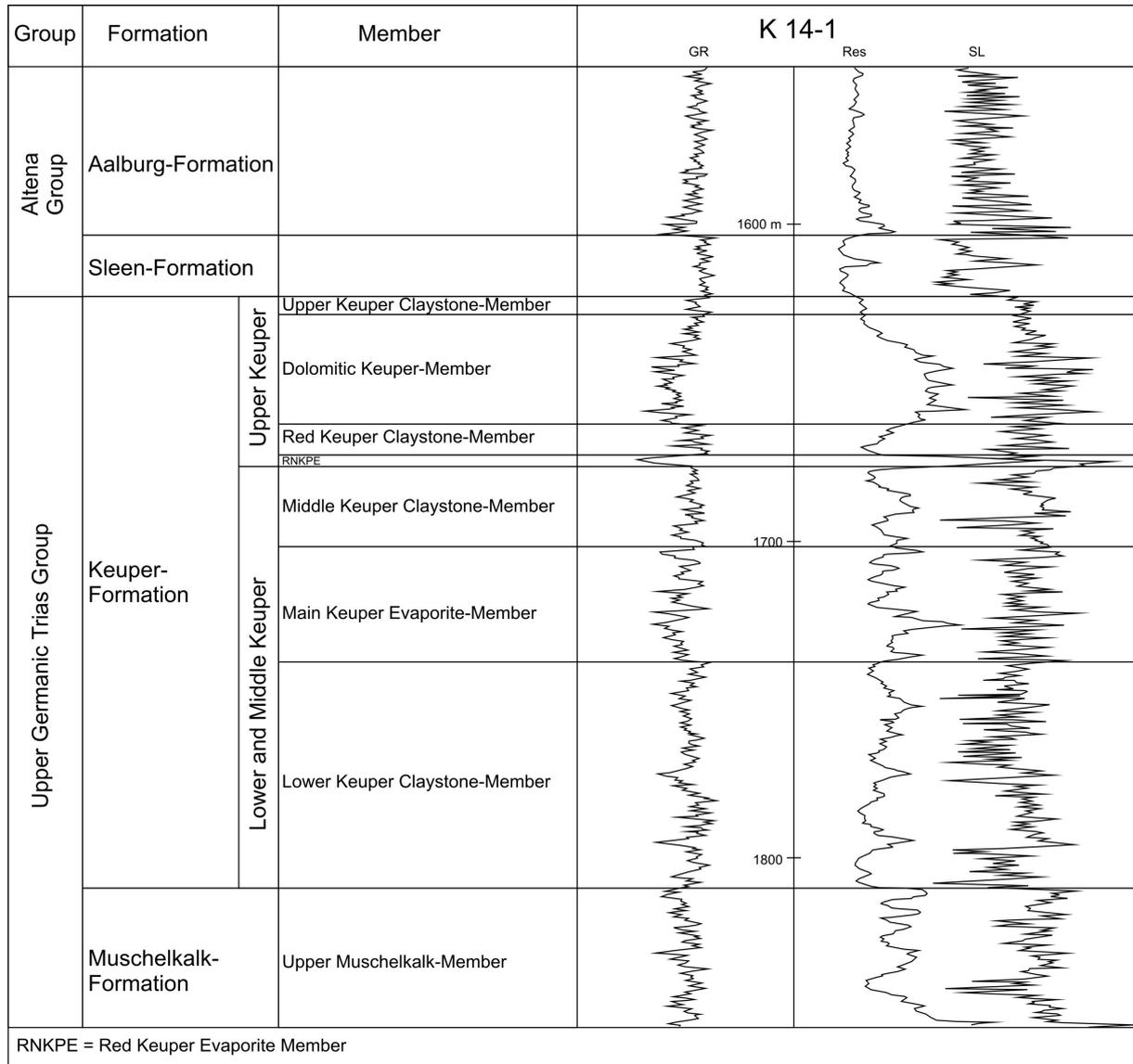


Abb. 9: Referenzbohrung K 14-1 (Niederlande Offshore) und Stratigraphie nach VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994a, b).

3.1.1.7. Englische Nordsee und Ost-England

Keuperzeitliche Äquivalente in Großbritannien sind sowohl auf dem Festland (Onshore) als auch im Gebiet der östlich anschließenden Nordsee (Offshore) weit verbreitet. Die Beschreibung des Keupers auf dem englischen Festland soll sich im Wesentlichen auf Ostengland und die östlichen Midlands beschränken. Hier besitzt die Erforschung keuperzeitlicher Ablagerungen eine lange Tradition.

Im Gegensatz dazu wurden detaillierte Informationen über die zumeist verdeckten keuperzeitlichen Ablagerungen in der englischen Nordsee erst im Rahmen der in den 60er Jahren des 20. Jahrhunderts beginnenden Exploration nach Kohlenwasserstoffen ermöglicht (CAMERON et al. 1992). Bereits frühzeitig wurde eine generelle Mächtigkeitsabnahme der triassischen Schichtenfolge in Richtung Westen festgestellt, was nach RHYS (1974) auf die beckenrandnahe Lage zurückgeführt werden kann und häufig zu Korrelationsproblemen mit der Trias Zentraleuropas führte.

Englische Nordsee (UK Offshore)

Die Trias in den Offshoregebieten Großbritanniens wird in drei Gruppen unterteilt. Vom Liegenden zum Hangenden sind dies die Bacton, Haisborough und Penarth Group (RHYS 1974, 1975, LOTT & WARRINGTON 1988). Die Grenze zwischen den beiden älteren Gruppen entspricht gleichzeitig einem Fazieswechsel von der sanddominierten Bacton Group zu den feinkörnigeren jüngeren Gruppen, welcher mit der Hardeggen-Diskordanz korreliert. Als Äquivalente des Keupers werden jüngere Abschnitte der Haisborough Group und die Penarth Group angesehen. Die Haisborough Group wird weiter in die Dowsing Dolomitic-, Dudgeon Saliferous- und die Triton Anhydritic-Formation unterteilt (RHYS 1974), wobei die Formationsnamen später durch JOHNSON et al. (1994) auf Dowsing-, Dudgeon- und Triton-Formation reduziert wurden. Die Dowsing-Formation umfasst Äquivalente der deutschen Solling-Formation bis etwa zur Oberkante des Muschelkalks (CAMERON et al. 1992). Die Basis der darauf folgenden Dudgeon-Formation entspricht etwa der deutschen Muschelkalk/Keuper-Grenze. Bedingt durch einen globalen Meeresspiegelabfall kam es wie im Beckenzentrum zur Umstellung der marin beeinflussten Sedimentation des Muschelkalks zu einer kontinental geprägten Sedimentation während des Keupers. An der Basis der Dudgeon-Formation ist das Lower Keuper Saliferous-Member ausgebildet (BRENNAND et al. 1975). In dessen höherem Teil treten mehrere Lagen von Steinsalz auf, die das Aushalten eines Keuper Halite-Member (Abb. 10, 11, 12) ermöglichen (RHYS 1974, FISHER & MUDGE 1990).

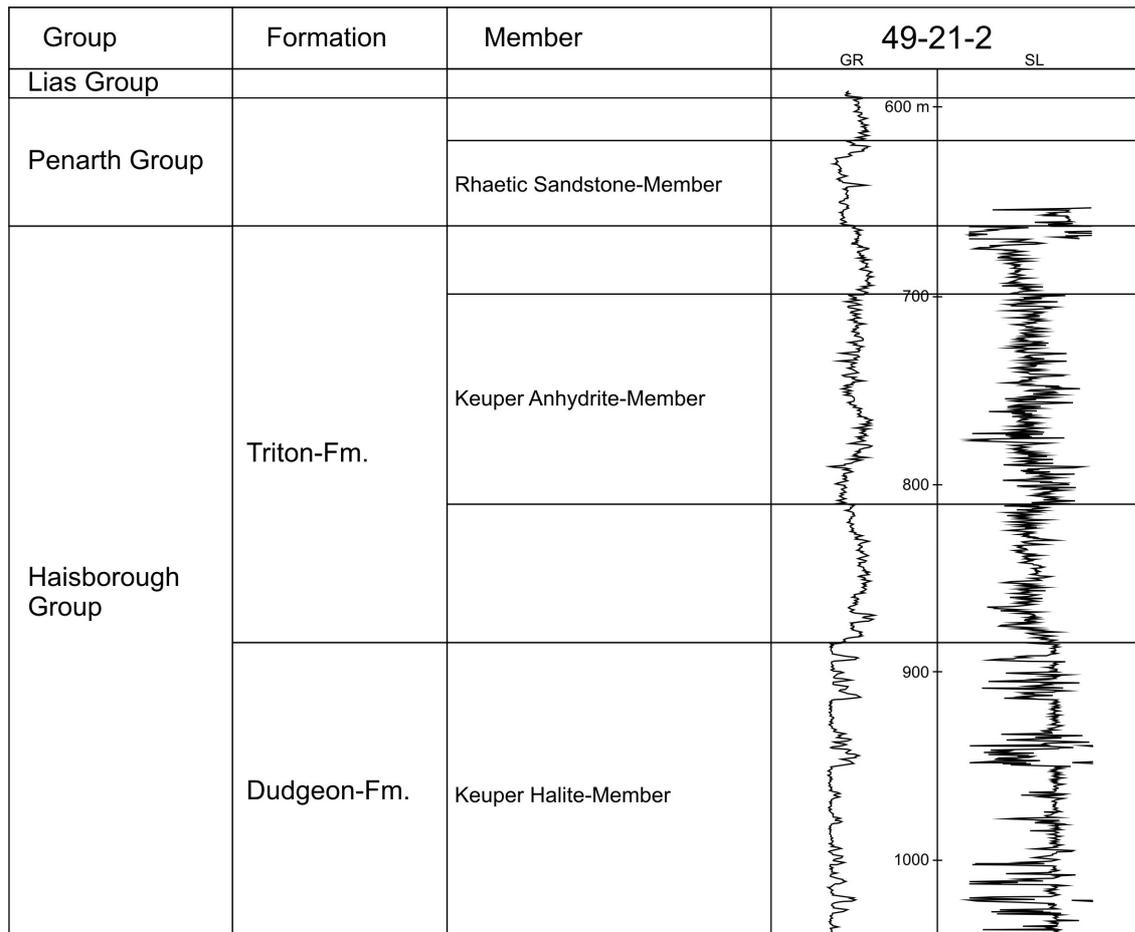


Abb. 11: Referenzbohrung 49-21-2 (Großbritannien Offshore) für den höheren Keuper mit Stratigraphie nach RHYS (1974), BRENNAND et al. (1975), SOUTHWORTH (1987), LOTT & WARRINGTON (1988) und JOHNSON et al. (1994).

Darauf folgt die Triton-Formation (CAMERON et al. 1992), in welcher sich nach RHYS (1974) das Keuper Anhydritic-Member befindet. Dieses tritt auch in geophysikalischen Logs deutlich durch niedrige GR- und hohe SL-Werte hervor (Abb. 11, 12) und wird heute als Keuper Anhydrite-Member bezeichnet (JOHNSON et al. 1994).

Auf die Triton-Formation folgt nach RHYS (1974) die Winterton-Formation. Die Definition der Basis der Winterton-Formation war nach LOTT & WARRINGTON (1988) jedoch für eine lithostratigraphische Korrelation ungeeignet, weshalb sie die Basis neu definierten und für den Bereich der südlichen Nordsee die Winterton-Formation durch die Penarth Group ersetzten. Die Penarth Group kann lithologisch zweigeteilt werden, wobei diese Einheiten etwa der Westbury- und Lilstock-Formation der englischen Onshore-Gliederung entsprechen (Abb. 10). Der untere Teil ist lokal sandreicher entwickelt und wird als Rhaetic Sandstone-Member bezeichnet (RHYS 1974, Abb. 11). Die Grenze zwischen der Penarth Group und der Lias Group wird durch eine markante Kalksteinbank definiert, welche gleichzeitig einen

guten Leithorizont in geophysikalischen Logs bildet (Abb. 11). Die Grenze entspricht jedoch nicht der biostratigraphisch definierten Trias/Jura-Grenze. Diese wird im Onshoregebiet Großbritanniens durch das erstmalige Auftreten der Ammonitengattung *Psiloceras* bestimmt (u. a. COPE et al. 1980, WARRINGTON et al. 1980, IVEMEY-COOK & POWELL 1991 und BLOOS 1999), welches einige Meter oberhalb der basalen Kalksteinbank (Grenze Penarth/Lias Group) beschrieben wird. In den Offshoregebieten konnte dieser biostratigraphische Beleg für den basalen Jura jedoch noch nicht erbracht werden.

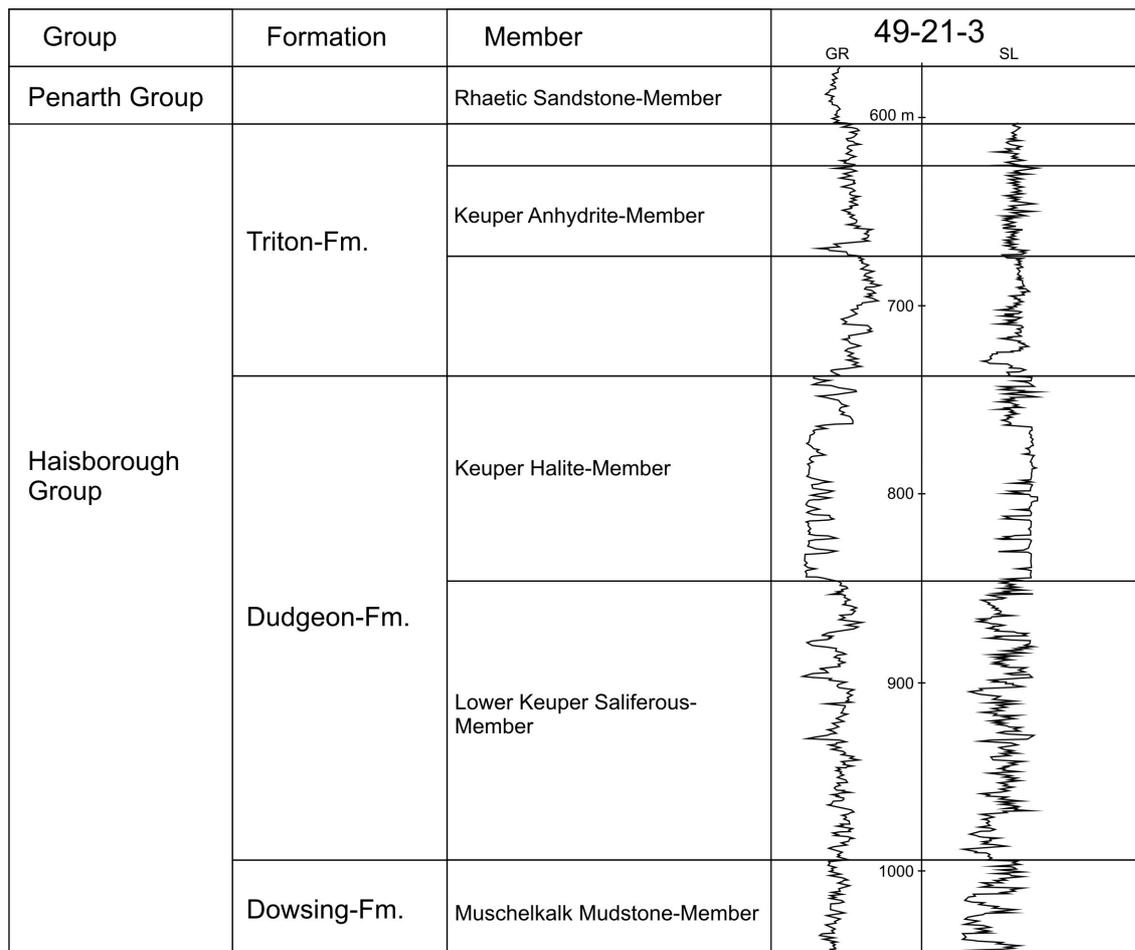


Abb. 12: Referenzbohrung 49-21-3 (Großbritannien Offshore) für den tieferen Keuper mit Stratigraphie nach JOHNSON et al. (1994).

Ost-England (UK Offshore)

Eine erste intensive Beschreibung und lithostratigraphische Gliederung des Keupers im Onshoregebiet Ostenglands unternahm ELLIOTT (1961). Die Trias im Raum Nottingham wird demnach in die Bunter, Keuper und Rhaetic Series unterteilt. Die Keuper Series lässt sich aufgrund verschiedener lithologischer Parameter und charakteristischer Schichtgefüge in acht Formationen untergliedern (Abb. 13). Auf dieser Basis und der Arbeit von

BALCHIN & RIDD (1970) aufbauend entwarfen WARRINGTON et al. (1980) eine überarbeitete Lithostratigraphie der Trias. Erstmals wurde dort jedoch versucht, die bisher vorhandene Vermengung biostratigraphischer und lithostratigraphischer Begriffe zu vermeiden. Diese ergab sich wissenschaftshistorisch aus dem Versuch, die lithostratigraphische Dreigliederung der Germanischen Trias in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper auch in England nachzuweisen. Da in England keine faziellen Äquivalente des Muschelkalks gefunden wurden, postulierte HULL (1869) eine Diskordanz an der Basis des Keupers, durch welche das Fehlen aller muschelkalkzeitlichen Sedimente gedeutet wurde. Diese Diskordanz wurde später jedoch durch GEIGER & HOPPING (1968) widerlegt. Diese verglichen und korrelierten die Germanische Trias mit der Trias in Ostengland und konnten eindeutig zeitliche Äquivalente des deutschen Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers nachweisen. Ein weiterer Unterschied zwischen den Gliederungen in Ostengland und dem zentralen Teil des Beckens lag in der Auffassung über die Reichweite des Keupers, welche nach HULL (1869) bis an die Basis des Rhäts reichte. Somit umfasst der traditionelle englische Begriff „Keuper“ Schichten, welche Äquivalente der deutschen Schichtenfolge vom oberen Buntsandstein bis zum Top des Mittleren Keupers sind. Durch die Adaption all dieser Annahmen durch verschiedene Autoren bis hin zu ELLIOTT (1961) ergab sich ein stratigraphisches Chaos, welches erst durch WARRINGTON et al. (1980) für Ostengland bereinigt wurde. So erfolgte die Umbenennung der Gruppen „Bunter“, „Keuper“ und „Rhaetic“ (u. a. nach ELLIOTT 1961) in Sherwood Sandstone, Mercia Mudstone und Penarth Group (WARRINGTON et al. 1980).

Die Grenze zwischen der Sherwood Sandstone Group und der Mercia Mudstone Group ist diachron und durch Schichtausfälle charakterisiert; sie entspricht der Hardeggen-Diskordanz in Norddeutschland (WARRINGTON 1970). Die Mercia Mudstone Group wird von der Penarth Group überlagert, womit eine eindeutige Korrelation zwischen On- und Offshoregebieten möglich ist (Abb. 10). Diese Untergliederung und Benennung der drei Gruppen hat bis heute Bestand.

Die von WARRINGTON et al. (1980) eingeführte weitere Untergliederung der Mercia Mudstone Group in neun Formationen basierte zu großen Teilen auf der Gliederung nach ELLIOTT (1961). Die von ELLIOTT (1961) beschriebenen drei „sandstone members“ (Plains Sandstone-, Cotgrave Sandstone- und Hollygate Sandstone-Member) werden als Leithorizonte angesehen. Vor allem das Hollygate Sandstone-Member, welches die größte Verbreitung besitzt, hat einen großen Leitwert und kann mit dem Arden Sandstone der Central Midlands und dem Schilfsandstein in Deutschland korreliert werden (GEIGER & HOPPING 1968).

Die durch WARRINGTON et al. (1980) aufgestellte Untergliederung der Trias in Ostengland wurde später u. a. durch BERRIDGE et al. (1999) überarbeitet. Für die Region Grantham wurde aufgrund der Standardbohrung Fulbeck 1 eine vereinfachte Nomenklatur erstellt (Abb. 14), die sich sowohl in ihrer lithologischen Zusammensetzung als auch über Log-Korrelation gut mit den umliegenden Aufschlussgebieten vergleichen lässt (Abb. 13).

Die Mercia Mudstone Group lässt sich nach BERRIDGE et al. (1999) vom Liegenden zum Hangenden in die Sneinton-, Radcliffe-, Gunthorpe-, Edwalton-, Cropwell Bishop- und Blue Anchor-Formation untergliedern. Die obere Gunthorpe-Formation und die Edwalton-Formation können mit der Dudgeon-Formation der Offshoregebiete korreliert werden (JOHNSON et al. 1994).

South Nottinghamshire (Elliott 1961)		South Nottinghamshire (Warrington et al. 1980)		Eastern England (Berridge et al. 1999, Carney et al. 2004)		
Lias (pars)				Lias Group (pars)	Scunthorpe Mudst.-Fm. (pars)	Barnstone-Member
Rhaetic		Penarth Group	Lilstock-Fm.	Penarth Group	Lilstock-Fm.	Langport- Member
			Westbury-Fm.		Westbury-Fm.	Cotham-Member
Keuper	Parva-Fm.	Mercia Mudstone Group	Blue Anchor-Fm.	Mercia Mudstone Group	Blue Anchor-Fm.	
			Glen Parva-Fm.		Cropwell Bishop-Fm.	
	Trent-Fm.		Trent-Fm.			
	Edwalton-Fm.		Edwalton-Fm.		Edwalton-Fm.	Hollygate Sandstone-Mb.
	Harlequin-Fm.		Harlequin-Fm.		Gunthorpe-Fm.	Cotgrave Sandstone-Mb.
	Carlton-Fm.		Carlton-Fm.			
	Radcliffe-Fm.		Radcliffe-Fm.		Radcliffe-Fm.	
	Waterstones-Fm.		Collwick-Fm.		Sneinton-Fm.	
Woodthorpe-Fm.	Woodthorpe-Fm.					
Bunter		Sherwood Sandstone Group	Nottingham Castle-Fm.	Sherwood Sandstone Group	Nottingham Castle Sandstone-Fm.	
			Lenton Sandstone-Fm.		Lenton Sandstone-Fm.	

Abb. 13: Entwicklung der Trias-Nomenklatur in Ostengland (verändert nach BERRIDGE et al. 1999).

Die Grenze zwischen der Gunthorpe- und Edwalton-Formation repräsentiert nach CARNEY et al. (2004) einen Wechsel des Ablagerungsmilieus von einer Playa oder Sabkha zu einem perennierenden See. Die Edwalton-Formation beginnt an der Basis mit dem Cotgrave Sandstone-Member und endet mit dem Hollygate Sandstone-Member. Dieses wurde von ELLIOTT (1961) für den Raum Nottingham als Hollygate Skerry beschrieben und entspricht

dem Arden Sandstone der Zentralen Midlands, welcher wiederum mit dem Schilfsandstein Deutschlands korreliert werden kann (GEIGER & HOPPING 1968, WILLS 1970).

Daran schließt sich die Cropwell Bishop-Formation an, welche die Trent- und Glen Parva-Formation von WARRINGTON et al. (1980) vereint (Abb. 13).

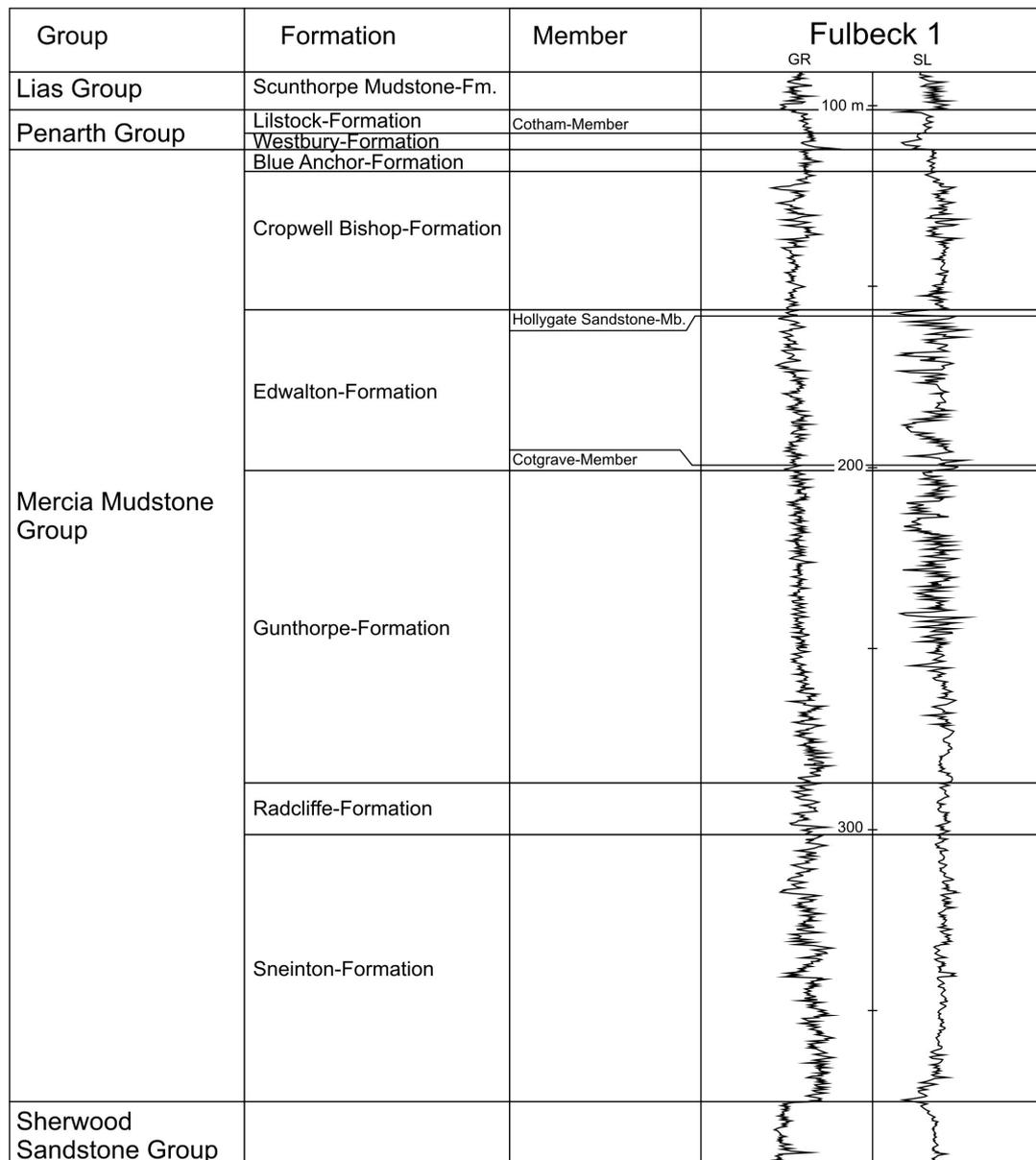


Abb. 14: Referenzbohrung Fulbeck 1 (Großbritannien Onshore) mit Stratigraphie nach BERRIDGE et al. (1999).

Die insgesamt auffällig hohe Gipsführung der Cropwell Bishop-Formation kulminiert in zwei abbauwürdigen Sulfathorizonten. Diese werden als Tutbury- und Newark-Gips bezeichnet. Über der Cropwell Bishop-Formation folgt mit zumeist scharfer Basis die in der Regel nur wenige Meter mächtige Blue Anchor-Formation. Zusammen mit der Cropwell Bishop-

Formation kann sie mit der Triton-Formation im Offshoregebiet Großbritanniens korreliert werden (JOHNSON et al. 1994) und bildet den Abschluss der Mercia Mudstone Group (Abb. 10). Die darauf folgende Penarth Group kann in Ostengland weiter in die Westbury- und Lilstock-Formation untergliedert werden (BERRIDGE et al. 1999) und geht mit einem Wechsel zu überwiegend marinen Ablagerungsbedingungen einher. Dieser Fazieswechsel ist auf den Beginn der rhätischen Transgression zurückzuführen, welche im südwestlichen Großbritannien bereits in der höheren Blue Anchor-Formation begann und dann rasch nach Nordwesten vorgriff (MAYALL 1981, WARRINGTON & IVIMEY-COOK 1995, HESSELBO et al. 2004). Die Lilstock-Formation lässt sich in das sandreiche Cotham-Member und das karbonatreiche Langport-Member unterteilen. Das Langport-Member enthält im Südwesten Großbritanniens den White Lias, einen reinen Kalkstein, welcher auch in Logs gut nachweisbar ist. In den Midlands entwickelt sich diese markante Kalksteinbank in eine Wechsellagerung von Ton- und Siltsteinen mit Kalkbänken, wobei der Karbonatgehalt in Richtung Osten stetig abnimmt (WARRINGTON et al. 1980, WARRINGTON & IVIMEY-COOK 1992). Dadurch ist die regionale Korrelation des Langport-Members nur bedingt möglich. Erschwerend kommt hinzu, dass das Barnstone-Member der basalen Lias Group („pre planorbis Beds“) in Ostengland eine ähnliche lithologische Ausbildung besitzt. Lithologisch kann das Langport-Member hier nicht von den „pre planorbis Beds“ getrennt werden. Biostratigraphisch beschrieb SMITH (1989) für das Langport-Member und die „pre planorbis Beds“ Conodonten rhätischen Alters. Dieses Ergebnis stützt die Arbeiten von COPE et al. (1980), WARRINGTON et al. (1980) und IVIMEY-COOK & POWELL (1991) wonach der Lias erst mit dem Auftreten von *Psiloceras planorbis* einige Meter über der Grenze Penarth Group/Lias Group beginnt. Diese Auffassung wurde von PAGE & BLOOS (1998) präzisiert. Demnach liegt die Trias/Jura-Grenze knapp unterhalb des ersten Auftretens von *Psiloceras planorbis*.

3.1.1.8. Dänemark

Keuperzeitliche Ablagerungen sind in Dänemark fast komplett von jüngeren Sedimenten überdeckt. Informationen über die Ausbildung und Verbreitung des Keupers ermöglichten zahlreiche Tiefbohrungen, welche v. a. während der Exploration auf Kohlenwasserstoffe durchgeführt wurden. Dänemark besitzt sowohl Anteile am Südlichen Zentraleuropäischen Becken als auch am Nördlichen Zentraleuropäischen Becken. Beide werden in Dänemark durch das Ringkøbing-Fyn-Hoch voneinander getrennt (Abb. 2). BERTELSEN (1980) ordnete die triassischen und damit auch keuperzeitlichen Bildungen drei Faziesprovinzen zu. Die v. a.

im südlichen und zentralen Dänemark verbreitete germanotype Faziesprovinz besitzt eine große lithologische Ähnlichkeit mit der Ausbildung des Keupers in Deutschland. Aus diesem Grunde ist eine Korrelation ohne weiteres möglich. Im nördlichen Dänemark ist die Provinz der nördlichen Randfazies ausgebildet, welche aufgrund ihrer Nähe zum Rand des Sedimentationsgebietes eine differente lithologische Ausbildung und Gliederung besitzt. Die in der zentralen Nordsee gelegenen Offshoregebiete Dänemarks bilden aufgrund ihrer lithologischen Ähnlichkeit mit den Offshoregebieten Großbritanniens eine dritte Faziesprovinz, die als Zentral-Graben-Faziesprovinz bezeichnet wird (BERTELSEN 1980). Demgegenüber beschrieben MICHELSEN & CLAUSEN (2002) lediglich zwei Faziesprovinzen. Sie entwickelten unter Anwendung der in den Niederlanden von VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994a, b) aufgestellten Gliederung der Trias eine lokale Lithostratigraphie, welche auf die Gebiete des dänischen Festlandes bis zum Nordrand des Rinkøbing-Fyn-Hochs und bis in die Dänische Nordsee anwendbar ist. Demgegenüber sahen sie eine zweite Faziesprovinz, welche das Dänische Becken und den nördlichen und nordöstlichen Beckenrand umfasst. Im Folgenden findet diese Auffassung von zwei getrennten Lithostratigraphien für Nord- und Süddänemark Verwendung (Abb. 10.).

Süddänemark

Die Trias im südlichen Dänemark kann entsprechend der niederländischen Lithostratigraphie (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a, b) und der Lithostratigraphie der britischen Nordsee (RHYS 1974) in die Bunter Shale-, Bunter Sandstone-, Röt-, Muschelkalk-, Keuper-Formation untergliedert werden (MICHELSEN & CLAUSEN 2002). Die weitere Untergliederung der Keuper-Formation in Member ist jedoch lediglich leicht modifiziert möglich (Abb. 15).

Ein wesentlicher Unterschied gegenüber der niederländischen Lithostratigraphie ist ein unbenanntes basales Member, welches die Äquivalente des Lower Keuper Claystone-Members, des Main Keuper Evaporite-Members und des Middle Keuper Claystone-Members umfasst. Das Main Keuper Evaporite-Member ist lediglich in wenigen Nordseebohrungen Dänemarks nachgewiesen worden (MICHELSEN & CLAUSEN 2002). Darauf folgen Red Keuper Evaporite-, Red Keuper Claystone-, Dolomitic Keuper- und Upper Keuper Claystone-Member, welche den oberen Teil der Keuper-Formation bilden. Diese wird von der Sleen-Formation überlagert und geht lateral in die Gassum-Formation über, welche v. a. im Dänischen Becken, nördlich des Rinkøbing-Fyn-Hochs, entwickelt ist (MICHELSEN & CLAUSEN 2002). Die Korrelation der Formationen und Member Süd-Dänemarks ist in Abb. 10 dargestellt.

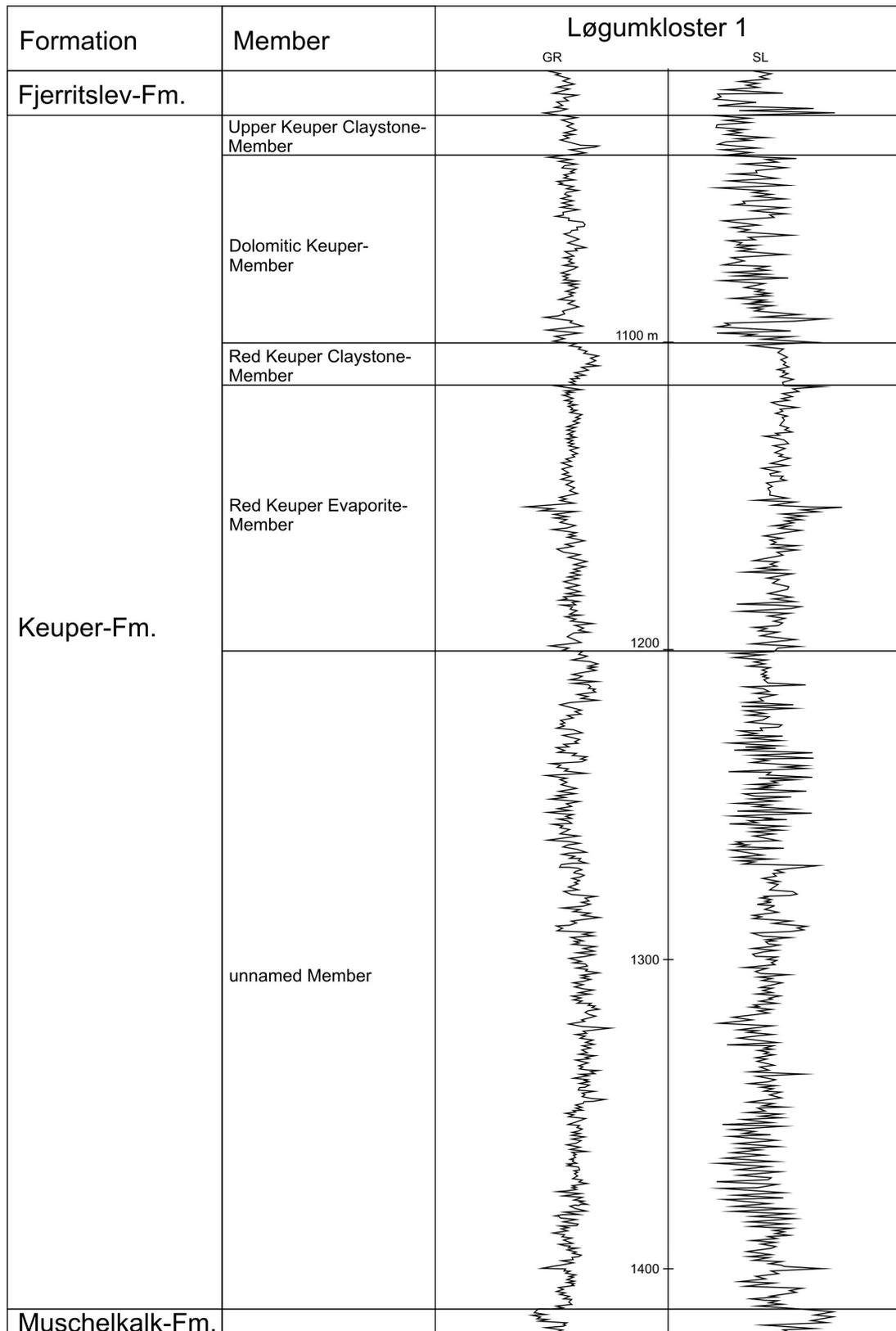


Abb. 15: Referenzbohrung Løgumkloster 1 (Süddänemark) mit Stratigraphie nach MICHELSEN & CLAUSEN (2002).

Norrdänemark

Das hier als Norrdänemark bezeichnete Gebiet umfasst im Sinne von BERTELSEN (1980) sowohl Teile der germanotypen Faziesprovinz (zentrales Dänisches Becken) als auch Teile der Provinz der nördlichen Randfazies, welche unterschiedliche lithostratigraphische Untergliederungen besitzt.

Die Trias des zentralen Dänischen Beckens kann nach BERTELSEN (1980) vier Gruppen zugeordnet werden, die vom Liegenden zum Hangenden als Bacton, Lolland, Jylland und Mors Group bezeichnet werden. Der keuperzeitliche Anteil umfasst dabei Anteile der beiden jüngeren Gruppen, welche in jeweils zwei Formationen untergliedert werden können. Die Jylland Group enthält die Tønder- und Oddesund-Formation und die Mors Group enthält die Vinding- und Gassum-Formation (Abb. 10, 16).

Die Basis der Tønder-Formation ist durch einen scharfen lithologischen Wechsel definiert, der jedoch nach BEUTLER & SCHÜLER (1987) nicht der Muschelkalk/Keuper-Grenze im Sinne der deutschen Lithostratigraphie entspricht. Diese liegt etwa 20 bis 35 m oberhalb der Grenze Lolland/Jylland Group. Die Tønder-Formation wird von der Oddesund-Formation überlagert, die durch zwei markante evaporitische Einschaltungen (Lower und Upper Evaporitic Beds) in fünf Member untergliedert wird. Diese werden als O₁-, O_{2.1}-, O_{2.2}-, O_{2.3}- und O₃-Member bezeichnet (Abb. 16, BERTELSEN 1980). In nördlicher Richtung kommt es durch stärkeren randfaziellen Einfluss zu einer vermehrten Einschaltung von gröberklastischem Material (Skagerrak-Formation, BERTELSEN 1980). Die Obergrenze der Oddesund-Formation bildet gleichzeitig die Grenze Jylland/Mors Group. Diese setzt sich aus der Vinding- und Gassum-Formation zusammen (LARSEN 1966, BERTELSEN 1978, 1980). Die Vinding-Formation korreliert nach BERTELSEN (1978) mit dem Unterrhät Nordwestdeutschlands. Der Top der Gassum-Formation ist diachron und entspricht im zentralen Teil des Dänischen Beckens etwa der Rhät/Lias-Grenze, wogegen er zu den Beckenrändern hin ein sinemurisches Alter besitzt (BERTELSEN 1978). Die Gassum-Formation wird von der jurassischen Fjerritslev-Formation überlagert (MICHELSEN 1978).

Dieser Lithostratigraphie im zentralen Dänischen Becken steht die Untergliederung der Provinz der nördlichen Randfazies gegenüber, in welcher lediglich zwei Gruppen unterschieden werden können. Die liegende Triassic Group umfasst die Smith Bank-Formation und die Skagerrak-Formation und hat ihre äquivalenten Bildungen in der Bacton, Lolland und Jylland Group der germanotypen Faziesprovinz. Darüber folgt die Mors Group mit der Gassum-Formation (BERTELSEN 1980). Keuperzeitliche Äquivalente sind also sowohl in Teilen der Skagerrak-Formation als auch in der Mors Group zu finden (Abb. 10). Darüber

folgen mit der Fjerritslev-Formation deutlich marine Bildungen jurassischen Alters (NIELSEN 2003).

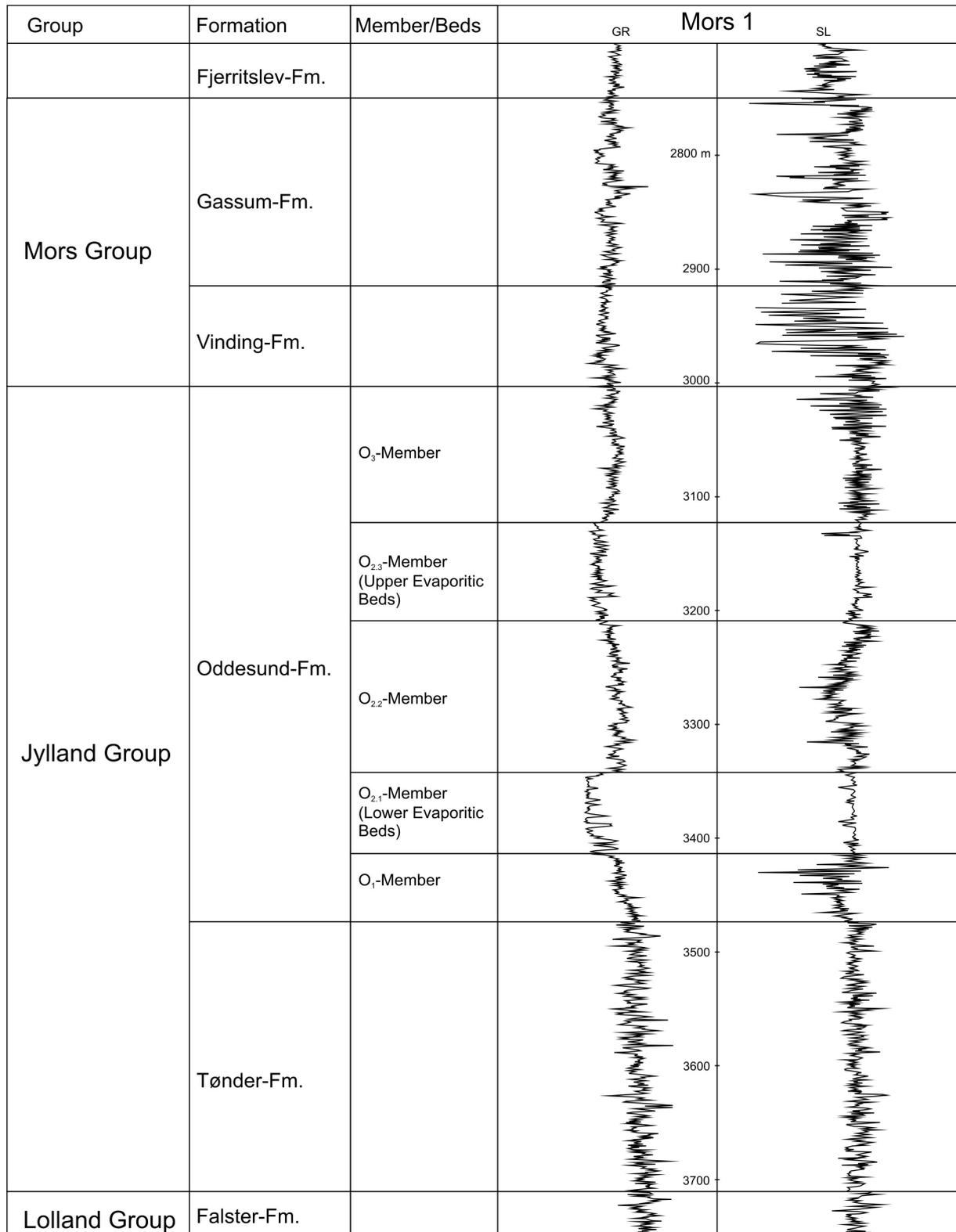


Abb. 16: Referenzbohrung Mors 1 (zentrales Dänisches Becken, Norddänemark) mit Stratigraphie nach BERTELSEN (1980).

3.1.2. Diskordanzen

Innerhalb des Keupers treten im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken bis zu acht größere und bedeutendere Diskordanzen (Diskordanz D1–D8) und mehrere untergeordnete Diskordanzen auf. Für die Beschreibung und Bearbeitung einzelner Diskordanzen sind v. a. die Arbeiten von AHLBURG (1908), KRUSCH (1913), KOERT (1924), BENTZ (1926), BRINKMANN (1926), LÖGTERS (1950), WOLBURG (1969a, b), SCHRÖDER (1982), DUCHROW (1984), BEUTLER (1995), CLAUSEN & PEDERSEN (1999), GELUK (2005) und NITSCH et al. (2005b) bedeutsam. BEUTLER (1995, 2005d) gab eine eingehende Zusammenfassung, Definition und Beschreibung aller keuperzeitlichen Diskordanzen. Demnach besitzen die Diskordanzen sowohl hinsichtlich ihrer Dimension als auch ihrer Verbreitung eine unterschiedliche Bedeutung, wobei die Diskordanzen D2, D4 und D6 deutlich hervortreten. Die Position der Diskordanzen im Keuper zeigt Abb. 17.

Lithostratigraphie		Diskordanzen	Sequenzstratigraphie		
Keuper	Exter-Formation (Rhät)	Vahlbruch-Subformation	Diskordanz D8	6	HST
		Oeynhausens-Subformation	Diskordanz D7		TST
		Rinteln-Subformation	Diskordanz D6		LST
			Diskordanz D5.2		
		Diskordanz D5.1			
		Diskordanz D4			
	Arnstadt-Formation (Steinmergelkeuper)	Kielsberg-Subformation		5	HST
		Schwalenberg-Subformation			TST
		Valdorf-Subformation			LST
		Egge-Subformation			
	Weser-Formation (Oberer Gipskeuper)		Diskordanz D3.2	4	HST
			Diskordanz D3.1		TST
	Stuttgart-Formation (Schilfsandstein)		Diskordanz D2.3	3	LST
			Diskordanz D2.2		
	Grabfeld-Formation (Unterer Gipskeuper)	Bredenborn-Subformation	Diskordanz D2.1	2	HST
		Oldenburg-Subformation			
Vogelsang-Subformation					
Hummensen-Subformation					
Mönchsberg-Subformation		Diskordanz Deh			
Vörden-Subformation					
Elbrinxen-Subformation					
Löwendorf-Subformation					
Erfurt-Formation (Lettenkeuper)	Oberer Lettenkeuper		1	TST	
	Mittlerer Lettenkeuper			?	
	Unterer Lettenkeuper	Diskordanz D1		HST	

Abb. 17: Lithostratigraphie (BEUTLER 2005a), Diskordanzen (BEUTLER 2005d) und Sequenzstratigraphie (AIGNER & BACHMANN 1992, 1998) im Keuper.

Die Diskordanzen fallen häufig mit Formationsgrenzen zusammen und sind ein wichtiges Hilfsmittel bei der lithostratigraphischen Korrelation. Die Ursache für die Diskordanzen sahen BRANDNER (1984) und BEUTLER (2005d) in globalen tektonischen Vorgängen, die ihren Höhepunkt in der Altkimmerischen Hauptdiskordanz (Diskordanz D4) besitzen. Deren Anlage wird auf die Schließung der Paläotethys zurückgeführt (STAMPFLI & KOZUR 2006). Ausführliche Erläuterungen über die einzelnen Diskordanzen werden im Kapitel 5.2. gegeben.

3.2. Biostratigraphie

Eine ausführliche Erörterung der Biostratigraphie des Keupers erscheint hier nicht sinnvoll, da in der vorliegenden Arbeit lediglich untergeordnet biostratigraphische Gesichtspunkte berücksichtigt werden konnten. Deshalb werden im Folgenden lediglich die wichtigsten Fossilgruppen mit zugehörigen Schlüsselpublikationen genannt.

Eine erste biostratigraphische Gliederung der Germanischen Trias geht auf RIEDEL (1916) zurück. Der Keuper ließ sich dabei, von wenigen Ausnahmen abgesehen, lange Zeit wegen seiner generell verbreiteten Fossilarmut lediglich eingeschränkt biostratigraphisch gliedern. Die Fossilien galten in der Regel auf wenige Bänke beschränkt. Innerhalb des Keupers zählte dabei lange Zeit der Obere Keuper als eine Ausnahme, da er anhand von Ostrakoden, Lamellibranchiaten und Megasporen biostratigraphisch gegliedert werden konnte (BACHMANN et al. 1999). Eine Übersicht über die vorhandenen Möglichkeiten zur biostratigraphischen Korrelation des germanischen Keupers mit der tethyalen Trias gab NITSCH et al. (2005b). Auch BEUTLER et al. (2005) gaben eine Zusammenfassung der Biostratigraphie des Keupers in Deutschland, welche jedoch eine zum Teil negative Wertung durch KOZUR (2007) erfuhr.

Für die biostratigraphische Gliederung und Korrelation des Keupers sind v. a. Conchostraken, Sporomorphen, Muscheln, Ostrakoden und wichtig.

Die Bedeutung der **Conchostraken** für die Biostratigraphie wurde lange Zeit unterschätzt. So wurde nach frühen Arbeiten von REIBLE (1962) und WARTH (1969) erst in jüngster Zeit durch zahlreiche Arbeiten von KOZUR aufgrund von Conchostraken ein biostratigraphisches System für den Keuper aufgestellt (Abb. 18), welches eine internationale Korrelation ermöglicht (u. a. KOZUR & WEEMS 2007). Conchostraken sind weit verbreitet und stellen die besten Leitfossilien des Keupers dar (KOZUR 2006). Auch in den im Rahmen der vorliegenden Arbeit bearbeiteten Bohrungen wurden zahlreiche Conchostraken nachgewiesen, welche zum Teil eindeutige biostratigraphische Einstufungen ermöglichten (Kapitel 5.1.).

Stufe <small>Ma</small>	Unterstufe	Zentraleuropäisches Becken	Gruppe	Formation
Hettang	Unteres		Lias	
Rhaet	Oberes	<i>Euestheria brodieana</i>	Keuper	Exter-Formation
	Unteres	<i>Anyuanestheria</i> ? n. sp.		
Nor	Sevat	<i>Shipingia olseni</i>		Arnstadt-Formation
	Alaun	<i>Shipingia hebaozhaiensis</i>		
	Lac	kleine <i>Shipingia</i> und große <i>Euestheria</i>		
		<i>Euestheria</i> n. sp.		
Karn	Tuval	<i>Laxitextella freybergi</i> n. sp.		Weser-Formation
		<i>Laxitextella seegisi</i> n. sp.		
		<i>Eosolimnadiopsis gallegoi</i> n. sp.		
	Jul	<i>Anyuanestheria</i> n. sp. A- <i>Laxitextella</i> cf. <i>laxitexta</i>		Stuttgart-Formation
	Cordevol	<i>Anyuanestheria fimbriata</i> - <i>Laxitextella laxitexta</i>	Grabfeld-Formation	
		<i>Laxitextella multireticulata</i>		

Abb. 18: Conchostrakenzonierung im Zentraleuropäischen Becken und die Korrelation mit der Lithostratigraphie (nach KOZUR & WEEMS 2007) - nicht maßstäblich. Chronostratigraphie nach KOZUR & BACHMANN (2008).

Sporomorphen liefern für einzelne Abschnitte des Keupers die Möglichkeit einer hochauflösenden biostratigraphischen Zonierung. Genannt werden sollen insbesondere die Arbeiten von SCHULZ (1966, 1967, 1976, 1996), LUND (1977), HAUSCHKE & HEUNISCH (1989, 1990), HEUNISCH (1999), REITZ (1985) und SCHULZ & HEUNISCH (2005). Innerhalb der Sporomorphen sind v. a. die Megasporen bedeutsam, die u. a. von WICHER (1951, 1957) und WILL (1969) beschrieben wurden, wobei in jüngster Zeit v. a. die Arbeiten von WIERER (1997, 1999) bedeutsam sind.

Muscheln sind zumeist an brackische bis marine Ablagerungsräume gebunden. Eine übersichtliche Zusammenstellung über alle keuperzeitlichen Muscheln und ihre Reichweiten gaben DOCKTER (2003) und SEEGIS (2005). In den bearbeiteten Bohrungen wurden mit *Rhaetavicula contorta* und *Unionites posterus* nur wenig Muscheln nachgewiesen (Kapitel 5.1.). Beide sind nach SEEGIS (2005) in ihrer Reichweite auf die Exter-Formation beschränkt, wobei *Rhaetavicula contorta* lediglich in der Mittleren Exter-Formation auftritt.

Ostrakoden wurden u. a. von ANDERSON (1964), WILL (1969), KOZUR & MOSTLER (1972), KOZUR (1974), BEUTLER (1988) und SEEGIS (1997) beschrieben und eignen sich besonders für eine Gliederung des Oberen Keupers.

3.3. Chronostratigraphie

In vielen Arbeiten sind Versuche zur Korrelation des Keupers im Zentraleuropäischen Becken mit der internationalen chronostratigraphischen Zeitskala vorgenommen worden. Da für eine radiometrische Altersbestimmung bedeutsame Tuffhorizonte und andere entsprechend verwertbare Gesteine im Zentraleuropäischen Becken fehlen, muss die Korrelation mit der chronostratigraphischen Gliederung biostratigraphisch vorgenommen werden (u. a. KOZUR 1975, 1993, DOCKTER et al. 1980). Als problematisch erwies sich dabei häufig der Mangel an geeigneten Fossilien im hauptsächlich kontinental ausgebildeten Keuper, was eine Eichung an der tethyalen Biostratigraphie häufig erschwerte bzw. unmöglich machte.

In jüngster Zeit wurde jedoch durch die Kombination von bio-, zylo- und magnetostratigraphischen Ansätzen eine verbesserte Korrelation versucht (MENNING 2000, BACHMANN & KOZUR 2004, MENNING et al. 2005, KOZUR & WEEMS 2007, KOZUR & BACHMANN 2008). Im Ergebnis lässt sich die Lithostratigraphie des Keupers heute gut mit der internationalen chronostratigraphischen Skala korrelieren (Abb. 19).

3.4. Zylostratigraphie

Zylostratigraphische Gliederungen des Keupers wurden u. a. in den Arbeiten von WEIGELIN (1913), FREYBERG (1936), SEIDEL (1965), WOLBURG (1969a), KÄSTNER (1972), DUCHROW (1984), HAUSCHKE (1985), NITSCH (1997), AIGNER et al. (1999), BEUTLER et al. (1999b), REINHARDT & RICKEN (2000) und NITSCH et al. (2005b) beschrieben. Die zyklische Sedimentation wird häufig auf periodische Veränderungen der Orbitalparameter der Erde zurückgeführt, die als Milankovitch-Zyklen bezeichnet werden (u. a. BACHMANN & KOZUR 2004, SCHÄFER 2005, STRASSER et al. 2006). Zu den variablen Orbitalparametern zählen (SCHÄFER 2005):

- Exzentrizität: Die Umlaufbahn der Erde um die Sonne schwankt zwischen beinahe rund bis elliptisch, wobei die sich wiederholenden Abweichungen Periodizitäten von ~100.000 und ~400.000 Jahren besitzen.
- Schiefe der Erdachse (Ekliptik): Die Winkel der Erdachse gegenüber ihrer Umlaufbahn um die Sonne schwankt bei einer Periodizität von etwa ~40.000 Jahren zwischen 22,1°–24,1°.
- Präzession: Die Erdachse, welche gegen die Umlaufbahn um die Sonne geneigt ist, beschreibt eine konusförmige Rotation, die eine Periodizität von ~20.000 Jahren besitzt.

Ma	Stufe	Unterstufe	Gruppe	Formation	Diskordanz (Dauer)
200	Hettang		Lias		
205	Rhaet		Keuper	Exter-Formation	Diskordanz D8 Diskordanz D7
					Diskordanz D6
210	Nor	Sevat	Keuper	Arnstadt-Formation	Diskordanz D5.1
		Alaun			
		Lac			
225	Karn	Tuval	Keuper	Weser-Formation	Diskordanz D4
		Jul		Stuttgart-Formation	Diskordanz D3.1
235	Ladin	Cordevol	Keuper	Grabfeld-Fm. Hummersen- bis Bredenborn-Subfm.	Diskordanz D2.1
		Langobard		Löwend.- bis Mönchsbr.- Subfm.	Diskordanz Deh
240	Anis	Fassan	Muschel- kalk	Warburg-Formation	Diskordanz D1
		Illyr		Meißner-Formation	

Abb. 19: Chrono- und Lithostratigraphie des Keupers im Zentraleuropäischen Becken (nach BACHMANN & KOZUR 2004, KOZUR & BACHMANN 2008).

Alle drei Orbitalparameter überlagern sich gegenseitig. Das führt zu regelmäßigen Schwankungen des Klimas und des Meeresspiegels. Sie erlauben damit in Verbindung mit der Chronostratigraphie eine zeitlich deutlich höhere Auflösung (STRASSER et al. 2006). Neben diesen Milankovitch-Zyklen sind auch tektonische Prozesse für die Zyκλοstratigraphie bedeutsam. Sie äußern sich beispielsweise in der Ausbildung von Diskordanzen, welche u. a. für die größte Einheit der zyklischen Gliederung (Großzyklen nach BEUTLER et al. 1999b und NITSCH 2005b; Depositional Cycles nach BACHMANN et al. 2008) bedeutsam sind.

Bereits frühzeitig wurden im Keuper unterschiedliche Zyklenhierarchien erkannt. BEUTLER et al. (1999b) und NITSCH (2005b) beschrieben als größte Einheit Großzyklen. Diese repräsentieren den rhythmischen Wechsel von Sedimentationszeiten und Schichtlücken. Die Großzyklen lassen sich weiter in Kleinzyklenbündel, Kleinzyklen und Ablagerungszyklen untergliedern, deren Definition im Kapitel 5.3.1. gegeben wird. NITSCH (2005b) gliederte den Keuper in fünf Großzyklen und beschrieb detailliert ihren Aufbau.

Großzyklus 1 beginnt an der Basis der Erfurt-Formation und endet an der Diskordanz D2. Er kann in zwei Abschnitte untergliedert werden, die als transgressiver Zyklentrakt (Erfurt-Formation ohne Grenzdolomit) und regressiver Zyklentrakt (Grenzdolomit und Grabfeld-Formation) bezeichnet werden. Die größte Verbreitung der Ingressionen tritt im Niveau des Grenzdolomits auf. Darauf folgt Großzyklus 2, der die Stuttgart-Formation (transgressiver Zyklentrakt) und den unteren Abschnitt der Weser-Formation (regressiver Zyklentrakt) umfasst, wobei die größte Verbreitung mariner Sedimente im Hauptsteinmergel erreicht wird. Großzyklus 3 beginnt mit den Lehrberg-Schichten (transgressiver Zyklentrakt) und umfasst die Mittlere und Obere Weser-Formation bis zur Diskordanz D4. Diese bildet die Grenze zum Großzyklus 4, welcher bis an die Basis der Exter-Formation reicht. Der transgressive Zyklentrakt des 4. Großzyklus reicht bis zur Dohlenbergbank, über welcher pedogene Bildungen den regressiven Zyklentrakt belegen (NITSCH 2005b). Großzyklus 5 umfasst die gesamte Exter-Formation. Der transgressive Zyklentrakt reicht bis an die maximale Transgression der Contorta-Schichten.

Eine alternative zyκλοstratigraphische Gliederung des Keupers beschrieben BACHMANN et al. (2008). Demnach umfasst der Keuper Teile von zwei Ablagerungszyklen 2. Ordnung (Depositional Cycles 2nd order) und vier Ablagerungszyklen 3. Ordnung (Depositional Cycles 3rd order; STOLLHOFEN et al. 2008). Letztere entsprechen in ihrer Hierarchie den Großzyklen nach NITSCH (2005b) und lassen sich alternativ als Sequenzen dritter Ordnung interpretieren (Kapitel 5.3.). Die Zyklen 4. und 5. Ordnung lassen sich dementsprechend als Parasequenzen interpretieren.

3.5. Sequenzstratigraphie

Die Sequenzstratigraphie ging aus der in der Industrie verwendeten Seismischen Stratigraphie hervor (PAYTON 1977) und wurde v. a. für den Küsten- und Schelfraum entwickelt und definiert. Sie lässt sich als eine stratigraphische Analyse zyklisch aufgebauter und genetisch zusammenhängender Sedimentabfolgen (Sequenzen) charakterisieren (SCHÄFER 2005). Bedeutsam sind dabei Meeresspiegelschwankungen und Subsidenz, welche beide den Akkommodationsraum definieren. Eine Sequenz setzt sich aus genetisch zusammenhängenden Schichten zusammen und wird im Hangenden und Liegenden durch Schichtlücken oder korrespondierende Konformitäten begrenzt. Die Definition der Sequenzen geht auf die Arbeit von VAIL et al. (1977) zurück. In dieser wurde auch die weitere Untergliederung der Sequenzen in Systemtrakte beschrieben, die später jedoch u. a. durch VAN WAGONER et al. (1988, 1990, 1992), POSAMENTIER & VAIL (1988) und POSAMENTIER & JAMES (1993) verändert und zusätzlich auf Bohrungen, Tagesaufschlüsse und Logs übertragen wurde.

Grundlage der klassischen Sequenzstratigraphie bilden die Sequenzen 3. Ordnung (VAIL et al. 1977). Die Sequenzen lassen sich in verschiedene Systemtrakte untergliedern, welche in Abhängigkeit vom Meeresspiegel unterschiedliche, aber zeitgleich miteinander verbundene Ablagerungsräume repräsentieren. Es wird zwischen einer Tiefstandsphase (lowstand systems tract, LST), einer Transgressionsphase (transgressive systems tract, TST) und einer Hochstandsphase (highstand systems tract, HST) unterschieden. Der LST bildet sich über der meist erosiven Sequenzgrenze (sequence boundaries, SB) während eines Meeresspiegeltiefstands und setzt sich hinsichtlich seiner Geometrie aus zunächst progradierenden und aggradierenden Parasequenzen zusammen. Parasequenzen sind kleinere sedimentäre Zyklen (Kapitel 3.4.). Progradation bedeutet dabei das Vorrücken der Faziesräume gegen das Meer, Retrogradation dementsprechend das landwärtige Rückschreiten der Faziesräume. Darauf folgt der TST, welcher sich während eines steigenden Meeresspiegels bildet und von retrogradierenden Parasequenzen aufgebaut wird. Die maximale Transgression bedingt die Fläche maximaler Überflutung (maximum flooding surface, MFS). Diese bildet die Grenze zum HST, welcher wiederum durch progradierende und aggradierende Parasequenzen gekennzeichnet ist. Der Beginn und das Ende einer Sequenz werden durch Sequenzgrenzen markiert, die oft durch markante Diskordanzen gebildet werden (SCHÄFER 2005).

Die Anwendung des Konzeptes der Sequenzstratigraphie auf das Zentraleuropäische Becken beruhte im Wesentlichen auf der Kenntnis der Diskordanzen und der verschiedenen

Transgressionsmaxima im Keuper (NITSCH 2005d) und wurde zunächst ohne Benutzung der sequenzstratigraphischen Nomenklatur durch DUCHROW (1984) vorgenommen. Darauf und auf anderen Arbeiten aufbauend entwarfen AIGNER & BACHMANN (1992) eine Sequenzstratigraphie der Germanischen Trias, die im Folgenden von zahlreiche Autoren aufgegriffen wurde (u. a. KÖPPEN et al. 1994, NITSCH 1996, KÖPPEN 1997, SEELING & KELLNER 2002). Der Keuper umfasst nach AIGNER & BACHMANN (1992, 1998) und BACHMANN et al. (1999) mindestens 6 Sequenzen (Abb. 17).

Aufgrund der ursprünglichen Definition der Sequenzstratigraphie im Küsten- und Schelfraum ist die Übertragung auf überwiegend kontinentale Ablagerungsräume innerhalb des Keupers im Zentraleuropäischen Becken problematisch (u. a. AIGNER et al. 1999). Für diese Gebiete wurde deshalb das Baselevel-Konzept angewandt (u. a. HORNING 1998, AIGNER et al. 1999, PÖPPELREITER 1999, GEHRMANN & AIGNER 2002).

Der Baselevel (Erosionsbasis) stellt eine theoretische Fläche dar, an der Prozesse von Sedimentation und Erosion abgelöst werden. Der Baselevel wurde durch WHEELER (1964) definiert und kann als eine „Akkumulations-Potentialfläche“ aufgefasst werden. Unter dieser Fläche wird Sediment abgelagert, darüber wird das Material abgetragen. Das Baselevel-Konzept unterscheidet somit nicht zwischen den die Sedimentation beeinflussenden Faktoren wie Tektonik, Meeresspiegel und Klima, sondern betrachtet lediglich das Ergebnis. Es kam in jüngster Zeit in zahlreichen Arbeiten über das Zentraleuropäische Becken zur Anwendung (u. a. HORNING 1998, AIGNER et al. 1999, PÖPPELREITER 1999, GEHRMANN & AIGNER 2002). NITSCH (2005d) gab eine kritische Zusammenfassung und Wertung sowohl bezüglich der Anwendung der Sequenzstratigraphie als auch des Baselevel-Konzeptes auf die epikontinentale Trias. Ein aussagekräftiges Modell für das Zentraleuropäische Becken müsste nach NITSCH (2005d) alle komplexen Wechselwirkungen zwischen Klima, Meeresspiegelschwankungen und Tektonik berücksichtigen.

4. Methodik

4.1. Lithologische Bearbeitung der Bohrkern und Aufschlüsse

Die bearbeiteten Kernbohrungen und Tagesaufschlüsse wurden feinstratigraphisch im Maßstab 1:50 aufgenommen und in Form eines idealisierten „Verwitterungsprofils“ graphisch auf Millimeterpapier umgesetzt. Die Ansprache der Lithologien erfolgte makroskopisch. Von ausgewählten Lithotypen wurden Proben genommen und Anschliffe erstellt. Diese dienten der Spezifizierung der Gesteinsansprache sowie der Erkennung von speziellen Sedimentstrukturen und waren auch die Grundlage für spätere Fotos. Die „klassischen“ Hilfsmittel bei der feinstratigraphischen Bearbeitung waren Hammer, Taschenmesser, Lupe und Salzsäure (10 %). Im Anschluß an die Profilaufnahme erfolgte eine zyklische Interpretation der Abfolge. Daraufhin wurde der Bohrkern/Aufschluss in seiner Gesamtheit und im Detail mit einem digitalen Fotoapparat dokumentiert. Bei einigen Tagesaufschlüssen wurde zusätzlich die natürliche Gammastrahlung der Gesteine mittels einer „Heger-Sonde“ (Szintillometer, Firma G.B.-H. Elektronik) gemessen. Die ermittelten Werte wurden direkt in die Profilbeschreibung eingetragen, um später eine exakte Zuordnung zum jeweiligen Profilabschnitt zu ermöglichen. Details zur Funktionsweise der „Heger-Sonde“ können den Arbeiten von KOCH (1984), HECKEMANN & KRÄMER (1989) und AIGNER et al. (1995) entnommen werden. Bei allen bearbeiteten Bohrkernen waren jeweils geophysikalische Messungen verfügbar. Das GR-Log der Bohrungen und das der Heger-Sonde unterscheiden sich dabei hinsichtlich ihrer Einheiten. Während das GR-Log der Bohrungen in der Regel in API-Einheiten angegeben wird (siehe Kapitel 4.2.), gibt die Heger-Sonde die Einheit cps (counts per second) wider. Da die Trends der Messkurve trotz unterschiedlicher Dimensionen abgebildet werden, lassen sich beide Kurven gut miteinander vergleichen.

Die graphische Umsetzung der lithologischen Profile und der GR-Messungen erfolgte mit der Software Corel Draw (Version 12.0). Dabei wurde in der Regel der Maßstab in geeigneter Weise auf 1:200 oder 1:500 reduziert. Für die Darstellung der Lithologien in den Profilsäulen wurden Signaturen verwendet, die sich an die Shell-Standard-Legende (<http://posc.org/technical/STANDLEG.PDF>) anlehnen (Abb. 20). Zur Bearbeitung der Fotos wurde die Software Adobe Photoshop (Version 8.0.1.) verwendet.

Lithologie		Schichtgefüge, sonstige Merkmale	
	Tonstein		Parallelschichtung, Lamination
	Tonstein, dolomitisch		Flaserschichtung
	Tonmergelstein, dolomitisch		Schrägschichtung
	Dolomitstein		trogförmige Schrägschichtung
	Kalkstein		Rippelschichtung
	Kalkstein, oolithisch		Tonsteinklasten, Aufarbeitungs-lage
	Siltstein		Trockenrisse
	Sandstein		Fasergips mit maschenartigem Gefüge
	Brekzie		Residuen
	Gips, knollig bis massig		Dolomitknollen
	Steinsalz		Calcitknollen
	Residue, Lösungsbrekzie		Gipsknollen
Farbabbkürzungen			Steinsalzimpregnation
sw	schwarz		Hämatitknollen
dgr	dunkelgrau		Pyrit
gr	grau		Durchwurzlung
hgr	hellgrau		Bioturbation
gegr	gelbgrau		Pflanzenmaterial
gngr	grüngrau		Wirbeltierreste
gn	grün		Fische
olgn	olivgrün		Brachiopoden
rt	rot		Ostrakoden
bnrt	braunrot		Conchostraken
bn	braun		Mollusken
vi	violett		Fische
vibn	violettbraun		Brachiopoden
virt	violettrot		Ostrakoden
ocker	ockerfarben		

Abb. 20: Legende für alle Profildarstellungen dieser Arbeit.

4.2. Geophysikalische Korrelation

Für die Korrelation von Bohrungen waren besonders das Gamma-Ray-Log (GR), das Sonic-Log (SL) und das Widerstandslog (Res) von Bedeutung. Neben diesen wurden vereinzelt auch das Eigenpotential-Log (SP) und das Neutronen-Gamma-Log (NG) verwendet. Eine Darstellung aller gängigen geophysikalischen Messverfahren gaben FRICKE & SCHÖN (1999).

Gamma-Ray-Log (GR)

Das Gamma-Ray-Log (GR) stellt eines der wichtigsten Hilfsmittel bei der Logkorrelation dar und war bei fast allen Bohrungen vorhanden. Das Gamma-Ray-Log gibt die natürliche Gammastrahlung der Gesteine wieder. Diese hängt im Wesentlichen von Gehalten des Isotops K^{40} sowie untergeordnet auch von Uran- und Thorium-Gehalten ab. Diese radiogenen Isotope setzen bei ihrem Zerfall Gammastrahlung frei (FRICKE & SCHÖN 1999). Sowohl Tonminerale als auch Feldspäte, Kalisalze und Glimmer besitzen erhöhte Gehalte an K^{40} . Deshalb ermöglicht das Gamma-Ray-Log indirekt Aussagen über die lithologische Zusammensetzung des gemessenen Bereichs und eignet sich v. a. zur Unterscheidung zwischen Ton- und Sandsteinen (Abb. 21). Während die Tonsteine hohe GR-Werte besitzen, sind Sandsteine mit Ausnahme von Arkosen in der Regel durch niedrige GR-Werte gekennzeichnet (Abb. 21). Die Maßeinheit der Gammastrahlung sind API-Einheiten (American Petroleum Institute, Houston, Texas). Das Gamma-Ray-Log der Heger-Sonde zeigt die Einheit cps (counts per second; Kapitel 4.1.).

Art der geophys. Messung	beeinfluss. Faktoren	Tonstein	Sandstein	Kalk- und Dolomitstein	Gips, Anhydrit	Steinsalz
Gammastrahlung (GR)	-	hohe bis sehr hohe Strahlung	geringe Strahlung (Arkose hoch)	geringe Strahlung	sehr geringe Strahlung	sehr geringe Strahlung
Neutronengamma (NG)	Porosität	starke Absorption	starke Absorption bei großer Porosität	starke Absorption bei großer Porosität	geringe Absorption	geringe Absorption
Laufzeit (SL)	Porosität	relativ geringe Geschwindigkeit	geringe bis mittlere Geschwindigkeit	mittlere bis hohe Geschwindigkeit	sehr hohe Geschwindigkeit	mittlere Geschwindigkeit
Widerstand (Res)	Porosität, Porenfüllung	geringer Widerstand	variabel	sehr hoher Widerstand	sehr hoher Widerstand	sehr hoher Widerstand
Eigenpotential (SP)	-	hohe Spannungswerte	geringe Spannungswerte	indifferent	indifferent	indifferent

Abb. 21: Anwendbarkeit geophysikalischer Messungen für lithologische Interpretation (nach RÖHLING 2000).

Sonic-Log (SL)

Das Sonic-Log (SL) zählt zu den akustischen Messverfahren. Bei der Messung der Laufzeit wird die lithologische Abhängigkeit der Schallgeschwindigkeit genutzt. Die gemessene Laufzeit wird $\mu\text{s}/\text{m}$ gemessen. Neben der Lithologie beeinflusst v. a. die Porosität der Sedimentgesteine die Messwerte (Abb. 21).

Widerstandslog (Res)

Widerstandslogs (Res) bilden zusammen mit dem GR- und SL-Log die häufigste Messmethode, die für die Korrelation genutzt wurde. Res leitet sich von resistivity ab. Mit Ausnahme von Erzen leitet der Großteil der Gesteine elektrischen Strom lediglich in Form eines Transports von Ionen im Porenwasser. Dadurch ist der Widerstand, der in Ohm m (Ωm) gemessen wird, ein Indiz für die Porosität der Gesteine und für die Salinität des Porenwassers. Innerhalb der Widerstandsmessungen gibt es verschiedene Messverfahren. Es werden Einzelelektroden- und Mehrelektrodenanordnungen (z. B. Vier-Elektroden-Widerstandsmessanordnung mit Potential- und Gradienten-sonden) unterschieden. Bei Gesteinen mit hohem Widerstand werden zusätzlich fokussierende Messverfahren eingesetzt (FRICKE & SCHÖN 1999).

Eigenpotential-Log (SP)

Messungen des Eigenpotentials (SP) waren lediglich bei wenigen, v. a. älteren Bohrungen vorhanden. SP steht dabei für „self potential“ oder auch „spontaneous potential“. Das Eigenpotential entsteht durch die natürliche elektrische Potentialdifferenz zwischen Messelektroden an der Erdoberfläche und im Bohrloch und wird in mV gemessen. Je stärker dabei die Permeabilität eines Gesteins ist, desto niedriger ist das Eigenpotential. Dadurch kann es insbesondere zur Unterscheidung zwischen Sand- und Tonsteinen verwendet werden (FRICKE & SCHÖN 1999).

Neutronen-Gamma-Log (NG)

Das Neutronen-Gamma-Log stand v. a. bei jüngeren Bohrungen häufig zur Verfügung. Bei der Messung der Neutronengammastrahlung (NG) wird mittels einer Sonde eine Neutronenquelle in das Bohrloch eingebracht. Diese ruft aufgrund einer Wechselwirkung mit den Atomkernen der durchstrahlten Gesteine eine Gammastrahlung hervor, die gesteinspezifisch ist (FRICKE & SCHÖN 1999). Je höher die Porosität eines Gesteins, desto niedriger ist die Neutronengammastrahlung, die als Neutronenporosität gemessen wird.

5. Lithostratigraphie, diskontinuierliche Entwicklung, Zyko- und Sequenzstratigraphie

5.1. Lithostratigraphie

Der Keuper und seine Äquivalente besitzen im westlichen Zentraleuropäischen Becken eine durchschnittliche Mächtigkeit von 400–600 m, wobei starke Mächtigkeitsschwankungen zwischen wenigen 10er Metern und mehr als 5000 m auftreten (Abb. 22).

Die Mächtigkeitsverteilung des Keupers zeichnet deutlich die Konturen des Beckens nach. Zu den nördlichen und östlichen Beckenrändern (Mittleres Nordsee-Hoch, Ringkøbing-Fyn-Hoch, Pennine-Hoch) nimmt die Mächtigkeit deutlich auf unter 200 m ab. Im Beckenzentrum treten in Nordwestdeutschland besonders nördlich des Allertal-Lineaments (Lage siehe Abb. 1) überdurchschnittliche Mächtigkeiten von mehr als 600 m auf, wobei ein Großteil der Mächtigkeitszunahme in diesen Gebieten durch die Einschaltung von Steinsalzlagern hervorgerufen wird, welche v. a. in Graben- und Beckenstrukturen auftreten. Von Ost nach West sind dabei der Braunschweig-Gifhorn-, Glückstadt-, Ems-, Horn- und Zentral-Graben sowie das nördliche Sole Pit-Becken bedeutsam (Abb. 22).

Für ein großes Gebiet, welches Teile des Niederländischen Offshoregebietes, des Niederländischen Festlandes und die Gebiete nordwestlich des Rheinischen Massivs umfasst, sind aufgrund von jüngeren, teilweise keuperzeitlichen Abtragungsprozessen keine Aussagen über das Vorkommen und die Mächtigkeiten des Keupers mehr möglich (Abb. 22).

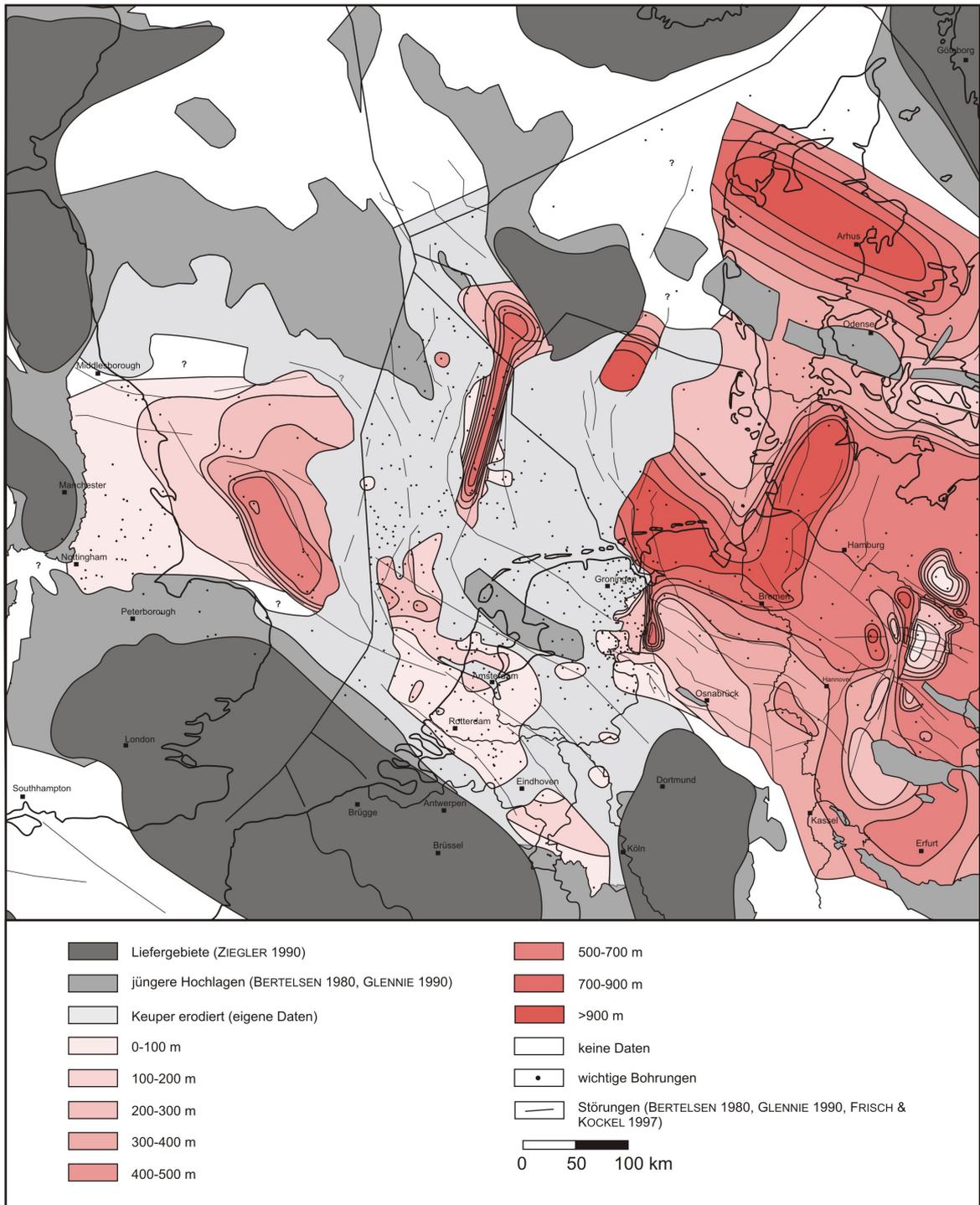


Abb. 22: Mächtigkeiten des Keupers. Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1.

5.1.1. Erfurt-Formation

5.1.1.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung

Die Erfurt-Formation (Unterer Keuper, Lettenkohlenkeuper, Lettenkeuper) reicht von der Oberkante der Warburg-Formation des Oberen Muschelkalks bis an die Basis der Grabfeld-Formation (BEUTLER 2005a). Die Untergrenze wird an den Wechsel von vorwiegend karbonatischer zu klastischer Sedimentation gelegt, welche häufig der Basis des ersten markanten Sandsteins entspricht. Dieser wird in Thüringen nach RICHTER (1936) als Sandstein S1 bezeichnet. Die Diachronie dieser Faziesgrenze beschrieb bereits KOZUR (1974). Die Obergrenze der Erfurt-Formation wird durch die Dachfläche des Grenzdolomits gebildet, welcher sich durch seine niedrigen GR-Werte und hohen SL-Werte auch gut in geophysikalischen Logs nachweisen lässt (Abb. 23). Über dem Grenzdolomit erfolgt der abrupte Wechsel von überwiegend gipsfreien Ton-, Sandsteinen und Dolomiten zu stärker evaporitischen Bildungen. Dieser Wechsel lässt sich im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachweisen.

Eine weitere Untergliederung der Erfurt-Formation ist regional v. a. in Teilen Nordwestdeutschlands möglich (Kapitel 5.1.1.3.), kann aber nicht überregional nachgewiesen werden. Deshalb wird die Erfurt-Formation im Rahmen einer Korrelation im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken im Folgenden ungegliedert betrachtet.

Die Erfurt-Formation kann mit ihren Äquivalenten im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachgewiesen werden und besitzt Mächtigkeiten zwischen wenigen 10er Metern und knapp 100 m (Bohrung Billerbeck Z1: 92 m). In der Bohrung Oldenbüttel T1 wurde die Erfurt-Formation in einer abnormen Mächtigkeit von 652 m nachgewiesen. Dieser Wert ist jedoch nicht repräsentativ und auf Halotektonik zurückzuführen. In einem großen Gebiet, welches von den südlichen Niederlanden bis an das Mittlere Nordsee-Hoch reicht, ist die Erfurt-Formation durch jüngere Prozesse abgetragen worden, weshalb in diesen Regionen keinerlei Aussagen über die Mächtigkeiten und die Fazies möglich sind. Abb. 24 zeigt mehrere Gebiete mit markantem NNE-SSW-Streichen, die deutlich erhöhte Mächtigkeiten aufweisen. Diese reichen vom Fennoskandischen Hochland über das Dänische Becken und das Ringkøbing-Fyn-Hoch bis in das südliche Zentraleuropäische Becken hinein. Ein ähnliches Bild in der Mächtigkeitsverteilung dokumentierten BEUTLER & SCHUBERT (1987) am Beispiel des Hauptlettenkohlsandsteins der Erfurt-Formation in Ostdeutschland. Die Bereiche mit großen Mächtigkeiten des Hauptlettenkohlsandsteins wurden nach BEUTLER & SCHUBERT (1987) als Sandsteinstränge bezeichnet. Aufgrund der vorliegenden Untersuchungen scheinen sich auch die übrigen

Sandsteinhorizonte der Erfurt-Formation an dieses Verteilungsmuster zu halten und besitzen ihre größten Mächtigkeiten in der Sandsteinstrangfazies. Die lang gestreckten Gebiete mit deutlich erhöhten Mächtigkeiten werden in Anlehnung an BEUTLER & HÄUSSER (1982), die ähnliche Bildungen in der Stuttgart-Formation Ostdeutschlands beschrieben, als Strömungsbänder bezeichnet. Die dazwischen liegenden Gebiete mit geringeren Mächtigkeiten der Erfurt-Formation werden dementsprechend als Bildungen in Stillwasserfazies (Überflutungsfazies) interpretiert. Die Erfurt-Formation in Sandsteinstrangfazies besitzt Mächtigkeiten von mehr als 60 m. Die Breite der Strömungsbänder beträgt etwa 30 bis 50 km.

Diese hohen Werte der horizontalen Ausdehnung stehen im Gegensatz zu der durch BEUTLER & SCHUBERT (1987) beschriebenen Breite von maximal 8 km und resultieren aus der geringen Aufschlussdichte der bearbeiteten Bohrungen. Zwischen den Strömungsbändern befinden sich die Gebiete in Stillwasserfazies, wodurch das südliche Zentraleuropäische Becken regelmäßig gegliedert wird (Abb. 24). Die Strömungsbänder orientieren sich auffällig an tektonisch vorgezeichneten Senkungsstrukturen, beispielsweise dem Horn-, Glückstadt- und Braunschweig-Gifhorn-Graben. Vor Gebieten mit geringeren Subsidenzraten kommt es teilweise zur Verzweigung der Strömungsbänder. So spaltet das breite Strömungsband, das über den Horn-Graben ins Emsland verläuft, nördlich der Hunte-Schwelle in ein westliches und ein östliches schmaleres Strömungsband auf. Ähnliche Prozesse sind nördlich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle nachzuweisen (Abb. 24). Äquivalente Zusammenhänge zwischen der Mächtigkeitsverteilung der Sandsteine und tektonischen Senkungsstrukturen beschrieb DITTRICH (1989) für die Stuttgart-Formation.

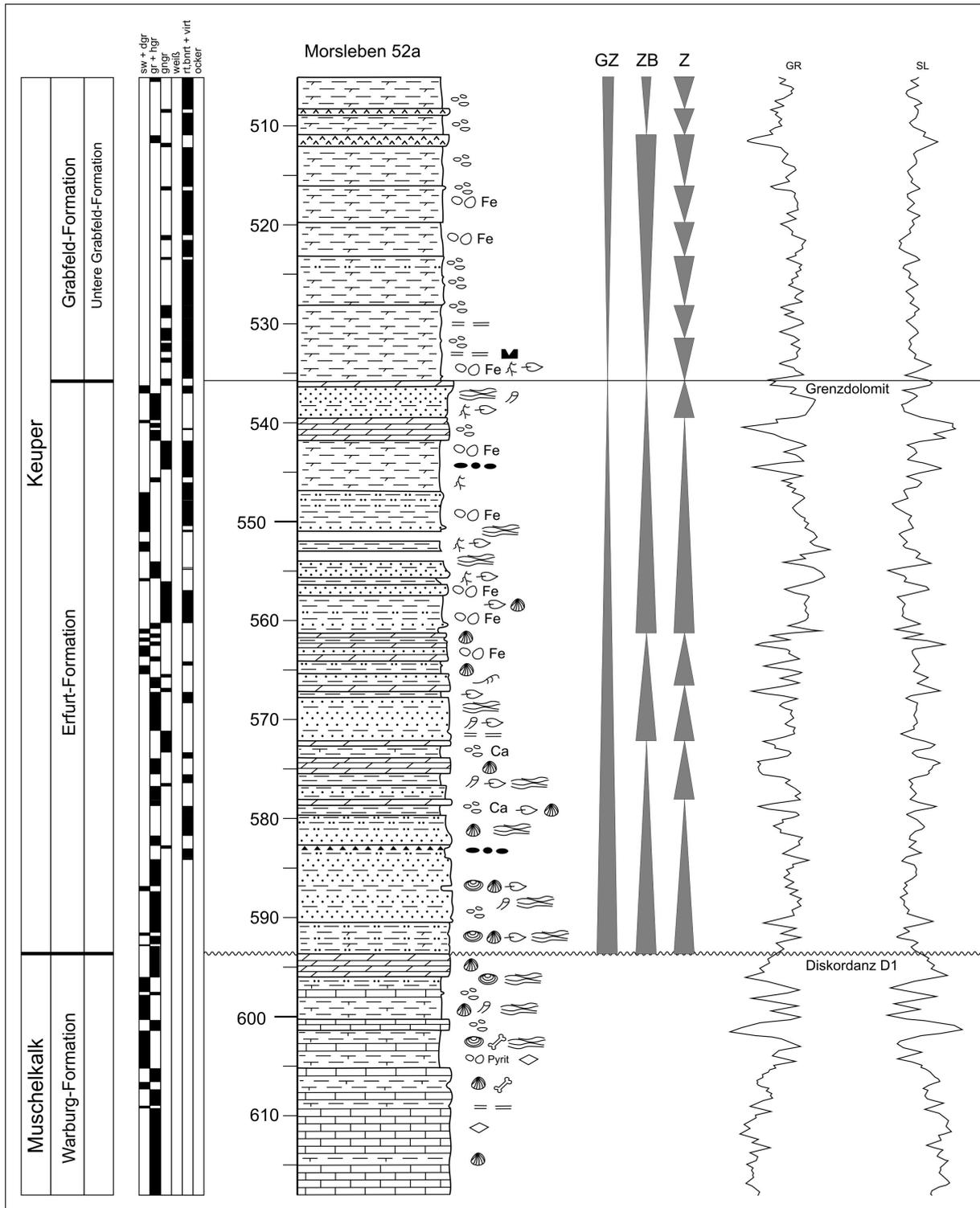


Abb. 23: Erfurt-Formation in der Bohrung Morsleben 52a. Abkürzung der Zyklenarten: Z = Zyklen, ZB = Zyklenbündel, GZ = Großzyklen. Zur Definition und Erläuterung der Zyklenarten siehe Kapitel 5.3. Die Legende für alle in dieser Arbeit vorkommenden lithologischen Profile ist in Abb. 20 dargestellt.

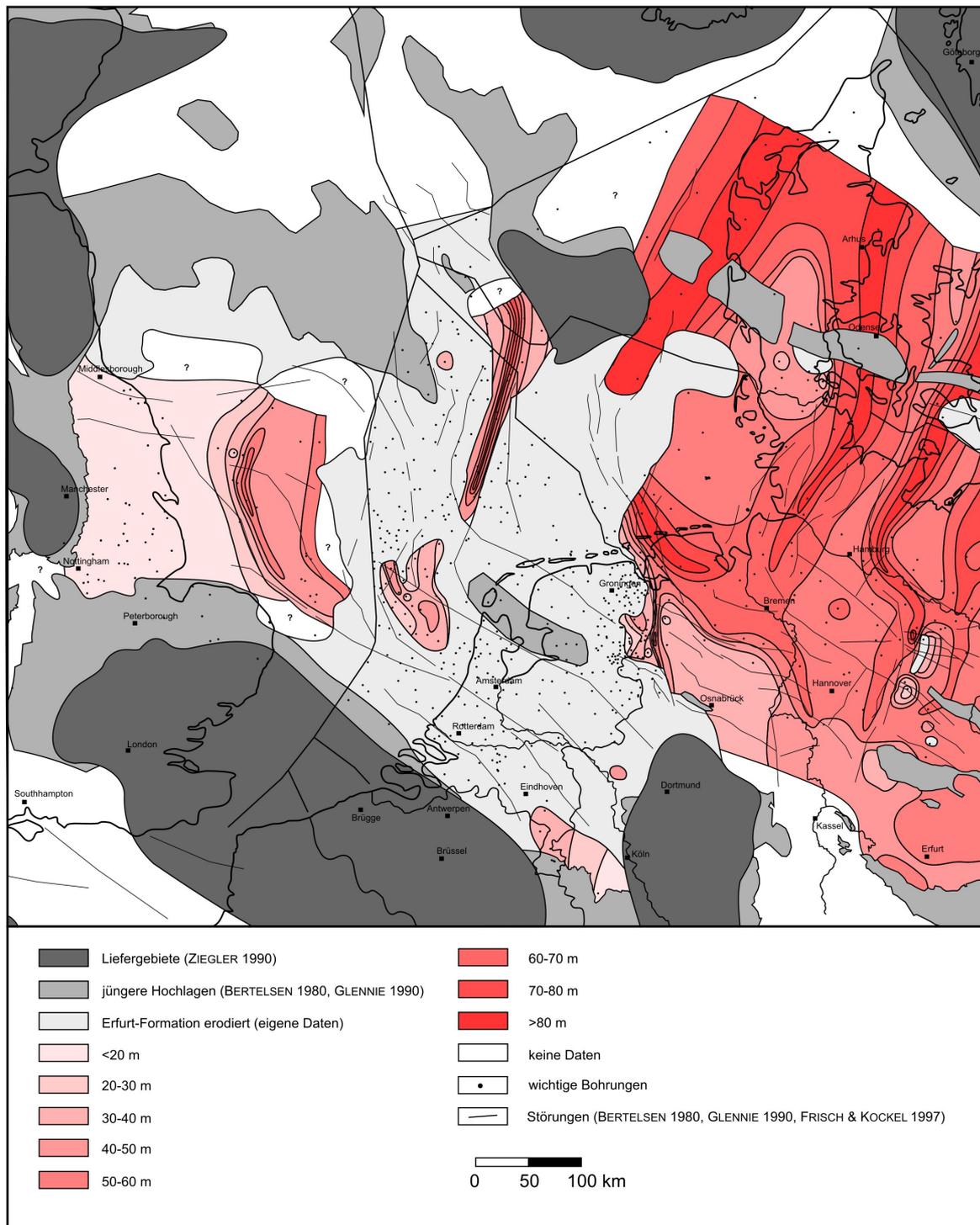


Abb. 24: Mächtigkeiten der Erfurt-Formation. Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1.

5.1.1.2. Lithologie und Zyklus

Die Erfurt-Formation wird überwiegend von klastischen Sedimentgesteinen aufgebaut, unter denen v. a. in Nordwestdeutschland Sand- und Tonsteine dominieren. Sie besitzen schwankende Siltgehalte und gehen zum Teil in reine Siltsteine über. Neben diesen klastischen Gesteinen kommen auch karbonatische Bildungen in Form von bankigen Kalksteinen und

Dolomiten vor sowie wenige evaporitische Bildungen. Die Evaporite werden hauptsächlich durch Anhydrit vertreten, der heute in Aufschlüssen als Gips vorliegt. Er ist v. a. in knolliger Form, vereinzelt aber auch lagig ausgebildet. Das Verhältnis von Sandstein zu Tonstein weist eine direkte Abhängigkeit von der jeweiligen Position innerhalb eines Sandsteinstranges oder der Stillwasserfazies auf. Die Farbe der Erfurt-Formation variiert von grau bis rotbunt, wobei sie lateral und horizontal sehr unbeständig ist und engräumig wechseln kann. Die Ablagerungsbedingungen der Erfurt-Formation reichen von fluviodeltaisch über fluvio-lakustrin bis eingeschränkt marin, weshalb in der Erfurt-Formation Fossilien häufig und mit zahlreichen Taxa vorkommen. In den bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüssen wurden u. a. zahlreiche Pflanzenreste, Mollusken, Fisch- und andere Wirbeltierreste nachgewiesen.

Sandstein-Tonstein-Karbonat-Zyklen

Die Gesteine der Erfurt-Formation können verschiedenen Zyklentypen zugeordnet werden. Am deutlichsten ausgebildet und v. a. in Nordwestdeutschland am häufigsten ist ein Zyklentyp, der im Folgenden als Sandstein-Tonstein-Karbonat-Zyklus bezeichnet wird. Er wurde in ähnlicher Form als Sohlbankzyklus erstmals durch KÄSTNER (1972) für Thüringen beschrieben. Die Anzahl der Zyklen innerhalb der Erfurt-Formation variiert aufgrund unterschiedlicher paläogeographischer Positionen und unterschiedlichen Zyklenhierarchien zwischen sechs im nördlichen Harzvorland (BEUTLER 2005b), neun im Thüringer Becken (DOCKTER 1997) und zehn im süddeutschen Raum (PÖPPELREITER 1999).

Ein ideal ausgebildeter Zyklus beginnt zumeist mit Sand- oder Siltsteinen (Abb. 25). Diese werden aufgrund ihrer charakteristischen Gefüge und der im Sediment enthaltenen Fossilien als fluviatile Bildungen interpretiert. Mächtige rinnenförmig ausgebildete Sandsteinkomplexe sind v. a. innerhalb der Sandsteinstränge entwickelt, wogegen in der Zwischenrinnen- oder Überflutungsfazies die Basis zumeist durch Silt- und Tonsteinwechsellagerungen gekennzeichnet ist. Zum Hangenden gehen die Sandsteine zunehmend in oft durchwurzelte Siltsteine über. Die Siltsteine leiten in Tonsteine über, welche sowohl in Graufazies als auch in Rotfazies entwickelt sein können. Die Tonsteine der Graufazies beinhalten häufig Wurzelböden und kohlige Bildungen („Lettenkohlen“). Die Tonsteine in Rotfazies weisen dagegen deutliche Anzeichen für eine subaerische Exposition auf, welche sich in einer intensiven Pedogenese äußert. Die pedoturbaten, entschichteten Tonsteine sind vereinzelt dolomitisch und enthalten Roteisenknollen (Hämatit). Den Abschluss eines ideal entwickelten Sandstein-Tonstein-Karbonat-Zyklus bildet eine Karbonatbank, welche sowohl als Kalkstein als auch als Dolomitstein entwickelt sein kann. Fossilien (z. B. *Unionites*, *Lingula*) lassen auf

ein limnisch bis leicht brackisches Ablagerungsmilieu schließen. In Süddeutschland sind teilweise randmarine Bedingungen belegt (NITSCH 2005b).

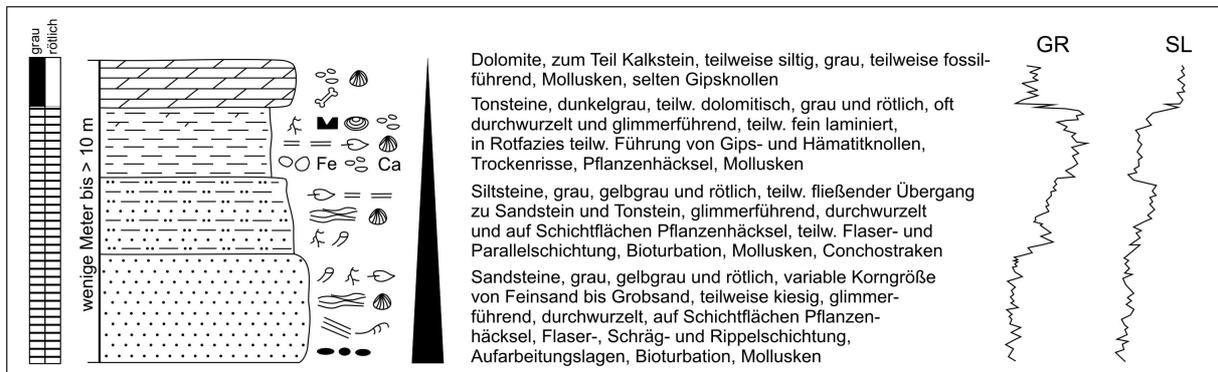


Abb. 25: Idealer Sandstein-Tonstein-Karbonat-Zyklus in der Erfurt-Formation mit schematischem Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs.

Tonstein-Gips-Zyklen

Besonders in den Niederlanden und in den sich daran anschließenden westlichen Gebieten werden die karbonatischen Endglieder der Sandstein-Tonstein-Karbonat-Zyklen zunehmend durch Gipslagen ersetzt. Damit geht eine Abnahme der Sandführung innerhalb der Erfurt-Formation einher, weshalb die Zyklik in diesen Gebieten im Wesentlichen durch Tonstein-Gips-Zyklen charakterisiert ist. Aufgrund der schlechten Aufschlusslage in dieser Region, lassen sich diese jedoch nur aufgrund der wenigen Schichtbeschreibungen von Bohrungen und der Auswertung von geophysikalischen Logs identifizieren. Da dieser Zyklentyp in Nordwestdeutschland v. a. in der Grabfeld- und Weser-Formation entwickelt ist und auch in den bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüssen nachgewiesen werden konnte, erfolgt die Beschreibung der Tonstein-Gips-Zyklen im Kapitel 5.1.2.2.

Die beiden Zyklentypen der Erfurt-Formation sind zumeist wenige Meter bis mehr als 10 m mächtig und lassen sich zu Zyklenbündeln zusammenfassen. Die Zyklen spiegeln sich auch im markanten Verlauf der geophysikalischen Logs wider (Abb. 23, 25).

5.1.1.3. Regionale Beschreibung und Korrelation

Nordwestdeutschland

Die Erfurt-Formation in Nordwestdeutschland beginnt mit einer lithologisch scharfen Basis, dem Sandstein S1, welcher sich sowohl in den bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüssen als auch in geophysikalischen Logs gut nachweisen lässt (Anl. 4, 5). In der Bohrung

Morsleben 52a lagert der Sandstein mit scharfer Basis auf Dolomiten des Oberen Muschelkalks und bildet die Basis des ersten Sandstein-Tonstein-Karbonat-Zyklus. Insgesamt lassen sich in der Bohrung Morsleben 52a sechs solcher Zyklen nachweisen, welche zu drei Zyklenbündeln zusammengefasst werden können (Abb. 23). Diese bilden den unteren Teil des Großzyklus, welcher die Erfurt- und Grabfeld-Formation umfasst. Der Gehalt an Sandstein am Gesamtaufbau der Erfurt-Formation nimmt in westlicher Richtung deutlich ab. So sind im Weserbergland noch mächtige Sandsteine entwickelt (DUCHROW 1968a), welche bereits im Osnabrücker Bergland häufig nicht mehr vorkommen (DUCHROW 1984). Dadurch wird die Grenzziehung zwischen dem Muschelkalk und der Erfurt-Formation in diesem Gebiet erschwert. Die Grenze wird in diesen Gebieten an den deutlichen Wechsel von der karbonatischen Sedimentation des Oberen Muschelkalks zur feinklastisch dominierten Sedimentation gelegt.

In gleicher Weise wie der Sandgehalt in westlicher Richtung abnimmt, nimmt der Anteil an evaporitischen Bildungen zu. In der Bohrung Morsleben 52a wurden bereits an der Basis der Erfurt-Formation und knapp unterhalb des Grenzdolomits einzelne Gipsknollenlagen nachgewiesen (Abb. 23). Diese nehmen nach Westen hin zu und besitzen im Westteil Nordwestdeutschlands bereits eine große Bedeutung (WOLBURG 1969a, DUCHROW 1984). Ähnliche Verhältnisse beschrieben BEUTLER & TESSIN (2005) für Nordostdeutschland, wo die karbonatischen Bildungen der Erfurt-Formation in nordöstliche Richtung zunehmend durch Gipslagen ersetzt werden.

Die Obergrenze der Erfurt-Formation wird durch die Dachfläche des Grenzdolomits gebildet, welcher sich mit seinen äquivalenten Bildungen sowohl lithologisch als auch in geophysikalischen Logs im gesamten Nordwestdeutschland nachweisen lässt (Abb. 23, 72, Anl. 3). Vereinzelt, beispielsweise im Osnabrücker Bergland, kann er in Form von dolomitischen Tonsteinen entwickelt sein (DUCHROW 1984). Trotzdem ist die Grenze zur hangenden Grabfeld-Formation durch das Einsetzen eines hohen Gipsanteils in der Unteren Grabfeld-Formation stets scharf ausgebildet. Die für Süddeutschland charakteristische Muschelfauna mit *Costatoria goldfussi*, die bis nach Thüringen reicht, konnte in den bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüssen nicht nachgewiesen werden, wurde aber u. a. durch GRUPE (1907) im Weserbergland beschrieben.

Die Mächtigkeit der Erfurt-Formation in Nordwestdeutschland schwankt zwischen 28 m (Bohrung Dörpen Z1) und 92 m (Bohrung Billerbeck Z1), wobei besonders in den mächtigen Profilen häufig Sandsteine mit hohen Schichtmächtigkeiten entwickelt sind.

Die nordnordwestlich des Osnabrücker Berglandes gelegene Bohrung Dörpen Z1 weist trotz der geringen Mächtigkeit die vollständige Zyklenanzahl der Erfurt-Formation auf. Die geringe Mächtigkeit in dieser Region ist ausschließlich auf Schichtkondensation zurückzuführen, deren Ursache in einer Hochlage gesehen wird, welche teilweise durch die Ostflanke der Niederlande-Schwelle gebildet wird. Ähnliche Kondensationsprozesse lassen sich in dieser Region auch für die jüngeren Formationen des Keupers nachweisen.

Südliches Dänemark (südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Im südlichen Dänemark werden Äquivalente der Erfurt-Formation durch Teile eines noch unbenannten Members (nach MICHELSEN & CLAUSEN 2002) gebildet, welches sich über der Muschelkalk-Formation befindet (Abb. 15, 26). Die Grenze zwischen der Muschelkalk- und Keuper-Formation ist nach MICHELSEN & CLAUSEN (2002) identisch dieser Formations-Grenze in den Niederlanden. Dies trifft jedoch nach den vorliegenden Untersuchungen nicht zu, da der unterste Abschnitt des unbenannten Members durch Korrelation mit nordwestdeutschen Bohrungen eindeutig noch zum Oberen Muschelkalk gezählt werden muss (Anl. 5). Die Grenze liegt demnach in der Bohrung Løgumkloster 1 etwa 40 m über der von MICHELSEN & CLAUSEN (2002) definierten Grenze „Muschelkalk-/Keuper-Formation“ und wird an die Basis eines Abschnittes gelegt, welcher durch einen monotonen Kurvenverlauf mit erhöhten GR- und niedrigen SL-Werten gekennzeichnet ist (Anl. 5). Dieser Bereich wird lithologisch aus Ton- und Siltsteinen aufgebaut und lässt sich als Äquivalent des Sandstein S1 deuten. Die Obergrenze des Äquivalents der Erfurt-Formation ist durch das Äquivalent des Grenzdolomits eindeutig nachzuweisen. Dieses lässt sich in der Bohrung Løgumkloster 1 durch einen markanten Horizont mit niedrigen GR-Werten und korrespondierenden hohen SL-Werten (Anl. 5) klar belegen.

Die Mächtigkeiten der Äquivalente der Erfurt-Formation im südlichen Dänemark schwanken zwischen 31 m (Bohrung Varnæs 1) und 47 m (Bohrung Løgumkloster 1). Auf den Inseln Lolland und Falster ist die Erfurt-Formation als Folge der Erosion an der Basis der Diskordanz D2 abgetragen.

Chronostratigraphie	Nordwestdeutschland		südliches Dänemark	Niederlande	Englische Nordsee	Ostengland	Nord-Dänemark	Fm. NW-D.
Hettang 201,5	Lias	Psilonoten-Schichten	Fertitslev-Formation	Keuper-Formation	Lias Group	Blue Lias-Fm.	Fenster-Formation	Fenster-Formation
Rhaet 206	Lias	Oberer Exter-Formation	Upper Keuper Claystone-Mb.	Keuper-Formation	Lias Group	Blue Lias-Fm.	Fenster-Formation	Fenster-Formation
		Mittlere Exter-Formation	Dolomitic Keuper-Member					
		Untere Exter-Formation	Red Keuper Claystone-Member					
Nor 226	Lias	Ob. Arnstadt-Formation	Red Keuper Claystone-Member	Keuper-Formation	Lias Group	Blue Lias-Fm.	Fenster-Formation	Fenster-Formation
		Unt. Arnstadt-Formation	Dolomitic Keuper-Member					
		Obere Weser-Formation	U. Keuper-Doi. Keuper-Clayst.-Member (Süd/Niederl.)					
		Mittlere Weser-Formation	Red Keuper Claystone-Member					
		Untere Weser-Formation	Red Keuper Evaporite-Member					
Karn 231	Lias	Obere Weser-Formation	Red Keuper Claystone-Member	Keuper-Formation	Lias Group	Blue Lias-Fm.	Fenster-Formation	Fenster-Formation
		Mittlere Weser-Formation	Red Keuper Claystone-Member					
		Untere Weser-Formation	Red Keuper Claystone-Member					
		Obere Weser-Formation	Red Keuper Claystone-Member					
		Untere Weser-Formation	Red Keuper Claystone-Member					
Ladin 238	Lias	Ob. Grabfeld-Formation	Red Keuper Claystone-Member	Keuper-Formation	Lias Group	Blue Lias-Fm.	Fenster-Formation	Fenster-Formation
		Mittl. Grabfeld-Formation	Red Keuper Claystone-Member					
		Unt. Grabfeld-Formation	Red Keuper Claystone-Member					
Ladin 239	Lias	Ob. Grabfeld-Formation	Red Keuper Claystone-Member	Keuper-Formation	Lias Group	Blue Lias-Fm.	Fenster-Formation	Fenster-Formation
		Mittl. Grabfeld-Formation	Red Keuper Claystone-Member					

Abb. 26: Lithostratigraphische Korrelation des Keupers im Westteil des Zentraleuropäischen Beckens mit Leithorizonten (grau) und Chronostratigraphie (nach KOZUR & BACHMANN 2008). Nicht maßstäblich!

Niederlande

Die Äquivalente der Erfurt-Formation werden in den Niederlanden durch den unteren und mittleren Teil des Lower Keuper Claystone-Members im Sinne von VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994a) gebildet (Abb. 8, 9, 26). Dieses besitzt aufgrund einer jüngeren Erosion eine eingeschränkte Verbreitung und wurde nur in den östlichen Niederlanden, dem niederländischen Zentral-Graben und dem Broad Forteens-Becken nachgewiesen (Abb. 24). Das untere und mittlere Lower Keuper Claystone-Member wird durch rötliche und graue, teils dolomitische Tonsteine dominiert, welche geringmächtige Lagen von Feinsandstein und Dolomit enthalten. In westlicher Richtung kommt es zunehmend zu Einschaltungen von lagigen und knolligen Gipsen.

Die Grenze zwischen dem Muschelkalk und dem Äquivalent der Erfurt-Formation wird an die Basis des Äquivalents des Sandsteins S1 gelegt, welches sich v. a. in den östlichen Niederlanden aufgrund der geophysikalischen Logs und der Schichtbeschreibungen nachweisen lässt und eine Korrelation mit den nordwestdeutschen Bohrungen ermöglicht (Anl. 4). Sie entspricht zum Teil der Grenze zwischen der Muschelkalk- und der Keuper-Formation im Sinne von VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994a), liegt aber in vielen Bohrungen mehrere Meter über dieser Grenze. Durch die Abnahme des Sandgehaltes in westlicher Richtung wird eine Grenzziehung mit geophysikalischen Logs zunehmend erschwert und ist bereits im niederländischen Zentral-Graben nicht mehr zweifelsfrei möglich.

Die Obergrenze zum hangenden Äquivalent der Grabfeld-Formation wird durch die Dachfläche des Grenzdolomits und seiner Äquivalente gebildet, welche in geophysikalischen Logs durch ihre auffallend niedrigen GR- und hohen SL-Werte einen hervorragenden Leithorizont bilden, der in den gesamten Niederlanden nachgewiesen werden kann (Anl. 4, 6, 7). Während das Äquivalent des Grenzdolomits in den östlichen Niederlanden lithologisch noch als Dolomit vorliegt (z. B. Bohrung Emmer Compascuum 1), ist es im Broad Forteens-Becken (z. B. Bohrung K 14-1) bereits als Gipslage entwickelt, welche aufgrund ihrer Position im Profil eindeutig mit dem Grenzdolomit Nordwestdeutschlands korreliert werden kann.

Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Erfurt-Formation schwanken zwischen 16 m (Bohrung Emmen 7) und 95 m (Bohrung F 17-2). Die geringe Mächtigkeit in der Bohrung Emmen 7 ist auf die Position an der Ostflanke der Niederlande-Schwelle zurückzuführen, weshalb das Profil in kondensierter Form vorliegt und die unteren Abschnitte aufgrund der Anlagerung (Onlap) im Hangenden der Diskordanz D1 fehlen.

Die Bohrung F 17-2 im niederländischen Zentral-Graben führt trotz der mächtigen Ausbildung des Äquivalents der Erfurt-Formation keine nennenswerten Sandsteine, sondern setzt

sich aus einer Wechsellagerung von dolomitischen Tonsteinen mit Dolomit und Anhydrit zusammen.

Englische Nordsee

In der englischen Nordsee wird das Äquivalent der Erfurt-Formation durch den unteren Abschnitt des Lower Keuper Saliferous-Members der Dudgeon-Formation (im Sinne von RHYS 1974, JOHNSON et al. 1994) gebildet (Abb. 12). Dieser Bereich setzt sich aus rotbraunen, seltener grünlichen Tonsteinen und Mudstones zusammen, in welche Dolomitlagen und Gipse eingeschaltet sind (BRENNAND et al. 1975). Der Begriff Mudstone bezeichnet Mischgesteine, welche sowohl Ton als auch Silt als Hauptgemengteil besitzen können (ELLIOTT 1961). Die Basis des Lower Keuper Saliferous-Members korrelierten bereits CAMERON et al. (1992) mit der Grenze Muschelkalk/Keuper in Deutschland. Diese Aussage muss aufgrund der eigenen Untersuchungen relativiert werden, da die Grenzziehung aufgrund des fehlenden Äquivalents des Sandstein S1 und der teilweise karbonatfreien Entwicklung des Oberen Muschelkalks unsicher ist. Die Untergrenze des Äquivalents der Erfurt-Formation liegt aufgrund der Korrelation geophysikalischer Logs etwa 10–20 m über der Basis des Lower Keuper Saliferous-Members, wodurch die basalen Abschnitte dieses Members noch zum Oberen Muschelkalk gezählt werden müssen (Anl. 6).

Die Obergrenze zum hangenden Äquivalent der Grabfeld-Formation wird durch die Dachfläche des Äquivalents des Grenzdolomits gebildet. Dieses ist, wie in den östlich an die englische Nordsee anschließenden Gebieten der Niederlande und Nordwestdeutschlands, in geophysikalischen Logs ein hervorragender Leithorizont. Das Äquivalent des Grenzdolomits liegt in der englischen Nordsee ausschließlich in sulfatischer Ausbildung vor, kann aber aufgrund seiner Lage innerhalb der Schichtenfolge zweifelsfrei mit dem karbonatisch ausgebildeten Grenzdolomit Nordwestdeutschlands korreliert werden.

Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Erfurt-Formation schwanken zwischen 25 m (Bohrung 42-30-6) und 60 m (Bohrung 48-6-22), wobei die Gebiete mit großen Mächtigkeiten lang gestreckte Areale bilden, welche den in Nordwestdeutschland nachgewiesenen Strömungsbändern ähneln (Abb. 24). In keiner der bearbeiteten Bohrungen wurden jedoch die für Nordwestdeutschland typischen Einschaltungen mächtiger Sandsteine nachgewiesen, was einer Koppelung der Rinnen an Gebiete mit verstärkter Subsidenz jedoch nicht widersprechen muss. Die feinklastische Ausbildung der Äquivalente der Erfurt-Formation in der englischen und niederländischen Nordsee kann ihre Ursache in der distalen Position zum Liefergebiet im Fennoskandischen Hochland haben, weshalb sich der Großteil

des grobklastischen Materials bereits nördlich des Mittleren Nordsee-Hochs abgelagert hat und dort Teile der Skagerrak-Formation (im Sinne von GOLDSMITH et al. 1995, 2003) bildet.

Ostengland

Westlich des Dowsing-Störungssystems nimmt die Mächtigkeit der Äquivalente der Erfurt-Formation sprunghaft auf unter 30 m ab. Diese werden auch in Ostengland nicht mehr überschritten. Mächtigkeitsreduktionen an diesem NW-SE-streichenden Störungssystem beschrieben bereits CAMERON et al. (1992) für die gesamten triassischen Ablagerungen. Es verläuft etwa 50 km östlich der Ostküste Englands und bildet die westliche Begrenzung des Sole Pit-Beckens.

Mit der lithostratigraphischen Gliederung der in Ostengland relativ monotonen Abfolge der Keuperäquivalente beschäftigten sich zahlreiche Arbeiten, wobei aufgrund des scheinbaren Fehlens von Äquivalenten des deutschen Muschelkalks eine Vielzahl unterschiedlichster stratigraphischer Lokalgliederungen entstand. Eine sinnvolle erste Kompilation und Vereinheitlichung wurde erst durch WARRINGTON et al. (1980) und in nachfolgenden Arbeiten vorgenommen. Die in den folgenden Kapiteln verwendete stratigraphische Nomenklatur entstammt den Arbeiten von BERRIDGE et al. (1999) und CARNEY et al. (2004) (Kapitel 3.1.1.7.).

Äquivalente der Erfurt-Formation werden in Ostengland durch das Cotgrave Sandstone-Member gebildet, welches sich an der Basis der Edwalton-Formation befindet. Dieser Abschnitt besitzt ein ladinisches bis karnisches Alter (CARNEY et al. 2004) und kann aufgrund seiner Lithologie eindeutig mit der Erfurt-Formation korreliert werden. Lithologisch wird das Cotgrave Sandstone-Member durch unreife, überwiegend grau gefärbte Sandsteine dominiert, die teilweise mit Mudstones wechsellagern. Das Cotgrave Sandstone-Member ist durch einen markanten Verlauf der geophysikalischen Logs gekennzeichnet, die niedrige GR- und hohe SL-Werte aufweisen. Es lässt sich im gesamten Ostengland nachweisen (Anl. 8). Die Untergrenze zur Gunthorpe-Formation ist stets scharf ausgebildet und lässt sich auch sehr gut in Logs nachweisen (Abb. 63, 64). Kennzeichnend für das Cotgrave Sandstone-Member sind kleine, maximal 2 cm große irregulär geformte Gipsknollen, welche im gesamten Member vorkommen (Abb. 27).

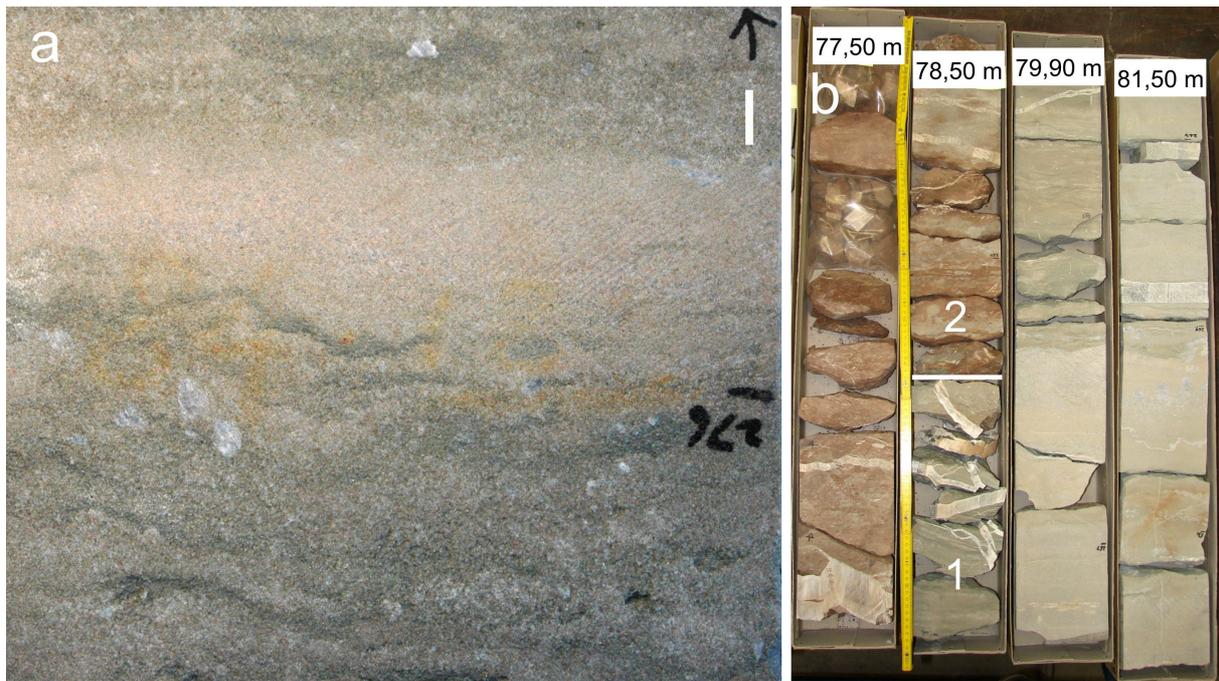


Abb. 27: a: Äquivalent der Erfurt-Formation (Cotgrave Sandstone-Member) in der Bohrung Cropwell Bridge 1 (bei 84,10 m). Maßstab 1 cm. b: Grenze zwischen dem Äquivalent der Erfurt-Formation (1) bei 79,10 m und dem Äquivalent der Grabfeld-Formation (2) in der Bohrung Cropwell Bridge 1.

Äquivalente des Grenzdolomits konnten in den bearbeiteten Bohrungen nicht nachgewiesen werden, weshalb die Obergrenze zum Äquivalent der Grabfeld-Formation an die letzte markante Sandsteinlage und das abrupte Einsetzen gipsführender Mudstones gelegt wird. Dieser lithologische Wechsel geht mit einem Wechsel von grauen zu dominierend rötlichen Farben einher (Abb. 27) und spiegelt sich in einem markanten Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs mit zunehmenden GR-Werten wider (Abb. 63, 64), der von der Ostküste Englands bis in die Midlands verfolgt werden kann (Anl. 8).

Die Mächtigkeiten des Cotgrave Sandstone-Members schwanken zwischen 4 m (Bohrung Asfordby Hydrological 1) und 9 m (Bohrung Rempstone 1).

Nord-Dänemark (nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs werden Äquivalente der Erfurt-Formation durch Teile der Tønder-Formation gebildet. BERTELSEN (1980) setzte die Grenze zwischen der Falster- und der Tønder-Formation mit der Grenze Muschelkalk/Keuper in Deutschland gleich. Diese Aussage wurde bereits durch BEUTLER & SCHÜLER (1987) relativiert, wonach die Grenze etwa 20–35 m höher liegt und der unterste Teil der Tønder-Formation faziell noch zum Oberen Muschelkalk gehört. Dieses Ergebnis kann aufgrund der eigenen Korrelation bestätigt

werden (Anl. 5). Die Basis des Äquivalents der Erfurt-Formation wird an die Unterkante eines Bereichs mit stark schwankenden, generell aber niedrigen GR- und hohen SL-Werten gelegt und als Wechsellagerung von Sand- und Tonsteinen interpretiert. Diese stratigraphische Einheit bildet das Äquivalent des Sandstein S1. Die Obergrenze des Äquivalents der Erfurt-Formation wird an einen Horizont mit auffällig niedrigen GR- und hohen SL-Werten gelegt, welcher als Äquivalent des Grenzdolomits angesehen wird (Anl. 5). Somit ist der oberste Abschnitt der Tønder-Formation bereits ein Äquivalent der basalen Grabfeld-Formation. Lithologisch wird die Tønder-Formation hauptsächlich von einer Wechsellagerung roter und grauer Sand-, Silt- und Tonsteine aufgebaut, in welche in unterschiedlichen Anteilen Karbonat- und Sulfatbänke eingeschaltet sind (BERTELSEN 1980).

Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Erfurt-Formation schwanken in Nord-Dänemark zwischen 49 m (Bohrung Stenlille 19) und 133 m (Bohrung Mors 1).

5.1.2. Grabfeld-Formation

5.1.2.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung

Die Grabfeld-Formation (Unterer Gipskeuper) reicht von der Oberkante der Erfurt-Formation bis zur Basis der Stuttgart-Formation (BEUTLER 2005a). Sie setzt somit unmittelbar über der Dachfläche des Grenzdolomits ein, an welcher sich ein scharfer lithologischer Wechsel vollzieht. Dieser Wechsel von Dolomit und gipsfreien Ton- und Sandsteinen zu den folgenden gipsführenden dolomitischen Tonsteinen ist sowohl im Bohrkern als auch in Logs deutlich ausgebildet (Abb. 28). An der Grenze zwischen Grabfeld- und Stuttgart-Formation erfolgt ein abrupter Wechsel von gipsführenden dolomitischen Tonsteinen zu gipsfreien, häufig sandigen Bildungen, der sowohl im Bohrkern als auch in geophysikalischen Logs deutlich hervortritt. An den Formationsgrenzen ändert sich zusätzlich die Sedimentationszyklik.

Die Grabfeld-Formation ermöglicht aufgrund markanter Leithorizonte, die auch in Logs ihren Ausdruck finden, eine weitere Untergliederung. BEUTLER (1995) übertrug die von DUCHROW (1968a, b, 1984) mit Hilfe dieser Leithorizonte in Aufschlüssen des Weserberglandes und des Osnabrücker Berglandes aufgestellte Untergliederung auf geophysikalische Logs von Tiefbohrungen. Acht später durch BEUTLER (2005a) neu definierte Subformationen können nach BEUTLER (1995) im gesamten Norddeutschen Becken korreliert werden. Diese „Logstratigraphie“ wurde später u. a. von BARNASCH et al. (2005b) und NITSCH et al. (2005a) erfolgreich angewendet. Die lithologische Verifizierung dieser Korrelation konnte jedoch aufgrund mangelnder Aufschlüsse und Kerne bisher nicht vollzogen werden. In der vorliegenden Arbeit wird versucht, diese methodische Lücke zu schließen. Es zeigt sich

schnell, dass die lithologische Gliederung in acht Subformationen nur eine beschränkte regionale Reichweite besitzt. Bereits in der nur 125 km vom Weserbergland entfernten Allertalzone (Bohrung Morsleben 52a) und in der Niederrheinischen Bucht (Bohrung Bürvenich 1) können nicht mehr alle für die Untergliederung bedeutsamen Leitbänke erkannt werden. Aufgrund dieses Befundes ist dort auch die Untergliederung in acht Subformationen nicht möglich, obwohl in der Bohrung Morsleben 52a eine geophysikalische Korrelation im Sinne von BEUTLER möglich erscheint. Für die überregionale Korrelation wird aus diesem Grund im Folgenden eine Dreigliederung in eine Untere, Mittlere und Obere Grabfeld-Formation vorgenommen. Diese basiert auf überregional verfolgbaren Leitbänken, welche auch Zyklenbündel begrenzen. Dabei können jeweils zwei Zyklenbündel der Unteren, Mittleren und Oberen Grabfeld-Formation zugeordnet werden (Abb. 28).

Die Leitbänke und damit auch die Dreigliederung der Grabfeld-Formation sind sowohl in Tagesaufschlüssen und Kernen als auch in geophysikalischen Logs sicher in einem Gebiet nachweisbar, welches von der Altmark und der Allertalzone (Bohrung Morsleben 52a) im Osten, bis in das Sole Pit-Becken (englisches Offshoregebiet) im Westen reicht. Die nördliche Begrenzung für diese Untergliederung bildet das Ringkøbing-Fyn-Hoch. Westlich des Sole Pit-Beckens und nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs nimmt der randfazielle Einfluss mit einer gröberklastischen und z. T. geringermächtigen Entwicklung deutlich zu. Deshalb kann die Dreigliederung auf diese Gebiete nicht mehr angewendet werden. Möglichkeiten und Grenzen einer Korrelation zwischen diesen Gebieten werden am Ende dieses Kapitels diskutiert.

Durch die Vereinfachung der bestehenden Gliederung sollen die Arbeiten von DUCHROW, BEUTLER u. a. in keiner Weise geschmälert werden. Sie bilden die Basis dieser neu vorgenommenen Untergliederung und können in abgewandelter Form wie folgt auf diese übertragen werden:

- Untere Grabfeld-Formation: Löwendorf- und Elbrinxen-Subformation
- Mittlere Grabfeld-Formation: Vörden-Subformation
- Obere Grabfeld-Formation: Mönchsberg- bis Bredenborn-Subformation

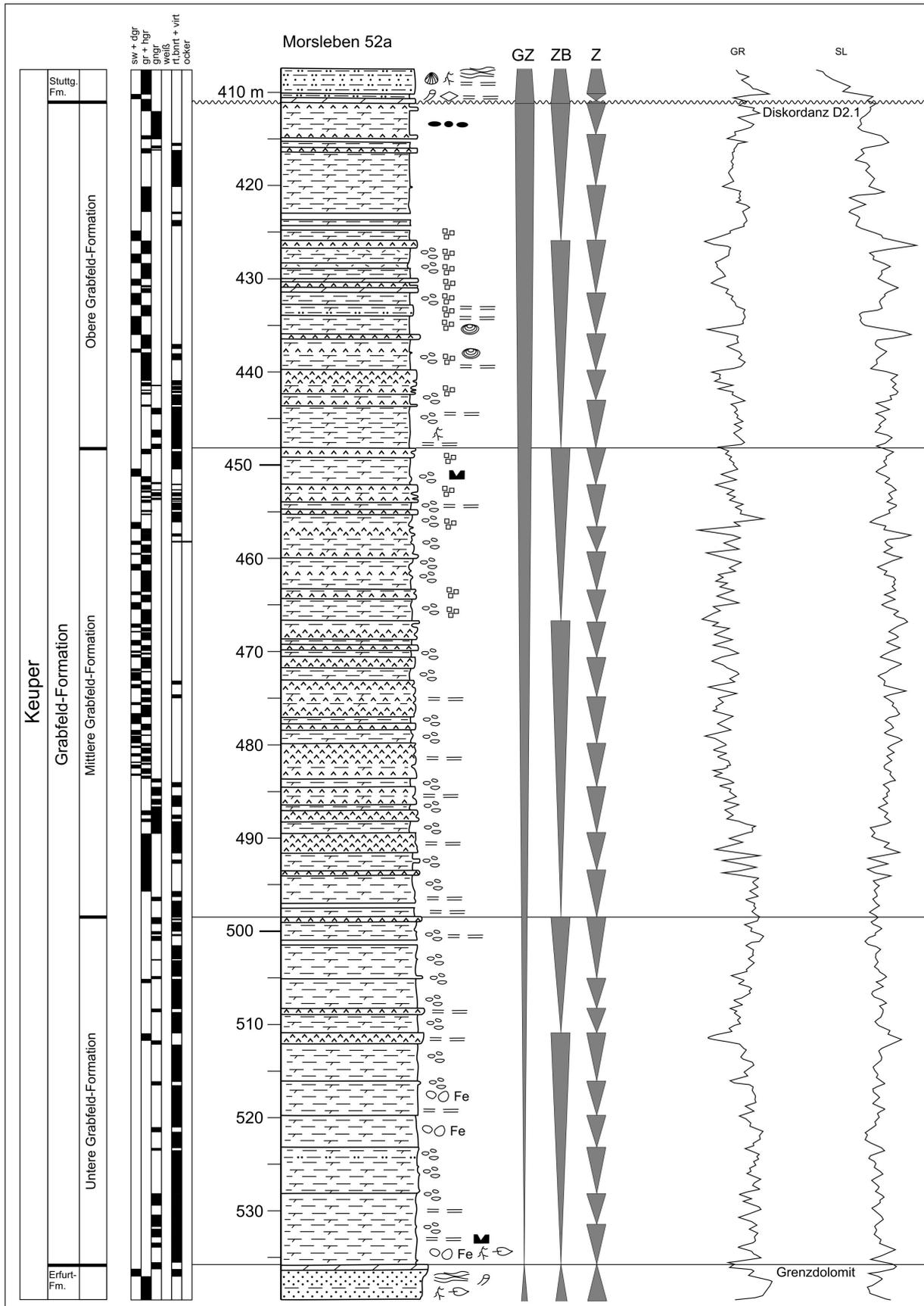


Abb. 28: Grabfeld-Formation in der Bohrung Morsleben 52a.

Die Karte der Mächtigkeitsverteilung der Grabfeld-Formation (Abb. 29) zeichnet deutlich die Konturen des Beckens nach. Zu den nördlichen und östlichen Beckenrändern (Mittleres Nordsee-Hoch, Ringkøbing-Fyn-Hoch und Pennine-Hoch) hin nimmt die Mächtigkeit auf unter 100 m ab. Im Beckenzentrum treten in Nordwestdeutschland besonders nördlich des Allertal-Lineaments Mächtigkeiten von mehr als 200 m auf. In diesen Gebieten wird ein Großteil der Mächtigkeitzunahme durch die Einschaltung von Steinsalzlagern hervorgerufen, welche v. a. in Grabenstrukturen auftreten. Von Ost nach West sind dabei der Braunschweig-Gifhorn-, Glückstadt-, Ems-, Horn- und Zentral-Graben sowie das nördliche Sole Pit-Becken bedeutsam (Abb. 29). In diesen wird die Grabfeld-Formation teilweise mehr als 500 m mächtig. Diesen Gebieten stehen Areale mit deutlich geringeren Mächtigkeiten gegenüber, beispielsweise die Ostflanke der Niederlande-Schwelle, die Region um das Ringkøbing-Fyn-Hoch und die Gebiete des East-Midland-Schelfes westlich des Dowsing-Störungssystems. Für ein großes Gebiet, welches mit wenigen Ausnahmen den Großteil des Niederländischen Offshoregebietes, des Niederländischen Festlandes und die Gebiete westlich und nordwestlich des Rheinischen Massivs umfasst, sind aufgrund von jüngeren, teilweise keuperzeitlichen Abtragungsprozessen keine Aussagen bezüglich des Vorkommens und der Mächtigkeiten der Grabfeld-Formation möglich. Nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs wird die Grabfeld-Formation im Dänischen Becken nicht mächtiger als 400 m, wobei die Bereiche mit höheren Mächtigkeiten ebenfalls Steinsalz führen (Abb. 78).

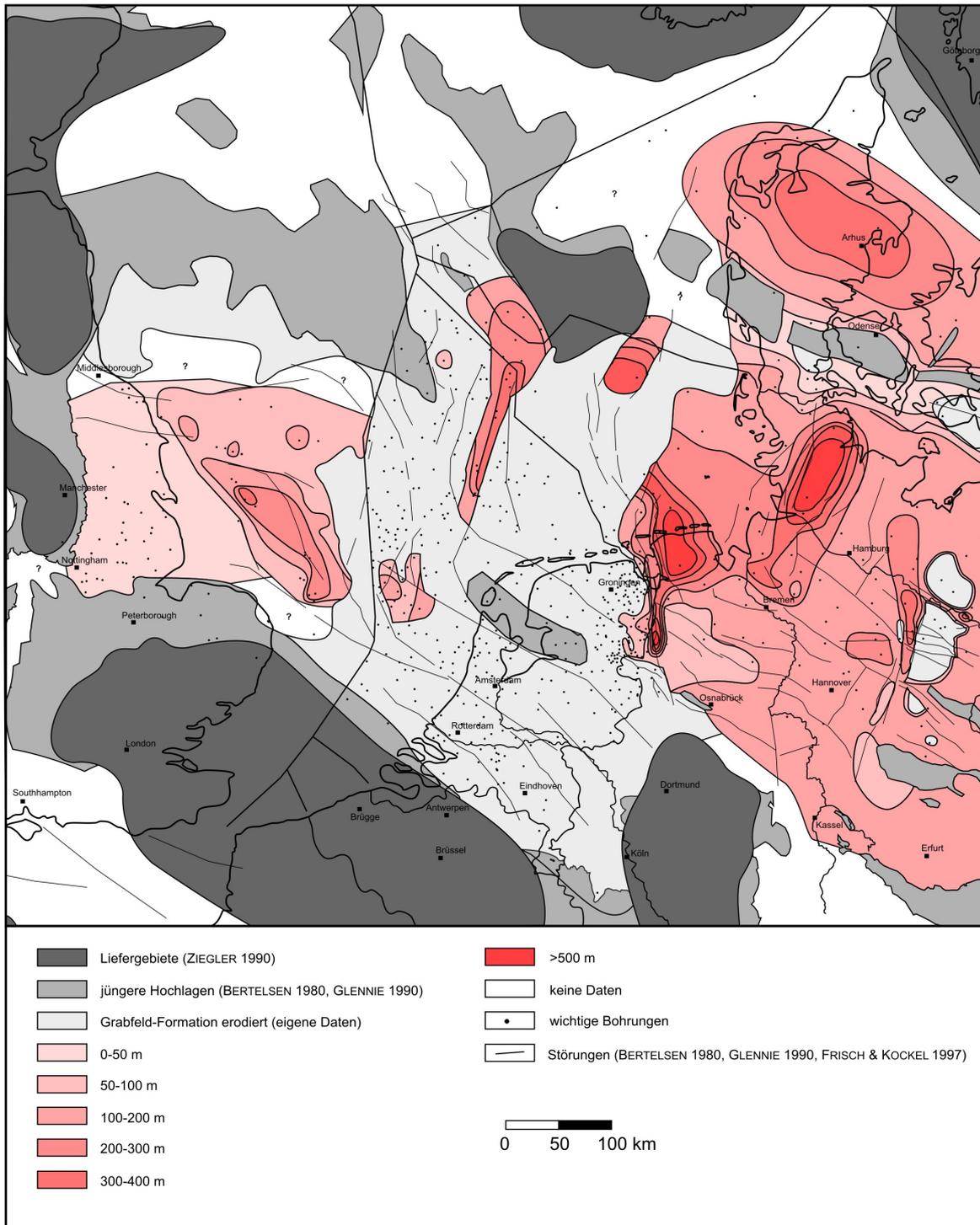


Abb. 29: Mächtigkeiten der Grabfeld-Formation. Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1.

5.1.2.2. Lithologie und Zyklus

Der Großteil der Grabfeld-Formation setzt sich aus gipsführenden dolomitischen Tonsteinen zusammen. Die Dolomitgehalte schwanken über das gesamte Profil hinweg. Neben den dolomitischen Tonsteinen treten häufig auch karbonatfreie Tonsteine auf. Beide Lithotypen sind zumeist ungeschichtet, teilweise brekziös, können jedoch auch eine feine Lamination

besitzen. Verbreitet sind Ton-Silt-Mischgesteine, welche zu Siltsteinen überleiten. Diese Mischgesteine werden im englischen Anteil des Arbeitsgebietes als Mudstones bezeichnet. Reine Siltsteine besitzen nur eine untergeordnete Bedeutung, treten aber verstärkt in beckenrandnahen Gebieten auf. Die klastischen Gesteine der Grabfeld-Formation führen im Untersuchungsgebiet nur wenige Fossilien, u. a. Conchostraken und Vertebratenreste. Demgegenüber sind Palynomorphen von großer Bedeutung (HAUSCHKE & HEUNISCH 1989, 1990).

Am Aufbau der Grabfeld-Formation sind weiterhin Dolomite und Karbonate beteiligt. Diese besitzen eine überregionale Verbreitung und bilden zum Teil markante Bänke, die lokal Fossilien führen.

Ein bedeutendes Charakteristikum der Grabfeld-Formation ist Anhydrit, der in Oberflächennähe in Gips umgewandelt vorliegt. Im Folgenden soll deshalb die Bezeichnung Gips gebraucht werden, worauf auch der ursprüngliche Name „Unterer Gipskeuper“ zurückzuführen ist. Weit verbreitet sind knollige Gipse, welche häufiger als lagig ausgebildete Gipse vorkommen. Neben diesen treten auch Fasergipse auf, welche als sekundäre Kluffüllungen vorliegen. Daneben führt die Mittlere und Obere Grabfeld-Formation verbreitet Steinsalz. Es tritt in den bearbeiteten Bohrungen in bestimmten dolomitischen Tonstein-Horizonten fein dispers verteilt auf, bildet teilweise aber auch Kluffüllungen. Neben diesen Bildungen lassen sich in den geophysikalischen Logs und Schichtverzeichnissen mächtige und zusammenhängende Steinsalzvorkommen identifizieren, die markante Horizonte bilden. In übertägigen Aufschlüssen und flachen Bohrungen liegen die Gipse und das Steinsalz zumeist in Form von Residualgesteinen (Residuen) vor.

Die Gesteine der Grabfeld-Formation können mehreren Typen von Zyklen zugeordnet werden.

Tonstein-Gips-Zyklen

Am deutlichsten ausgebildet und weit verbreitet sind wenige Dezimeter bis mehrere Meter mächtige pedogene Zyklen, die im Folgenden als Tonstein-Gips-Zyklen bezeichnet werden sollen. Es lassen sich zahlreiche dieser zum Teil gestapelten und unvollständig ausgebildeten Zyklen nachweisen, welche eine nach oben zunehmende pedogene Beeinflussung aufweisen. Die dolomitischen Tonsteine der Basis sind teilweise laminiert oder geschichtet und enthalten selten Gipslagen. Im oberen Teil des Zyklus treten bei steigendem Karbonatgehalt im zunehmenden Maße Trockenrisse, Farbflckung, Pseudobrekziierung und Gipsknollen auf. Diese reichern sich oft zu mehr oder weniger deutlichen Lagen an, über welchen mit scharfer

Basis der nächste Zyklus beginnt (Abb. 30). Oftmals ist die zunehmende pedogene Beeinflussung bereits durch den Wechsel von grauen zu rötlichen Farben angedeutet. Die Tonsteine besitzen wechselnde Siltgehalte und gehen stellenweise in tonige Siltsteine über, wobei der Charakter des Zyklus mit abschließendem Gipsknollen-Horizont erhalten bleibt. In Tagesaufschlüssen sind die Gipsknollen und Gipslagen zumeist in Form von Residuen und Residuallagen erhalten, weshalb der Tonstein-Gips-Zyklus hier als Tonstein-Residuen-Zyklus entwickelt ist. In der basalen Grabfeld-Formation des Weserberglandes wurden solche Zyklen bereits durch HAUSCHKE (1985, 1987) beschrieben, wobei die Zyklen dort mit einer dünnen Silt-Ton-Wechselfolge beginnen, an die Steinsalzkrystallmarken gebunden sind.

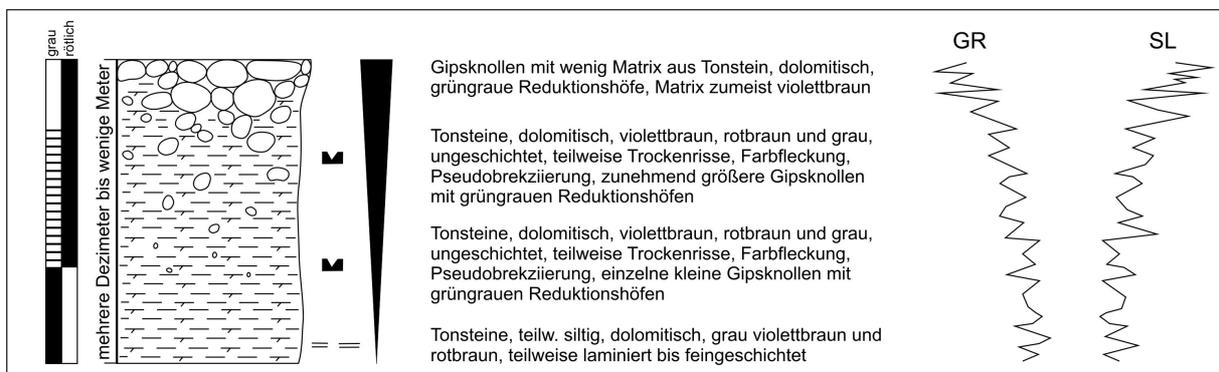


Abb. 30: Idealer Tonstein-Gips-Zyklus in der Grabfeld-Formation mit schematischem Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs.

Die Entstehung eines Tonstein-Gips-Zyklus lässt sich gut mit dem von HAUSCHKE (1985, 1987) aufgestellten Playa-Playasee-Faziesmodell erklären. Während des Playasee-Stadiums wurde überwiegend sedimentiert. Die teilweise gut geschichtete, tonig-siltige Basis wird als Bildung von Flutereignissen (Zufluss von Süßwasser) gedeutet, die sich während feuchterer Phasen ereignet haben. Während dieser Phasen wandelte sich die trocken gefallende Playa in einen Playasee um. Die über der tonig-siltigen Basis folgende Einschaltung von kleineren Gipsknollen und zunehmende Rotfärbung deutet auf das Schrumpfen und die letztendliche Austrocknung des Playasees hin. Diese Wechsel von Playa- und Playasee-Stadien wiederholten sich häufig und sind gut dokumentiert (HAUSCHKE 1985). Die Gipsknollen bildeten sich frühdiagenetisch durch den Aufstieg salinärer Kapillarwässer während der jeweiligen Playastadien (HAUSCHKE 1987). Aufgrund der Art und Entstehung der Sedimentgefüge stellt der Tonstein-Gips-Zyklus eine Bodenbildung dar, die als Aridisol bezeichnet wird und eine der häufigsten Paläoböden im Keuper ist (NITSCH 2005e).

Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen

Ein weiterer und besonders in der Oberen Grabfeld-Formation verbreiteter Zyklentyp wird im Folgenden als Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklus bezeichnet (Abb. 31). Dieser wurde in ähnlicher Form bereits von HAUSCHKE (1985, 1988) beschrieben und als Bildung in lakustrinem Milieu gedeutet.

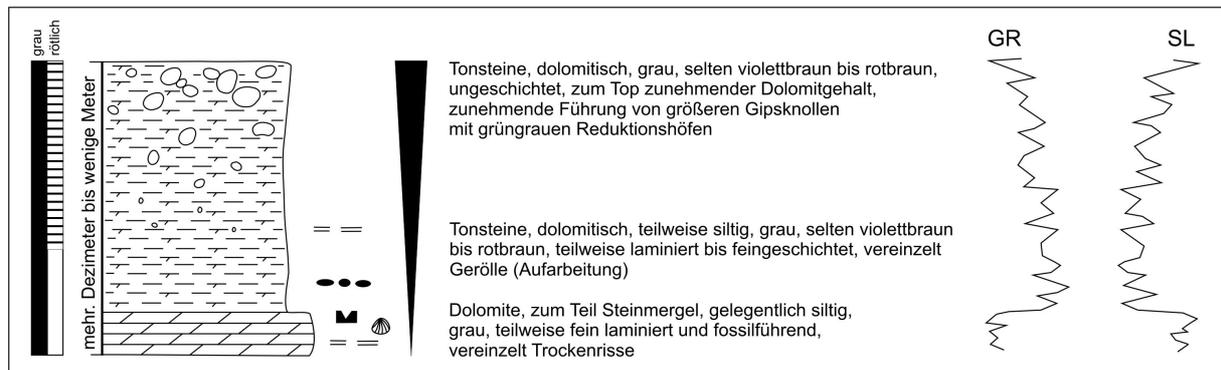


Abb. 31: Idealer Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklus in der Grabfeld-Formation mit schematischem Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs.

Der Mechanismus der zyklischen Faziesentwicklung der Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen entspricht weitgehend dem der Tonstein-Gips-Zyklen, jedoch beginnt der Zyklus mit einer z. T. feinlaminierten und fossilführenden Dolomitbank. Der obere Teil der Dolomitbänke weist teilweise Trockenrisse auf, die offensichtlich eine nur kurze subaerische Exposition anzeigen. Die Bildung der drauf folgenden feinschichtigen Tonsteine erfolgte subaquatisch in einem perennierenden See (HAUSCHKE 1988). Die darüber folgende Verflachung des Sees geht mit einer Erhöhung der Salinität einher, wodurch es zur Ausfällung von Sulfaten kommt. Deutlich zu erkennen ist bei beiden Zyklentypen die ähnliche Ausprägung des Kurvenverlaufs der geophysikalischen Logs (Abb.30, 31) mit niedrigen GR- und hohen SL-Werten sowohl für die Gipsknollenlagen als auch für die Dolomitlagen. Deshalb können die Tonstein-Gips-Zyklen oftmals nicht ohne zusätzliche lithologische Informationen von den Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen unterschieden werden.

Im süddeutschen Raum wurde dieser Zyklentyp in ähnlicher Ausbildung u. a. von AIGNER & BACHMANN (1989) beschrieben und später von NITSCH (2005b) als WEIGELIN-Zyklus bezeichnet. Dieser beginnt an der Basis zumeist mit lakustrinen oder marinen Dolomiten, geht dann zum Hangenden in zunächst geschichtete Evaporit/Tonstein-Wechsellagen über und wird dann von playa-faziellen Bildungen mit Paläoböden und Sulfatknollen überlagert (NITSCH 2005b). Die basalen marinen karbonatischen Bildungen sind jedoch auf Süd-

deutschland beschränkt und werden in Norddeutschland zumeist von lakustrinen Karbonaten und dolomitischen Tonsteinen vertreten.

Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklen

Ein weiterer Zyklentyp, der lediglich in der Mittleren und Oberen Grabfeld-Formation verbreitet ist, wird im Folgenden als Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklus bezeichnet. Dieser Zyklentyp bildet die genetische Fortsetzung der Tonstein-Gips-Zyklen. Der untere Abschnitt ist ähnlich wie bei diesen ausgebildet. Ein wesentlicher Unterschied ist Steinsalz als Endglied der Zyklen (Abb. 32). Dieses wurde beispielsweise im Bohrkern der Bohrung Morsleben 52a nachgewiesen, wo das Steinsalz meist fein dispers in den Tonsteinen verteilt ist (Abb. 28). Aufgrund der Auswertung von geophysikalischen Logs und vorhandener Spülprobenbeschreibungen lassen sich aber auch mächtige zusammenhängende und reine Steinsalzvorkommen nachweisen, die eine große Verbreitung besitzen (Abb. 78).

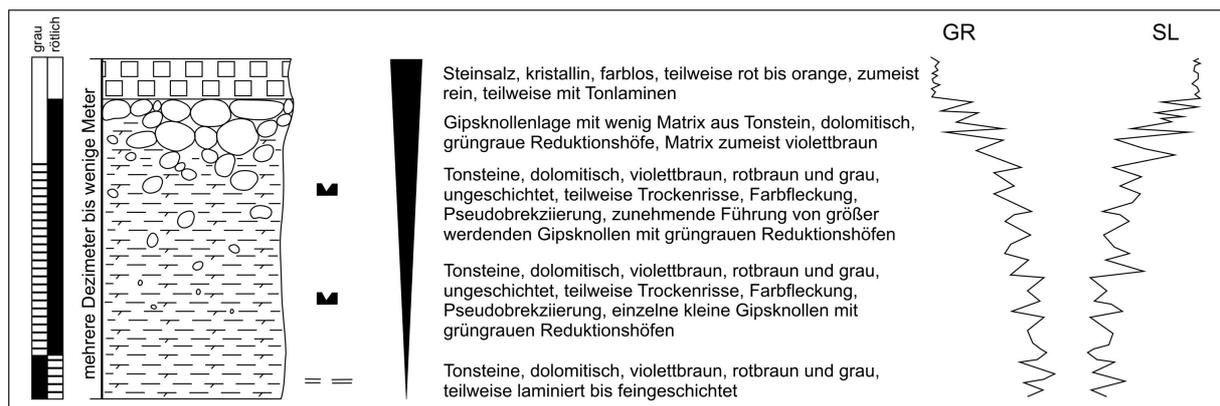


Abb. 32: Idealer Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklus in der Grabfeld-Formation mit schematischem Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs.

Die Entstehung der Zyklen, v. a. die Entstehung des Steinsalzes, lässt sich nicht eindeutig einem bestimmten Prozess zuordnen und wird in der Literatur kontrovers diskutiert. Einen guten Überblick über den aktuellen Kenntnisstand gab NITSCH (2005c). Das Steinsalz lässt sich demnach entweder als marine Bildung, als Bildung eines Salzsees oder als Bildung von Aerosolen oder Salzstaub deuten, wobei NITSCH (2005c) der letzteren Bildung die größte Bedeutung beimaß. Die in der Bohrung Morsleben 52a nachgewiesenen Vorkommen von dispers verteiltem Steinsalz scheinen eine sekundäre Bildung zu sein. Das Salz hat sich im Laufe der Diagenese durch zirkulierende oder aufsteigende saline Wässer in den bereits abgelagerten Tonsteinen gebildet. Diese mit größter Wahrscheinlichkeit pedogene Bildung des Salzes erklärt aber nicht die zum Teil mehr als 50 m mächtigen zusammenhängenden

Salzlager, die in großen Teilen des Zentraleuropäischen Beckens nachgewiesen werden konnten. Solche Mengen lassen sich auch schlecht als Bildung von Aerosolen deuten, da die geringe Akkumulationsrate in diesem Fall eine extrem lange Sedimentationsdauer der Steinsalzlager zur Folge hätte. Außerdem befindet sich in der Nähe des Verbreitungsgebietes kein mariner Ablagerungsraum, der als Produzent solcher salinärer Aerosole dienen könnte.

Am wahrscheinlichsten wird daher die Lösung und Wiederausfällung bereits vorhandener Salze angesehen, welche in Form von Salzausblühungen oder als Salzgletscher an die Oberfläche gelangten. Dies wird durch MOHR et al. (2007) und KUKLA et al. (2008) gestützt, welchen aufgrund von seismischen Untersuchungen der Nachweis keuperzeitlicher Salzgletscher gelang. Als rezente Äquivalente dieser Bildungen können beispielsweise Salzgletscher im Iran angesehen werden (HARRISON 1930).

Die Bildung der keuperzeitlichen Steinsalzlager fällt interessanterweise etwa mit Zeiten der beginnenden Entwicklung von Salzstöcken in Nordwestdeutschland zusammen, also mit dem Einsetzen des Diapirismus (TRUSHEIM 1957, 1971, JARITZ 1973, KOCKEL 1995, FRISCH & KOCKEL 1999). Im Zuge dieser beginnenden Entwicklung können wegen des zumeist ariden bis semiariden Klimas saline Grundwässer oder Salzgletscher an die Oberfläche gelangt sein. Diese waren während feuchterer Phasen Ausgangspunkt für hochsalinare Lösungen, die sich in den becken tiefsten Bereichen sammelten und zur Bildung mächtiger Steinsalzlager führten. Nach FISHER (1986) und FISHER & MUDGE (1990, 1998) lässt die große Variabilität der Salzmächtigkeiten und deren geringe laterale Beständigkeit eher auf zahlreiche lokale Salzseen schließen, als auf ein großes und zusammenhängendes Gewässer. Diese Aussage muss aufgrund der eigenen Untersuchungen relativiert werden, da die Salzlager große und zusammenhängende Areale bilden (Abb. 78, 79). Diese Areale entsprechen in groben Zügen der Verbreitung keuperzeitlich aktiver Diapire in Nordwestdeutschland (JARITZ 1973). Ausnahmen bildet das Vorkommen von Keupersalzen in Gebieten, wo Zechsteinsalze und -diapire fehlen. Dieses Problem thematisierte NITSCH (2005c) für Thüringen. Für die thüringischen Salzvorkommen wurden die nächst gelegenen keuperzeitlich aktiven Salzstöcke im Raum Salzgitter nachgewiesen, also etwa 100 km von den thüringischen Salzvorkommen entfernt (JARITZ 1973). Möglicherweise können saline Lösungen über größere Distanzen das Salz in dieses Senkungszentrum transportiert haben, was dem natürlichen Beckengefälle von Nord nach Süd entsprechen würde.

Alle drei Zyklentypen bilden zumeist wenige Meter, maximal etwa 10 m mächtige asymmetrische Zyklen. Diese lassen sich zu asymmetrischen Zyklenbündeln

zusammenfassen, welche zwischen 10–30 m mächtig sind und sich in einem markanten Verlauf der Logs mit abnehmenden GR- und zunehmenden SL-Werten widerspiegeln. Dieser Kurvenverlauf spiegelt im Wesentlichen die wechselnden Gips- und eventuell auch Dolomitanteile wider, wobei die Zyklengrenzen mit der maximalen Gipsführung zusammenfallen (Abb. 29). Die Zyklenbündel lassen sich auch ohne vorhandene Kernaufschlüsse über die geophysikalischen Logs überregional korrelieren und bilden gleichzeitig die Grundlage für die Dreigliederung der Grabfeld-Formation (Abb. 29). Die drei Zyklenbündel bilden den obere Abschnitt eines Großzyklus, der die Erfurt- und Grabfeld-Formation umfasst.

5.1.2.3. Regionale Beschreibung und Korrelation

Nordwestdeutschland

Untere Grabfeld-Formation

Die Untere Grabfeld-Formation reicht von der Dachfläche des Grenzdolomits bis an die Basis eines markanten Horizonts, der aus feinlaminierten dolomitischen Tonsteinen aufgebaut wird, welche im Gegensatz zu den liegenden und hangenden Schichten gipsfrei sind. In geophysikalischen Logs bildet dieser Horizont einen guten Leithorizont, der durch hohe GR- und niedrige SL-Werte gekennzeichnet ist und bis ins Sole Pit-Becken verfolgt werden kann.

Die Untere Grabfeld-Formation wird überwiegend von gipsführenden, dolomitischen Tonsteinen aufgebaut, wobei die lithologische Zusammensetzung zwischen Nordwestdeutschland und dem englischen Offshoregebiet bei schwankenden Gipsanteilen relativ konstant bleibt. Dominant sind dolomitische Tonsteine mit rötlichen Farben, wobei untergeordnet auch graue Farben auftreten können. Innerhalb der Abfolge auftretende Leitbänke, wie der Lüdgenberg-Horizont des Weserberglandes (DUCHROW 1968a), besitzen eine nur geringe regionale Korrelierbarkeit und sind für die Korrelation im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken unbrauchbar.

Die Zyklik wird im Wesentlichen durch Tonstein-Gips-Zyklen repräsentiert. In der Bohrung Morsleben 52a können 9 solcher Zyklen ausgehalten werden, die sich zwei Zyklenbündeln zuordnen lassen (Abb. 28). Die Mächtigkeiten der Unteren Grabfeld-Formation in Nordwestdeutschland schwanken zwischen wenigen 10er Metern und mehr als 1000 m. Die sehr hohen Werte sind v. a. in Grabenstrukturen entwickelt, die in der höheren Grabfeld-Formation auch Steinsalz führen. So beträgt die Mächtigkeit in der Bohrung Oldenbüttel T2 (Glückstadt-Graben) 1260 m. In Gebieten mit geringerer Subsidenz liegt die durchschnittliche Mächtigkeit bei etwa 40 m.

Das Kurvenbild der geophysikalischen Logs der Unteren Grabfeld-Formation weist einen markanten Verlauf des GR und SL auf (Abb. 29, 33). Der bogige Verlauf widerspiegelt den zunehmenden und wieder abnehmenden Gips- und eventuell auch Dolomitanteil am Aufbau der Schichtenfolge. Die hohe Gipsführung im mittleren Bereich der Unteren Grabfeld-Formation wird u. a. von BEUTLER (1980) als Äquivalent des Grundgipses in Süddeutschland angesehen. Der charakteristische Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs kann von Nordwestdeutschland bis in die englischen Offshoregebiete verfolgt werden, repräsentiert also einen großregionalen Trend (Anl. 6, 9).

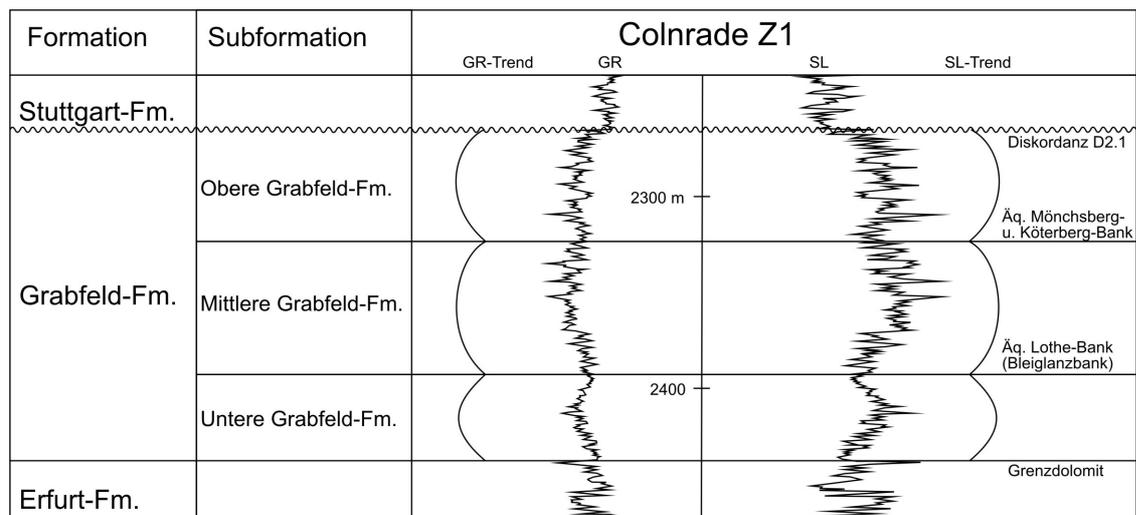


Abb. 33: Referenzbohrung Colnrade Z1 mit Gliederung der Grabfeld-Formation und schematisch dargestelltem Trend der geophysikalischen Logs.

Mittlere Grabfeld-Formation

Die Mittlere Grabfeld-Formation reicht bis an die Basis eines markanten Horizonts, der von dolomitischen Tonsteinen aufgebaut wird und gegenüber den liegenden und hangenden Schichten gipsfrei ist. Teilweise ist er auch durch höhere Siltgehalte charakterisiert. In Logs bildet dieser Abschnitt einen guten Leithorizont, der durch hohe GR- und niedrige SL-Werte gekennzeichnet ist und bis in das Sole Pit-Becken verfolgt werden kann.

Die Basis der Mittleren Grabfeld-Formation wird durch feinschichtige dolomitische Tonsteine gebildet, welche sich mit der Lothe-Bank des Hungerberg-Gliedes im Weserbergland und des Osnabrücker Bergland korrelieren lassen. Dieses wird als Äquivalent der süddeutschen Bleiglanzbank angesehen (DUCHROW 1984, BEUTLER 1995). In diesem Niveau erfolgt häufig ein Farbumschlag von den dominierend rötlichen Farben der Unteren Grabfeld-Formation zu grauen Farben. Dieser Farbumschlag wurde auch in der Bohrung Morsleben 52a nachgewiesen (Abb. 28). Die darauf folgende Schichtenfolge wird überwiegend von gipsführenden,

dolomitischen Tonsteinen aufgebaut Diese sind v. a. in Nordwestdeutschland zumeist grau, vereinzelt auch rötlich gefärbt. Das Vorherrschen rötlicher Farben nimmt dabei in westlicher Richtung zu und ist bereits in der Bohrung Bürvenich 1 dominant (Abb. 72). Der Gipsanteil ist in der Mittleren Grabfeld-Formation bedeutend höher als in der Unteren und Oberen Grabfeld-Formation. Diese verstärkte Gipsführung ist ein Charakteristikum der Mittleren Grabfeld-Formation im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken. Teilweise ist der Anteil der zumeist knollig ausgebildeten Gipse höher als der Anteil der dolomitischen Tonsteine. Dies führt in den Aufschlussgebieten des Weserberglandes und Osnabrücker Berglandes wegen der Auslaugung der Sulfate in Oberflächennähe zu geringmächtigeren Profilen, welche überwiegend aus Residuen aufgebaut werden (Anl. 3). Neben den Gipslagen sind für die Korrelation Steinsalzlager bedeutsam. Die großflächig verbreiteten, teilweise mehrere 10er Meter mächtigen Steinsalzlager bilden zusammen mit einzelnen markanten Gipslagen ausgezeichnete quasi-isochrone Leithorizonte, welche eine überregionale Korrelation ermöglichen (Abb. 26). Die Steinsalzlager zeichnen sich durch einen monotonen Kurvenverlauf niedriger GR- und hoher SL-Werte aus, wodurch sie in Bohrprofilen einfach zu erkennen sind (Anl. 9). Sie sind teilweise durch tonige Lagen gegliedert. Die einzelnen Steinsalzlagen lassen sich zu zwei Hauptlagen zusammenfassen, welche dem Steinsalzlager A und B nach BEUTLER (1995, 2005a) entsprechen. Das Steinsalzlager A schaltet sich in das untere Drittel der Mittleren Grabfeld-Formation ein und beginnt zumeist wenige Meter über deren Basis. Das Steinsalzlager B befindet sich in dem oberen Drittel der Abfolge. Insgesamt werden durch die Steinsalzlager die größten Mächtigkeitsunterschiede im Vergleich zu den steinsalzfreien Profilen verursacht. Vernachlässigt man das Steinsalz in den geophysikalischen Logs, so ist eine Korrelation zwischen den geringmächtigen steinsalzfreien und den mächtigeren steinsalzführenden Profilen ohne Probleme möglich. Das Steinsalzlager A wird in Nordwestdeutschland maximal 75 m mächtig (Bohrung Fehndorf 2T), während das Steinsalzlager B Mächtigkeiten von bis zu 112 m erreicht (Bohrung Fehndorf 2T).

Unter den in den Aufschlüssen nachgewiesenen Zyklentypen dominieren Tonstein-Gips-Zyklen. Lediglich untergeordnet treten auch Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen sowie Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklen auf, die auf die becken tiefsten Bereiche beschränkt bleiben. In der Bohrung Morsleben 52a können in der Mittleren Grabfeld-Formation 12 Zyklen ausgehalten werden, die sich zwei Zyklenbündeln zuordnen lassen (Abb. 28).

Die Mächtigkeiten der Mittleren Grabfeld-Formation in Nordwestdeutschland schwanken zwischen wenigen 10er Metern und mehr als 500 m. Diese sehr hohen Werte sind v. a. in steinsalzführenden Profilen von Gräben entwickelt. So beträgt die Mächtigkeit der Mittleren

Grabfeld-Formation in der Bohrung Oldenbüttel T2 (Glückstadt-Graben) 610 m. In Gebieten geringerer Subsidenz liegt die durchschnittliche Mächtigkeit bei etwa 40–100 m. Der Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs der Mittleren Grabfeld-Formation zeigt einen markanten bogigen Verlauf des GR und SL, welcher den zunehmenden und wieder abnehmenden Gipsanteil widerspiegelt (Abb. 28, 33). Dieser charakteristische Kurvenverlauf kann von Nordwestdeutschland bis in die englischen Offshoregebiete verfolgt werden (Anl. 4, 6, 7, 9).

Obere Grabfeld-Formation

Die Obere Grabfeld-Formation reicht bis an die Basis der Stuttgart-Formation (Diskordanz D2.1). Die Hangendgrenze ist durch einen scharfen lithologischen Wechsel gekennzeichnet, welcher sich auch in geophysikalischen Logs abzeichnet und bis ins Sole Pit-Becken verfolgt werden kann (Anl. 6).

Die Basis der Oberen Grabfeld-Formation wird durch einen markanten Horizont dolomitischer, teilweise siltiger Tonsteine und Siltsteine gebildet, welche im Unterschied zur liegenden und hangenden Schichtenfolge weitgehend gipsfrei sind (Abb. 28). Im Weserbergland sind in diesem Bereich zwei, jedoch nur lokal verfolgbare Leitbänke eingeschaltet, die Köterberg- und Mönchsberg-Bank (DUCHROW 1984). BEUTLER (1995, 2005a) sah in diesem Bereich das Äquivalent der Engelhofer Platte Süddeutschlands. Die darüber folgende Schichtenfolge wird hauptsächlich von gipsführenden dolomitischen Tonsteinen aufgebaut, in welche weit verbreitet Steinsalzlager und geringmächtige Dolomitbänke eingeschaltet sind. Die dolomitischen Tonsteine besitzen variable Farben, wobei der bereits für die Untere und Mittlere Grabfeld-Formation festgestellte Trend zunehmender Rotfärbung in Richtung Westen auch hier bestehen bleibt. Dieser Trend geht mit einer Abnahme des Anteils an dolomitischen Lagen einher, welche westlich der Niederlande-Schwelle deutlich zurücktreten. Für die oberste Grabfeld-Formation des Weserberglandes beschrieb HAUSCHKE (1985, 1988) engräumige Faziesdifferenzierungen, welche durch eine bunt gefärbte Überflutungsfazies und eine grau gefärbte Rinnenfazies repräsentiert werden. Diese nehmen bereits das Faziesmuster der Stuttgart-Formation vorweg, wobei sich innerhalb des Weserberglandes der Verlauf der Rinnen der obersten Grabfeld-Formation mit der Orientierung der durch KRUCK & WOLFF (1975) beschriebenen Schilfsandstein-Rinnen deckt (HAUSCHKE 1985, 1988).

Die Obergrenze der Grabfeld-Formation wird durch die Basis der Stuttgart-Formation (Diskordanz D2.1) gebildet, welche durch die Dominanz von Sandsteinen und durch das Fehlen von evaporitischen Bildungen in Logs zweifelsfrei zu erkennen ist (Anl. 6).

Die Zyklik der Oberen Grabfeld-Formation ist sehr variabel. Neben Tonstein-Gips-Zyklen und Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklen treten hier lokal erstmals mit bedeutendem Anteil Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen auf, welche v. a. in Nordwestdeutschland entwickelt sind. In der Bohrung Morsleben 52a wird die Obere Grabfeld-Formation insgesamt von acht Zyklen aufgebaut, welche zu zwei Zyklenbündeln zusammengefasst werden können. Nach BEUTLER & STOTTMEISTER (2007) fehlen die obersten 20 m der Grabfeld-Formation in dieser Bohrung aufgrund einer mit der Diskordanz D2 einhergehenden Erosion. Die Mächtigkeiten der Oberen Grabfeld-Formation schwanken in Nordwestdeutschland zwischen wenigen 10er Metern und mehr als 1000 m, wobei diese extremen Werte an steinsalzführende Profile in Grabenstrukturen gebunden sind, wie beispielsweise in der Bohrung Oldenbüttel T2, in welcher die salzführende Obere Grabfeld-Formation 1420 m mächtig wird. Die Salze lassen sich zu drei überregional nachweisbaren Steinsalzlager C, D und E zusammenfassen (nach BEUTLER 1995, 2005a). Diese besitzen stark schwankende Mächtigkeiten, wobei die Steinsalzlager D und E zumeist mächtiger als das Steinsalzlager C entwickelt sind. Das Steinsalzlager C befindet sich im unteren Teil der Oberen Grabfeld-Formation und wird außerhalb des Glückstadt-Grabens maximal 45 m mächtig (Bohrung Norderney Z1). Die Steinsalzlager D und E befinden sich im mittleren bzw. oberen Teil der Oberen Grabfeld-Formation und werden maximal 48 m (Steinsalzlager D, Bohrung Fehndorf 2T) bzw. 30 m (Steinsalzlager E, Bohrung Sellien 3Z) mächtig. Das Kurvenbild der geophysikalischen Logs der Oberen Grabfeld-Formation weist einen ähnlich bogigen Verlauf des GR und SL, wie in der Unteren und Mittleren Grabfeld-Formation auf (Abb. 28, 33). Er kann bis in das Sole Pit-Becken verfolgt werden und spiegelt die wechselnden Anteile von Gips, Steinsalz und Dolomit innerhalb eines Großzyklus wider (Anl. 6).

Südliches Dänemark (südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Untere Grabfeld-Formation

Im südlichen Dänemark entspricht die Untere Grabfeld-Formation dem mittleren Teil eines unbenannten Members, welches sich an der Basis der Keuper-Formation befindet. Dieses setzt sich überwiegend aus gipsführenden, dolomitischen Tonsteinen zusammen (MICHELSEN & CLAUSEN 2002) und kann aufgrund des markanten Kurvenverlaufs der geophysikalischen Logs zweifelsfrei mit den nordwestdeutschen Bohrungen korreliert werden (Anl. 5). Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Unteren Grabfeld-Formation schwanken zwischen 19 m in der Bohrung Varnæs 1 und 40 m in der Bohrung Løgumkloster 1.

Mittlere Grabfeld-Formation

Die Mittlere Grabfeld-Formation entspricht dem sich daran anschließenden Teil des unbenannten Members. Dieses setzt sich überwiegend aus stärker gipshaltigen, dolomitischen Tonsteinen zusammen (MICHELSEN & CLAUSEN 2002), wodurch eine eindeutige Korrelation mit der Mittleren Grabfeld-Formation möglich wird. Unterstützt wird diese Korrelation durch zwei markante Steinsalzlager, welche sich im Bereich der dänischen Nordsee (Bohrung U1) nachweisen lassen und dort Teile des Main Keuper Evaporite-Members bilden. Diese Steinsalzlager des dänischen Zentral-Grabens korrelieren mit den Steinsalzlager A und B der nordwestdeutschen Mittleren Grabfeld-Formation. Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Mittleren Grabfeld-Formation schwanken zwischen 51 m in der Bohrung Løgumkloster 1 und 110 m in der Bohrung U1, die in der dänischen Nordsee abgeteuft wurde (Anl. 2-3). Südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs werden die geringen Mächtigkeiten der Äquivalente der Mittleren und Oberen Grabfeld-Formation durch die Erosion an der Basis der Diskordanz D2 hervorgerufen, weshalb für zahlreiche Bohrungen keine Angaben zur Mächtigkeit der Äquivalente der Mittleren und Oberen Grabfeld-Formation gemacht werden können.

Obere Grabfeld-Formation

Die Obere Grabfeld-Formation im südlichen Dänemark kann mit dem höheren Teil des unbenannten Members an der Basis der Keuper-Formation korreliert werden. Dieses wird nach MICHELSEN & CLAUSEN (2002) überwiegend von gipsführenden dolomitischen Tonsteinen aufgebaut, über welchen mit dem Middle Keuper Claystone-Member eindeutig Äquivalente der Stuttgart-Formation folgen (Anl. 5). Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Oberen Grabfeld-Formation schwanken zwischen 14 m in der Bohrung Løgumkloster 1 und 49 m in der Bohrung U1 (dänische Nordsee). In der Bohrung Løgumkloster 1 fehlt der höhere Abschnitt der Äquivalente der Oberen Grabfeld-Formation aufgrund der Erosion an der Basis der hangenden Stuttgart-Formation (Diskordanz D2).

Niederlande

Untere Grabfeld-Formation

Äquivalente der Unteren Grabfeld-Formation sind in den Niederlanden der obere Teil des Lower Keuper Claystone-Members (Abb. 8, 9). Dieses besitzt oben eine rötliche Farbe, welche mit einer zunehmenden Gipsführung einher geht (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a). Auffällig ist die nach Westen zunehmende Mächtigkeitsreduktion der gesamten Grabfeld-Formation, welche bereits im Westteil Nordwestdeutschlands durch

DUCHROW (1984) zwischen dem Weserbergland und dem Osnabrücker Bergland festgestellt wurde. Sie kann durch zahlreiche Bohrungen auch für die nordwestlich des Osnabrücker Berglandes gelegenen Gebiete und die daran anschließende Ostflanke der Niederlande-Schwelle belegt werden (Anl. 4, 11). Eine Ausnahme bildet der Ausläufer des Ems-Grabens, in welchem die Untere Grabfeld-Formation größere Mächtigkeiten erreicht (Bohrung Fehndorf 2T, 110 m). Die Profile der Unteren Grabfeld-Formation mit deutlich erhöhten Mächtigkeiten von mehr als 100 m führen in der Mittleren und Oberen Grabfeld-Formation stets Steinsalz. Die Mächtigkeitsabnahme von etwa 45 m (Bohrung Colnrade Z1) auf 20–30 m (Bohrungen Dörpen Z1, Emmer-Compascuum 1) ist nicht die Folge von Erosion, sondern ist ausschließlich auf Schichtkondensation zurückzuführen. Dies wird dadurch belegt, dass einzelne Zyklen und Leithorizonte gut korreliert werden können (Anl. 4). Die Mächtigkeitsreduktion wird durch eine Hochlage hervorgerufen, welche teilweise durch die Ostflanke der Niederlande-Schwelle gebildet wird. Ähnliche Kondensationsvorgänge beschrieben GAERTNER & RÖHLING (1993) für den Mittleren Muschelkalk auf der im Südosten dieser Gebiete gelegenen Hunte-Schwelle, auf welcher alle in der Beckenfazies nachgewiesenen Zyklen in kondensierter Form vorliegen.

Für den Großteil des niederländischen Festlandes sind aufgrund großflächiger jüngerer, zumeist jurassischer und kreidezeitlicher Erosion keine Aussagen über Mächtigkeit und Ausbildung der Äquivalente der Grabfeld-Formation möglich (Abb. 29). Erst im niederländischen Zentral-Graben und dem südlich daran anschließenden Broad Forsteens-Becken sind wieder äquivalente Bildungen vorhanden (Abb. 29). Hier besitzt das Äquivalent der Unteren Grabfeld-Formation wieder größere Mächtigkeiten zwischen 35 m (Bohrung K 14-1) und 55 m (Bohrung F 17-2). Die Profile mit erhöhten Mächtigkeiten führen auch hier in den Äquivalenten der Mittleren und Oberen Grabfeld-Formation Steinsalz.

Mittlere Grabfeld-Formation

Äquivalente der Mittleren Grabfeld-Formation werden in den Niederlanden durch den unteren Teil des Main Keuper Evaporite-Members gebildet (Abb. 8, 9). Dieses ist durch eine Wechsellagerung grauer und rötlicher dolomitischer Tonsteine mit Steinsalz und Anhydrit gekennzeichnet (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a). Die für das Äquivalent der Unteren Grabfeld-Formation beschriebene Mächtigkeitsreduktion an der Ostflanke der Niederlande-Schwelle und auch die großflächige jüngere Erosion des Keupers über weite Gebiete des niederländischen Festlandes können auch für das Äquivalent der Mittleren Grabfeld-Formation nachgewiesen werden (Anl. 4, 11). Die Schichtenfolge nimmt von etwa

69 m (Bohrung Colnrade Z1) auf 30–32 m ab (Bohrungen Dörpen Z1, Emmer-Compascuum 1; Anl. 4).

Die Steinsalze besitzen eine regional stark begrenzte Verbreitung, können aber mit den nordwestdeutschen Steinsalzlager A und B korreliert werden (Anl. 9). Sie sind auf die westlich der Niederlande-Schwelle liegenden Gebiete des niederländischen Zentral-Grabens und das Broad Forteens-Becken beschränkt (Abb. 78). Die Steinsalzlager besitzen ihre größten Mächtigkeiten von 95 m (Steinsalzlager A) und 90 m (Steinsalzlager B) in der Bohrung F 9-3, welche sich im Zentral-Graben befindet (Anl. 2-3). Im Broad Forteens-Becken wurde lediglich das Steinsalzlager B in der Bohrung K 17-2 nachgewiesen. Die Mächtigkeiten der Mittleren Grabfeld-Formation schwanken in dieser Region zwischen 23 m (Bohrung K 14-1) und 240 m (Bohrung F 9-3), wobei besonders in den mächtig ausgebildeten Profilen beide Steinsalzlager A und B entwickelt sind.

Obere Grabfeld-Formation

Äquivalente der Oberen Grabfeld-Formation werden in den Niederlanden durch den oberen Teil des Main Keuper Evaporite-Members gebildet (Abb. 8, 9). Dieses besteht aus rötlichen und grauen dolomitischen Tonsteinen, die mit Anhydrit und Steinsalz wechsellagern (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a). Die für die Äquivalente der Unteren und Mittleren Grabfeld-Formation beschriebene Mächtigkeitsreduktion an der Ostflanke der Niederlande-Schwelle kann auch für das Äquivalent der Oberen Grabfeld-Formation nachgewiesen werden (Anl. 4, 11). Die Schichtenfolge reduziert sich von etwa 60 m (Bohrung Colnrade Z1) auf 20–30 m (Bohrungen Dörpen Z1, Emmer-Compascuum 1). Diese Werte werden dabei sowohl durch Schichtkondensation als auch durch Erosion der höchsten Teile des Äquivalents der Oberen Grabfeld-Formation hervorgerufen. Letztere besitzt ihre Ursache in der Diskordanz D2, welche sich an der Basis der nachfolgenden Stuttgart-Formation befindet und sich in überregional nachweisbarer Erosion äußert (Kapitel 5.2.3.). Westlich der Niederlande-Schwelle schwanken die Mächtigkeiten des Äquivalents der Oberen Grabfeld-Formation zwischen 15 m (Bohrung K 14-1) und 100 m (Bohrung F 17-1), wobei besonders in den mächtig ausgebildeten Profilen (z. B. Bohrung F 17-1) alle Steinsalzlager ausgebildet sind. Die Steinsalzführung ist in den Niederlanden auf den Zentral-Graben und das Broad Forteens-Becken beschränkt (Abb. 78) und kann mit den nordwestdeutschen Steinsalzlager C, D und E korreliert werden. Dabei fällt auf, dass die Steinsalzlager D und E wie auch in Nordwestdeutschland meist mächtiger sind als die Steinsalzlager A, B und C. Gleichzeitig ist festzustellen, dass diese durch lediglich untergeordnet entwickelten Tonsteineinschaltungen

wesentlich kompakter ausgebildet sind. Dies spiegelt sich auch in den geophysikalischen Logs wider, in welchen die Steinsalzlager D und E zumeist als markantes Doppelsalinar ausgebildet sind (Anl. 9). Die Salzlager besitzen ihre größten Mächtigkeiten von etwa 50 m (Steinsalzlager D) und 45 m (Steinsalzlager E) in der Bohrung F 17-1, welche im Zentral-Graben abgeteuft wurde.

Englische Nordsee

Untere Grabfeld-Formation

Äquivalente der Unteren Grabfeld-Formation werden im englischen Offshoregebiet durch mittlere Abschnitte des Lower Keuper Saliferous-Members gebildet, welches den unteren Teil der Dudgeon-Formation bildet (Abb. 26). Dieser Abschnitt wird überwiegend von gipsführenden rötlichen bis grünlichen Tonsteinen aufgebaut (RHYS 1974). Diese besitzen teilweise beträchtliche Siltgehalte und werden dann als Mudstones bezeichnet. Die Anhydritführung nimmt zum oberen Teil des hier maximal 45 m (Bohrung 49-21-2) mächtigen Äquivalents der Unteren Grabfeld-Formation allmählich zu.

Die Grenze der Korrelierbarkeit der Unteren, Mittleren und Oberen Grabfeld-Formation mit entsprechenden englischen Äquivalenten wird mit Annäherung an das NW-SE-streichende Dowsing-Störungssystem erreicht. Westlich dieses Störungssystems ist die Dreigliederung der Grabfeld-Formation auf Grund des zunehmenden klastischen Anteils der randlichen Fazies nicht mehr möglich. Möglichkeiten einer Korrelation der gesamten Grabfeld-Formation in diesen Gebieten werden im anschließenden Kapitel „Ostengland“ diskutiert.

Mittlere Grabfeld-Formation

Äquivalente der Mittleren Grabfeld-Formation werden durch höhere Bereichen des Lower Keuper Saliferous-Members repräsentiert. Die zumeist rötlichen Tonsteine und Mudstones besitzen gegenüber dem Äquivalent der Unteren Grabfeld-Formation deutlich höhere Gipsanteile und führen v. a. im Sole Pit-Becken geringmächtige Steinsalzlagen, welche den beiden nordwestdeutschen Steinsalzlager A und B zugeordnet werden können (Anl. 9). Die einzelnen Steinsalzhorizonte erreichen Mächtigkeiten von maximal 10 m (Bohrung 47-5a-2) und wechsellagern mit tonigen Intervallen. Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Mittleren Grabfeld-Formation schwanken zwischen 30–35 m (Bohrungen 42-29-3, 47-5a-2) und 65 m (Bohrung 49-21-2), wobei die größeren Mächtigkeiten zumeist in steinsalzführenden Profilen auftreten.

Obere Grabfeld-Formation

Äquivalente Bildungen der Oberen Grabfeld-Formation werden durch den obersten Teil des Lower Keuper Saliferous-Members, das Keuper Halite-Member und die folgenden basalen Meter der Triton-Formation gebildet (Abb. 26). Diese werden hauptsächlich durch rötliche Mudstones repräsentiert, in welche zahlreiche Lagen von Anhydrit und Steinsalz eingeschaltet sind. Auch hier besitzen die Steinsalzlager D und E die größten Mächtigkeiten und erreichen mit wenigen tonigen Intervallen maximal 90 m (Salzlager D) bzw. 45 m (Salzlager E, Bohrung 49-21-2, Anl. 9). Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Oberen Grabfeld-Formation schwanken zwischen 72 m (Bohrung 47-5a-2) und 210 m (Bohrung 49-21-2).

Die Steinsalzlager sind hauptsächlich auf das Sole Pit-Becken beschränkt und besitzen möglicherweise eine Verbindung zu den Salzlagern des niederländischen Broad Forsteens-Beckens. Dieses zusammenhängende Salzvorkommen wurde bereits durch CAMERON (1992) vermutet, kann aber aufgrund fehlender Bohraufschlüsse und einer partiellen jüngeren Erosion südöstlich des Sole Pit-Beckens nicht sicher nachgewiesen werden (Abb. 78). Die westliche Ausdehnung der Steinsalzlager wird durch das Dowsing-Störungssystem beeinflusst.

Die Grenze zu den Äquivalenten der Stuttgart-Formation ist im englischen Offshoregebiet aufgrund einer allmählichen Abnahme der Gipsführung relativ fließend und liegt wenige Meter über der Basis der Triton-Formation. Diese ist an ihrer Basis durch monotone rötliche Mudstones mit wenig Anhydrit gekennzeichnet (CAMERON et al. 1992).

Ostengland

JOHNSON et al. (1994) korrelierten den oberen Teil der Gunthorpe-Formation und die Edwalton-Formation mit der Dudgeon-Formation im Offshoregebiet, welche wie oben beschrieben, äquivalente Bildungen der Grabfeld-Formation enthält. Diese Aussage kann aufgrund der eigenen Ergebnisse präzisiert werden.

Die Edwalton-Formation wird durch zwei sandige Horizonte, das liegende Cotgrave Sandstone-Member und das hangende Hollygate Sandstone-Member begrenzt, welche auch in den bearbeiteten Bohrungen Cropwell Bridge 1 und Asfordby Hydrological im Bohrkern nachgewiesen werden konnten (Abb. 63, 64). Das Cotgrave Sandstone-Member besitzt ein ladinisches bis karnisches Alter (CARNEY et al. 2004) und kann als Äquivalent der Erfurt-Formation angesehen werden. Aufgrund des Fehlens von Äquivalenten des Grenzdolomits wird die Untergrenze der Grabfeld-Formation an die Obergrenze der obersten Sandsteinlage gelegt. Unmittelbar darüber setzen gipsführende Mudstones ein. Dieser lithologische Wechsel

geht mit einem Farbwechsel von grauen zu dominierend rötlichen Farben einher und spiegelt sich in einem markanten Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs mit zunehmenden GR-Werten wider (Abb. 63, 64), der von der Ostküste Englands bis in die Midlands verfolgt werden kann (Anl. 8). Die obere Grenze des Äquivalents der Grabfeld-Formation wird an die Basis des Hollygate Sandstone-Members gelegt. Dieses besitzt ein karnisches Alter und kann als Äquivalent der Stuttgart-Formation (Schilfsandstein) aufgefasst werden (GEIGER & HOPPING 1968). Die Grenze ist in den bearbeiteten Profilen durch einen deutlichen lithologischen Wechsel von bunten, gipsführenden Mudstones zu hellen Sandsteinen scharf ausgebildet und kann auch in geophysikalischen Logs aufgrund niedriger GR- und hoher SL-Werte erkannt werden (Anl. 8).

Das Äquivalent der Grabfeld-Formation wird somit durch den zwischen diesen markanten Sandsteinhorizonten liegenden Teil des Edwalton-Members gebildet und wird überwiegend von bunten, gipsführenden Mudstones aufgebaut (Abb. 63, 64). Vereinzelt gehen diese in Siltsteine mit beträchtlichen Sandgehalten über, welche vereinzelt Belastungsmarken (Flammenstrukturen, flame structures) zeigen (Abb. 34).

Die Farbe des Äquivalents der Grabfeld-Formation variiert zwischen rot und grau, wobei die feinkörnigeren Partien zumeist grau und graubunt gefärbt sind, während die gröberen und gipsreicheren Abschnitte überwiegend rötlich gefärbt sind. Insgesamt besitzt das Äquivalent der Grabfeld-Formation im englischen Onshoregebiet Mächtigkeiten zwischen 24 m (Bohrung Whisby 1) und 42 m (Bohrung Sibsey 1). Es kann als Teil eines Großzyklus aufgefasst werden, in welchem die Gipsführung und der Grad der pedogenen Beeinflussung nach oben stetig zunimmt. Eine detailliertere Aufgliederung dieses Großzyklenabschnittes in Zyklenbündel und Zyklen ist aufgrund der relativ monotonen Lithologie und der scheinbar willkürlich auftretenden Einschaltungen von Gipsen weder in der Bohrung Cropwell Bridge 1, noch in der Bohrung Asfordby Hydrological möglich. In beiden Bohrungen deutet sich jedoch eine lithologische Zweiteilung an. Der untere Abschnitt besteht aus Mudstones, in welche teilweise Siltsteinlagen eingeschaltet sind. Die Mudstones führen vereinzelt Gipsknollen, die sich gelegentlich zu Gipsknollenlagen verbinden. Um die Gipsknollen ist häufig ein grünlicher Reduktionshof ausgebildet.

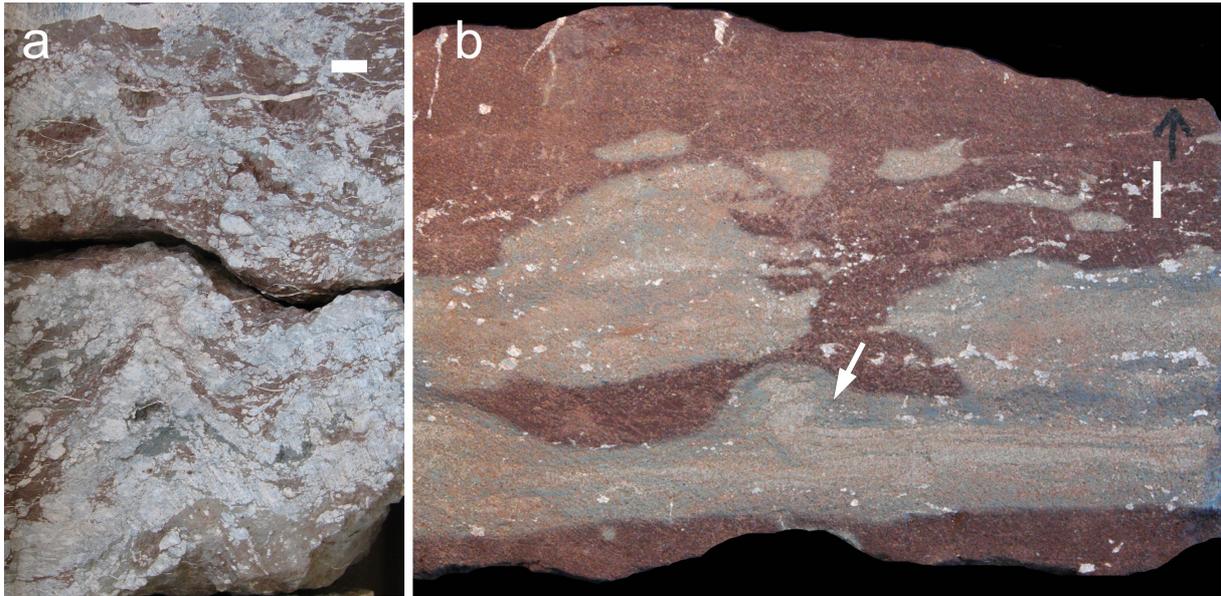


Abb. 34: a: Tepeeartige Strukturen in der Edwalton-Formation (Äquivalent der Grabfeld-Formation) in der Bohrung Cropwell Bridge 1 (50,80 m). Maßstab 1 cm. b: Belastungsmarken (Flammenstrukturen, Pfeil) in Mudstones und Siltsteinen in der Edwalton-Formation (Äquivalent der Grabfeld-Formation) der Bohrung Cropwell Bridge 1 (59,10 m). Maßstab 1 cm.

Daneben kommt häufig Fasergips vor, welcher v. a. in pedogen stark beeinflussten Abschnitten verbreitet ist. Die pedogene Beeinflussung äußert sich in einem brekziösen Gefüge und einer Farbfläckung. Teilweise sind Schichtgefüge in Form einer feinen Lamination angedeutet. Demgegenüber tritt der obere Abschnitt durch eine deutlich höhere Gipsführung hervor, des Weiteren durch höhere GR- und SL-Werte. Die Gipse bilden bis zu 80 cm mächtige Horizonte, welche deutlich gegenüber den Mudstones hervortreten. Die durchschnittlich 1 cm, maximal 5 cm großen Gipsknollen verbinden sich häufig zu Knollenlagen und bilden zusammen mit zahlreichen, oftmals schräg zur Schichtung verlaufenden Fasergipslagen ein charakteristisches Gefüge mit tepeeartigen Strukturen (Abb. 34). Aufgrund dieser pedogenen Überprägung ist der obere Abschnitt des Äquivalents der Grabfeld-Formation völlig entschichtet. Eine Korrelation dieses Abschnitts mit der ebenfalls stark gipshaltigen Mittleren Grabfeld-Formation liegt nahe, ist aufgrund des fehlenden Äquivalents der Bleiglanzbank jedoch nicht sicher.

Nord-Dänemark (nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Im dänischen Anteil des nördlichen Zentraleuropäischen Beckens entspricht die Grabfeld-Formation dem obersten Teil der Tønder-Formation und dem unteren Teil der Odde-

Formation etwa bis zum mittleren O_{2,2}-Member. Die Oddeund-Formation lässt sich nach BERTLSEN (1980) in das O₁- bis O₃-Member untergliedern (Abb. 16, 26). Die Lower Evaporitic Beds (O_{2,1}-Member) entsprechen mit großer Wahrscheinlichkeit den Salzlagern der Grabfeld-Formation Nordwestdeutschlands, wobei eine exakte Zuordnung zu einem bestimmten Salzlager (A bis E) zumeist nicht möglich ist. Deshalb ist auch die Korrelation der Member mit der Unteren, Mittleren und Oberen Grabfeld-Formation nicht möglich. Die Grenze zur hangenden Stuttgart-Formation liegt inmitten des O_{2,2}-Members und lässt sich nur aufgrund zunehmender GR- und abnehmender SL-Werte feststellen. Dieser veränderte Kurvenverlauf spiegelt den abnehmenden Sulfatgehalt wider. Die Äquivalente der Grabfeld-Formation sind durch gipshaltige dolomitische Tonsteine, Silt- und Sandsteine charakterisiert, welche überwiegend bunt gefärbt sind. Der Sandgehalt nimmt in nördlicher Richtung zum Beckenrand deutlich zu (BERTLSEN 1980). Vereinzelt treten zusätzlich geringmächtige Lagen von dolomitischen Kalk- und Dolomitsteinen auf. Die Steinsalzlager sind auf das Zentrum des Dänischen Beckens beschränkt. Die Liegend- und Hangendgrenze des Äquivalents der Grabfeld-Formation werden mit dem Ein- bzw. Aussetzen der starken Anhydritführung festgelegt (Anl. 5). Gelegentlich sind diese Grenzen unscharf.

Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Grabfeld-Formation schwanken in Nord-Dänemark zwischen 160 m (Bohrung Stenlille 1) und 395 m (Bohrung Rønde 1), wobei besonders in den mächtigeren Profilen des zentralen Dänischen Beckens mächtige Steinsalzlager entwickelt sind (Anl. 5).

5.1.3. Stuttgart-Formation

5.1.3.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung

Die Stuttgart-Formation (Schilfsandstein) folgt über der Grabfeld-Formation und reicht bis an die Basis der Weser-Formation (BEUTLER 2005a). An der Basis der Formation ist die Diskordanz D2 ausgebildet, an welcher sich ein scharfer lithologischer Wechsel von gipsführenden, zumeist dolomitischen Tonsteinen, zu überwiegend gipsfreien, tonig-siltigen bis sandigen Gesteinen vollzieht. An der Basis können auch Dolomitbänke auftreten. Dieser lithologische Wechsel spiegelt sich auch im Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs wider, die zunehmende GR- und abnehmende SL-Werte aufweisen (Abb. 35). Die Obergrenze zur Weser-Formation ist weiträumig relativ unscharf ausgebildet und wird an die Basis des Einsetzens einer verstärkten Gipsführung gelegt. Diese äußert sich deutlich durch geringere GR- und erhöhte SL-Werte (Abb. 35). Häufig sind jedoch an der Basis der Weser-Formation

auch markante Sulfate und Karbonate entwickelt, welche eine scharfe Grenzziehung ermöglichen (Kapitel 5.1.4.1.).

Eine weitere Untergliederung der Stuttgart-Formation ist nur lokal aufgrund von drei Schüttungszyklen möglich (ROSENFELD 1968, BEUTLER 1995, 2005a, SHUKLA & BACHMANN 2007). Bei der Korrelation im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken soll die Stuttgart-Formation im Folgenden ungegliedert betrachtet werden.

Die Stuttgart-Formation besitzt schwankende Mächtigkeiten zwischen wenigen Metern und knapp 100 m (Bohrung Glückstadt T1, 92 m). Abb. 36 zeigt mehrere NNE-SSW-streichende Gebiete mit erhöhten Mächtigkeiten, welche vom Dänischen Becken über das Ringkøbing-Fyn-Hoch in das Zentraleuropäische Becken hineinreichen.

Diese Gebiete mit mächtiger Ausbildung der Stuttgart-Formation entsprechen den von BEUTLER & HÄUSSER (1982) beschriebenen Strömungsbändern in sandreicher Fazies, welchen die Gebiete in Stillwasserfazies gegenüberstehen. Diese sind geringmächtiger und feinkörniger entwickelt. Die Strömungsbänder besitzen Mächtigkeiten von 40–100 m und sind maximal 50–100 km breit. Dazwischen liegen mit Abständen von 50–100 km die Gebiete der Stillwasserfazies. Südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs spalten die großen Strömungsbänder in kleinere Strömungsbänder mit stellenweise geringeren Mächtigkeiten auf. Das komplexe Muster erinnert an anastomosierende Flußsysteme. Mächtigkeitsmaxima sind an tektonisch vorgezeichnete Senkungsstrukturen, beispielsweise den Zentral-, Horn-, Ems- und Glückstadt-Graben gebunden. Dies stützt die Ergebnisse von DITTRICH (1989), welche in Nordwest- und Süddeutschland einen Zusammenhang zwischen der räumlichen Mächtigkeitsverteilung des Schilfsandsteins und tektonischen Senkungsstrukturen beschrieb. Den Gebieten mit stärkerer tektonischer Subsidenz stehen Hochlagen, beispielsweise die Eichsfeld-Altmark-Schwelle und die nördliche Fortsetzung der Hünteschwelle, gegenüber. Diese werden von den Strömungsbändern umsäumt und bilden Gebiete in Stillwasserfazies.

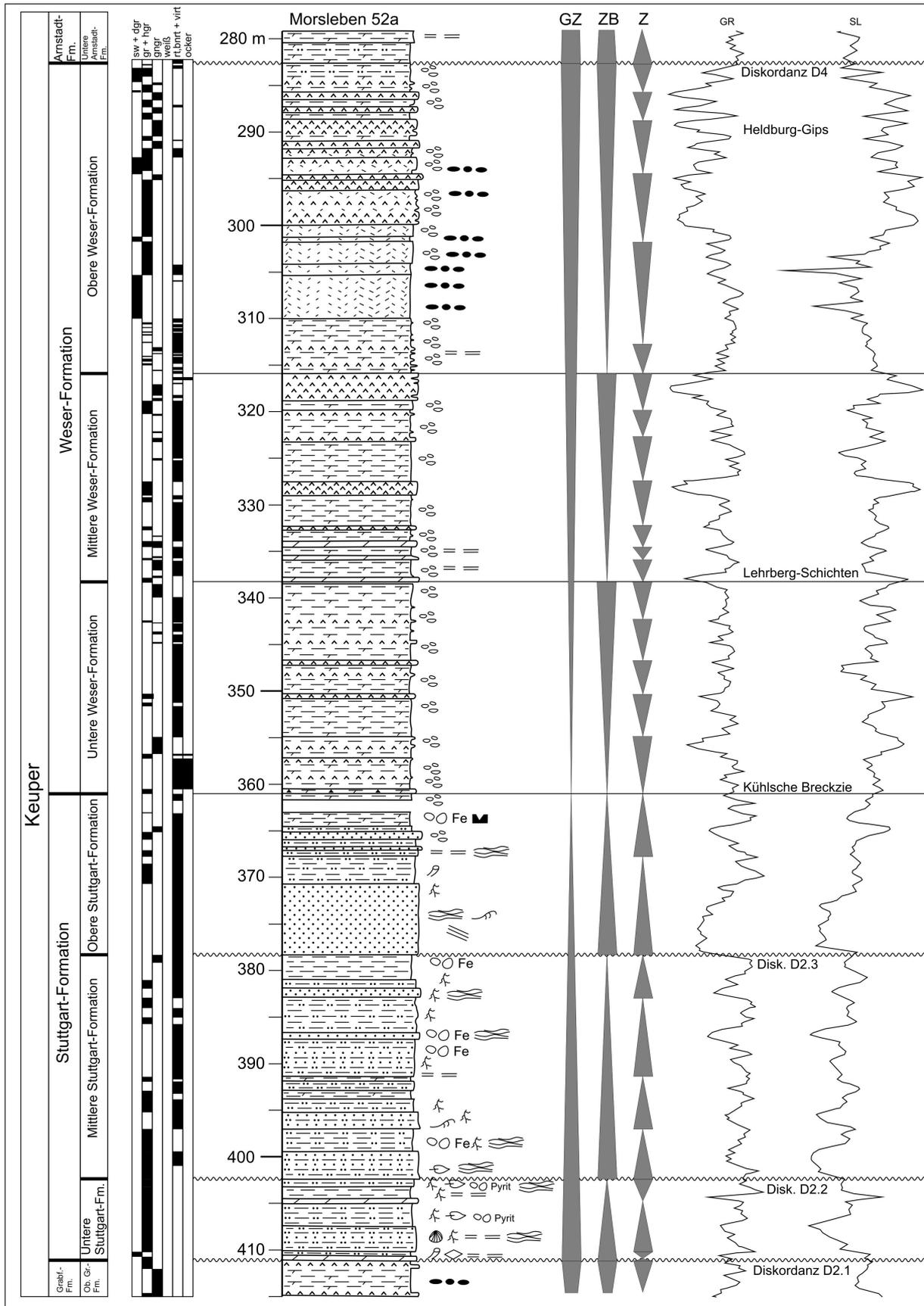


Abb. 35: Stuttgart- und Weser-Formation in der Bohrung Morsleben 52a.

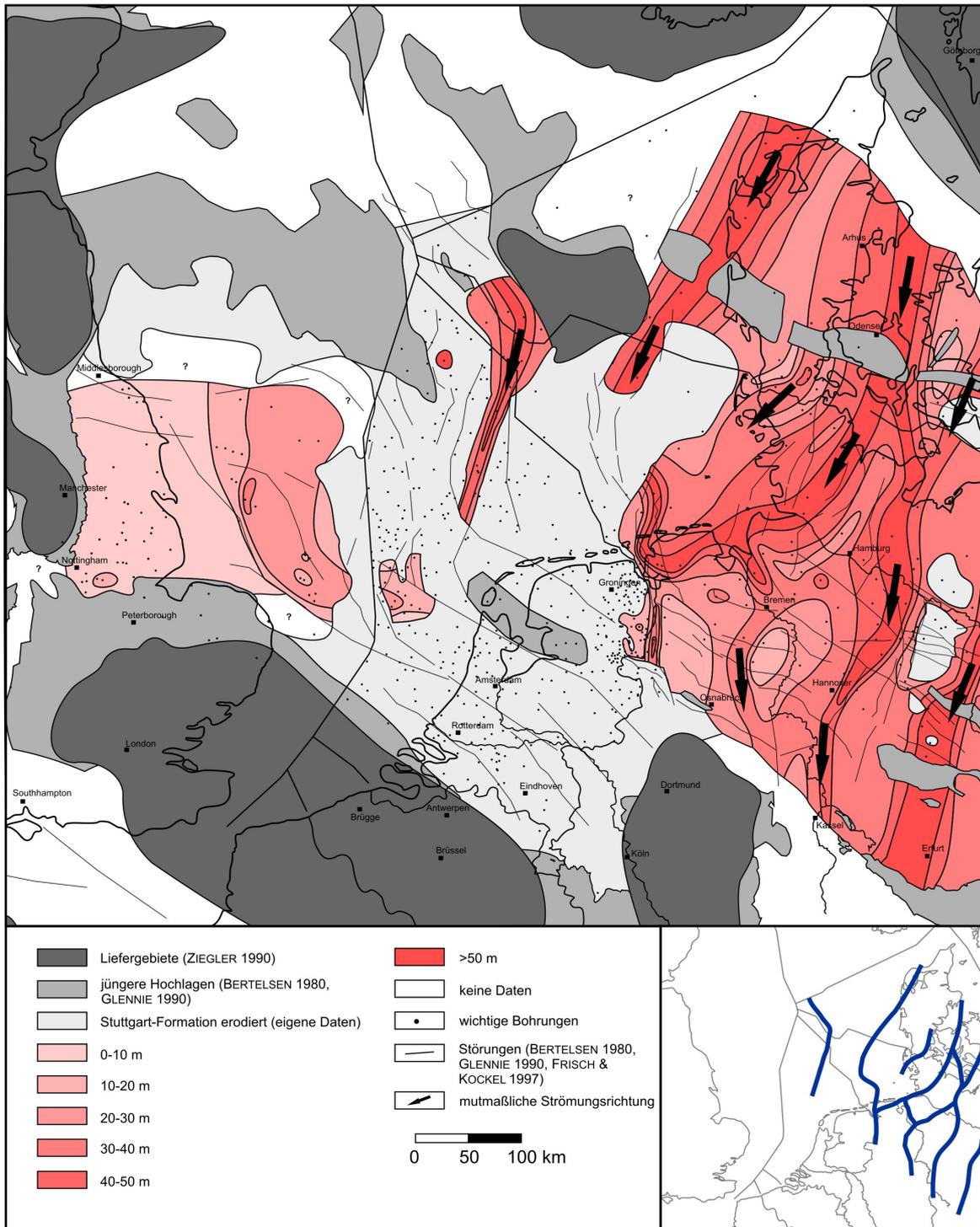


Abb. 36: Mächtigkeiten der Stuttgart-Formation mit mutmaßlichen Strömungsrichtungen (Pfeile) und schematischem Gewässernetz (unten rechts). Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1.

Die erkennbaren Dimensionen der in Abb. 36 dargestellten Gebiete in Strömungs- und Stillwasserfazies hängen jedoch auch von der Aufschlussdichte ab. Bereits BEUTLER & HÄUSSER (1982) beschrieben aufgrund zahlreicher Bohrungen eine weitere Aufgliederung der homogen wirkenden Strömungsbänder in noch kleinere Rinnen und

Zwischenrinnengebiete von nur wenigen Kilometern Breite. Zu ähnlichen Ergebnissen kamen KRUCK & WOLFF (1975) und DUCHROW (1984) im Weserbergland. Die hier beschriebenen Strömungsbänder und Stillwassergebiete werden deshalb als übergeordnete Einheiten verstanden, die sich bei einer größeren Aufschlussdichte in kleinere Systeme untergliedern lassen.

Die Position der einzelnen Strömungsbänder der Stuttgart-Formation stimmt auffällig mit der Position der Strömungsbänder der Erfurt-Formation überein (Abb. 24) und macht auch das von HAUSCHKE (1985, 1988) für das Weserbergland erstmals postulierte Rinnenmuster in der höheren Grabfeld-Formation wahrscheinlich. Dies stützt die Annahme einer tektonischen Steuerung der Lage der Strömungsbänder.

5.1.3.2. Lithologie und Zyklus

Die Stuttgart-Formation wird überwiegend von Ton- und Sandsteinen, untergeordnet auch Siltsteinen und Karbonaten aufgebaut. Besonders im oberen Teil der Stuttgart-Formation treten häufig Gipsknollen auf. Die Farbe der Stuttgart-Formation variiert zwischen dunkelgrau, grau bis grünlichgrau und rötlich, wobei vertikal häufig ein Farbwechsel von grauen zu rötlichen Farben nachgewiesen werden kann. Die Stuttgart-Formation ist reich an Pflanzenresten. Des Weiteren konnten in den bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüssen Mollusken und Fischreste nachgewiesen werden (Bohrung Morsleben 52a, Abb. 35).

Untere Stuttgart-Formation

Die Untere Stuttgart-Formation wird durch die so genannten Übergangsschichten repräsentiert, welche THÜRACH (1888/89) für den süddeutschen Raum beschrieb. Im Weserbergland bestehen sie aus 5 m mächtigen, grauen und kalkig-sandigen Dolomitplatten, welche von DUCHROW (1984) als Osterhagen-Horizont bezeichnet wurden. Dieser klastisch-karbonatische Horizont scheint in Nordwestdeutschland eine große Verbreitung zu besitzen und konnte in der Bohrung Morsleben 52a mit 9,2 m Mächtigkeit nachgewiesen werden (Abb. 35). Ähnliche Bildungen stellen die basalen kalkigen Dolomitlagen der Bohrung Colnrade Z1 dar (Schichtenverzeichnis Bohrung Colnrade Z1).

Zyklus der Übergangsschichten

In der Unteren Stuttgart-Formation in der Bohrung Morsleben 52a sind zwei symmetrische Zyklen entwickelt. Der basale Zyklus beginnt über der Diskordanz D 2.1 mit grauen tonigen Gesteinen (0,5 m), welche vereinzelt flaserige Feinsandlaminae enthalten (Abb. 37).

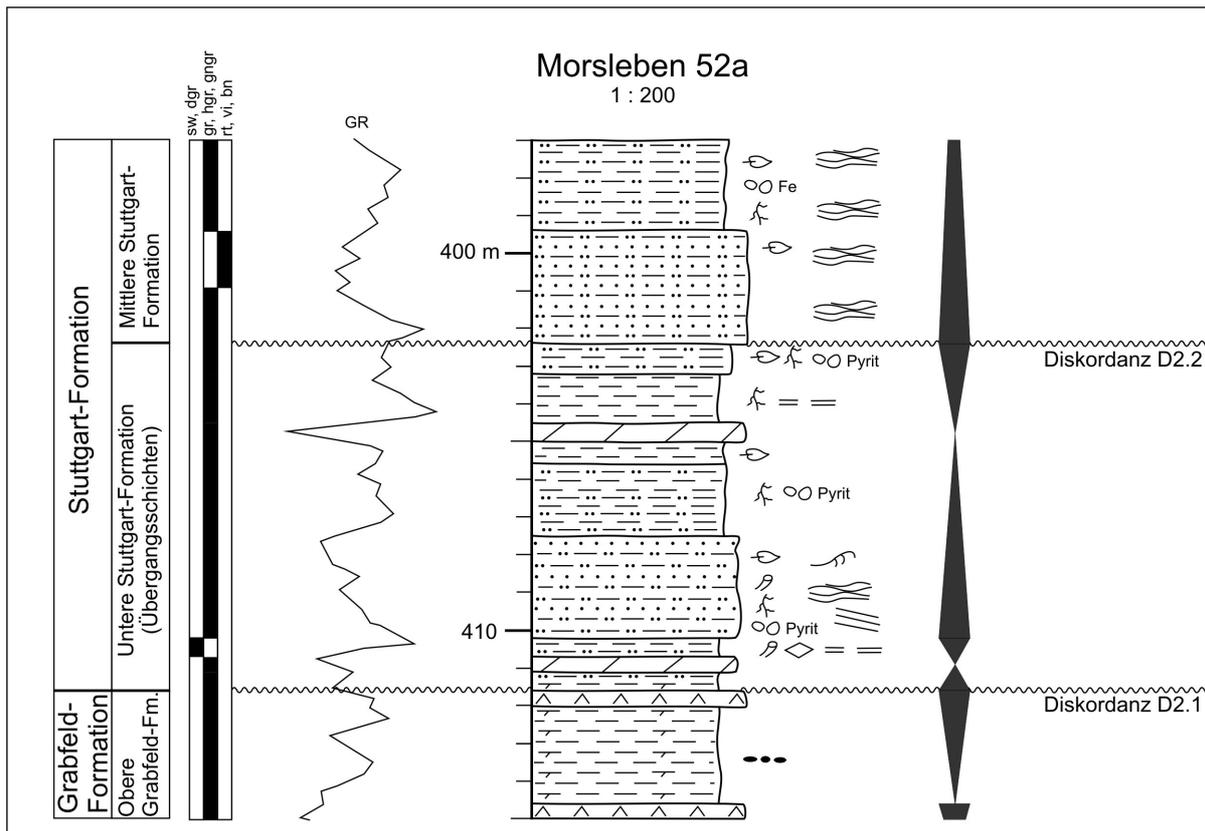


Abb. 37: Lithologie und Zyklik der Übergangsschichten in der Bohrung Morsleben 52a.

Diesem folgt eine mikritische Dolomitbank (0,4 m), über welcher dunkelgraue und schwarze, siltige Tonsteine (0,5 m) folgen. Diese sind teilweise fein laminiert, zeigen z. T. jedoch auch Anzeichen von Bioturbation, führen Fischschuppen und bilden den Abschluss des 1,4 m mächtigen basalen Zyklus. Darüber beginnt der zweite Zyklus mit 5 m grauen Siltsteinen, welche teilweise in braungraue Feinsandsteine übergehen. Sie zeigen z. T. intensive Bioturbation, Durchwurzelung und führen häufig Pflanzenhäcksel sowie vereinzelt Pyrit. Insbesondere die sandreichen Abschnitte sind durch Flaser-, Linsen- und kleinskalige Rippelschichtung charakterisiert. Darauf folgen dunkelgraue Tonsteine (0,2 m), die reich an Feinglimmern und Pflanzenhäcksel sind sowie eine markante mikritische Dolomitbank (0,5 m). Der folgende Abschnitt grauer Tonsteine mit flaserigen Feinsandlaminaen (1,3 m) und feinglimmerführender Ton-/Siltsteine (0,8m) bildet den Abschluss des zweiten Zyklus. Dieser Abschnitt weist eine intensive Durchwurzelung auf, ist teilweise feinschichtig ausgebildet und führt Pflanzenhäcksel und Pyrit (Abb. 37).

Die beiden symmetrischen Zyklen der Unteren Stuttgart-Formation lassen sich zu einem Zyklenbündel zusammenfassen, welches die gesamte Untere Stuttgart-Formation umfasst.

Die Übergangsschichten werden als fluviolakustrine (NITSCH 2005d) bis brackische (KANNEGIESER & KOZUR 1972) Bildungen gedeutet. Die Ton-/Siltsteine und Dolomitsteine

wurden gegenüber der liegenden Grabfeld-Formation in einem deutlich humideren Ablagerungsraum gebildet. Der siltig-sandige Teil der Übergangsschichten mit seinen markanten Schichtgefügen spricht für eine Bildung in einem fließenden Gewässer, welches aufgrund vorhandener Bioturbation und Durchwurzelung keine große Wassertiefe besessen haben dürfte und zeitweilig trocken fiel.

Mittlere und Obere Stuttgart-Formation

Die Grenzen zwischen der Unteren zur Mittleren und Mittleren zur Oberen Stuttgart-Formation liegen in der Bohrung Morsleben 52a an der Basis markanter Sandsteine und sind scharf ausgebildet (Diskordanzen D2.2, D 2.3).

Sandstein-Tonstein-Zyklen

Unter den Zyklen dominieren asymmetrische oben-feiner werdende (fining-upward) Sandstein-Tonstein-Zyklen. Jeder dieser Zyklen beginnt idealerweise mit Sandsteinen, welche eine scharfe, teilweise erosive Basis mit einer Aufarbeitungslage besitzen. Diese Sandsteine gehen zum Hangenden eines ideal ausgebildeten Zyklus zunächst in Siltsteine und später in feinschichtige, teilweise pedogen entschichtete Tonsteine über (Abb. 38). Die Mächtigkeiten dieser Zyklen betragen in der Bohrung Morsleben 52a zumeist wenige Meter, können aber bei mächtigen basalen Sandsteinen mehr als 10 m erreichen. Diese Mächtigkeiten lassen sich teilweise durch die Stapelung mehrerer übereinander folgender, erosiv in das Liegende eingreifender Sandsteinbänke erklären, wobei der jeweilige feinkörnige Abschluss erodiert wurde. Die einzelnen Zyklen können zu Zyklenbündeln zusammengefasst werden, welche 15–25 m mächtig werden. In der Bohrung Morsleben 52a lassen sich zwei Zyklenbündel nachweisen, welche sich aus sechs Zyklen zusammensetzen (Abb. 35). Die beiden Zyklenbündel entsprechen der Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation in Nordwestdeutschland und spiegeln sich in einem markanten Verlauf der geophysikalischen Logs wider. Sie bilden, zusammen mit dem Zyklenbündel der Unteren Stuttgart-Formation, den unteren Abschnitt eines Großzyklus, welcher die gesamte Stuttgart-Formation und die Weser-Formation umfasst (Abb. 35).



Abb. 38: Idealer Sandstein-Tonstein-Zyklus in der Stuttgart-Formation mit schematischem Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs.

Die Sandstein-Tonstein-Zyklen werden als fluviatile Bildungen gedeutet. Durch allmähliche Reduzierung der Fließgeschwindigkeit, als Folge einer Verlagerung der Rinne, werden zum Hangenden eines jeden Zyklus stets feinkörnigere Sedimente abgelagert, welche Bildungen einer Überflutungsebene darstellen. Durch diese Charakteristik können die Zyklen als Bildungen eines mobilen, wahrscheinlich mäandrierenden Fluss-Systems interpretiert werden (SELLEY 1988). In der sich zwischen den Rinnen befindlichen Überflutungsfazies bilden zumeist Siltsteine die Basis der einzelnen Zyklen und repräsentieren Bildungen einer fluviatilen Schwemmebene. Gelegentliche sandige Einschaltungen werden als Dambruchablagerungen gedeutet (DUCHROW 1984). Zum Hangenden gehen die Siltsteine in Tonsteine über. Lokal bilden kohlige Lagen den Abschluss des Zyklus.

In Süddeutschland wurden zusätzlich deltäische bis ästuarine Ablagerungsräume beschrieben (u. a. WURSTER 1964, GEHRMANN & AIGNER 2002, SHUKLA & BACHMANN 2007).

Es zeigt sich eine direkte Abhängigkeit der lithologischen Zusammensetzung und der Mächtigkeit der gesamten Stuttgart-Formation von der paläogeographischen Lage innerhalb eines Strömungsbandes bzw. innerhalb der Stillwasserfazies.

Das Verhältnis von Sandstein zu Tonstein ist in den Gebieten der Stillwasserfazies deutlich kleiner als in den Strömungsbändern. Ein charakteristisches Beispiel für die Ausbildung in Stillwasserfazies ist die Bohrung Großburgwedel 1. In dieser beginnt die 31 m mächtige Stuttgart-Formation mit grüngrauen und grauen Tonsteinen, in welche untergeordnet rotbraune Feinsandsteinlagen eingeschaltet sind. Im höheren Teil werden die Tonsteine zunehmend rot und es kommt neben der Einschaltung seltener, geringmächtiger Feinsandsteinlagen zusätzlich zu einer allmählichen Gipsknollenführung (NIENHAUS et al. 1952). Diesen Stillwassergebieten mit geringmächtigen Profilen stehen Rinnenbildungen der Strömungsbänder mit deutlich erhöhten Mächtigkeiten gegenüber, in welchen die Sandsteine

gegenüber den Tonsteinen deutlich hervortreten. Ein Beispiel für die lithologische Zusammensetzung der Rinnenfazies gibt die Bohrung Nordsee R1, in welcher die Stuttgart-Formation 88 m mächtig ist. Hier überwiegen Fein-, Mittel- und teilweise Grobsandsteine gegenüber den Tonsteinen. Die Farbe wechselt auch hier vom Liegenden zum Hangenden von grauen zu rötlichen Farbtönen. In den seltenen feinkörnigeren Bildungen sind Fischreste nachgewiesen worden (KIND et al. 1966). Das Profil der Bohrung Morsleben 52a kann durch seine wechselnd sandige, teilweise feinkörnige Ausbildung der randlichen Position einer Rinne zugeordnet werden, welche entlang der Ostflanke der Eichsfeld-Altmark-Schwelle verläuft (Abb. 36).

Der Farbwechsel von grauen Farben an der Basis zu rötlichen Farben zum Hangenden der Stuttgart-Formation wurde bereits von WURSTER (1964) für Süddeutschland beschrieben. Er kann aufgrund der eigenen Ergebnisse für ein großes Gebiet nachgewiesen werden, welches von Thüringen im Südwesten bis in das Emsland, die deutsche Nordsee und das Gebiet südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs reicht (Bohrungen Schillingstedt 1 (DOCKTER 1965), Fehndorf 2T (MÖKESCH 1985), Nordsee R1 (KIND et al. 1966), Fehmarn Z1 (HUSMANN 1967).

5.1.3.3. Regionale Beschreibung und Korrelation

Nordwestdeutschland

Der lithologisch scharfe Wechsel von gipsführenden, zumeist dolomitischen Tonsteinen der Grabfeld-Formation und der Weser-Formation zu Ton-, Silt- und Sandsteinen der Stuttgart-Formation spiegelt sich auch in Logs durch höhere GR- und niedrigere SL-Werte wider und kann im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken erkannt werden (Abb. 35, Anl. 10). Die regional begrenzte weitere Untergliederung in die Untere, Mittlere und Obere Stuttgart-Formation kann jedoch nur in Aufschlüssen und Bohrkernen vorgenommen werden und lässt sich in Logs lediglich eingeschränkt nachvollziehen. Für die Korrelation im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken wird die Stuttgart-Formation deshalb ungegliedert betrachtet.

Südliches Dänemark (südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Äquivalente der Stuttgart-Formation im südlichen Dänemark werden durch den oberen Teil eines unbenannten Members (im Sinne von MICHELSEN & CLAUSEN 2002) gebildet (Abb. 26). In den obersten zehn Metern des Members tritt häufig ein markanter Anstieg der GR-Werte auf, der tonigen Äquivalenten der Stuttgart-Formation entspricht. Die Basis der Stuttgart-

Formation liegt etwa an der oberen Grenze des lediglich lokal verbreiteten Main Keuper Evaporite-Members. Die Obergrenze wird durch die Basis des Red Keuper Evaporite-Members gebildet. Lithologisch wird die Stuttgart-Formation in Süddänemark v. a. von Ton- und Sandsteinen aufgebaut, die gegenüber dem Liegenden und Hangenden überwiegend gipsfrei sind. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 15 m (Bohrung Løgumkloster 1) und 41 m (Bohrung Rødekro 1).

Niederlande

In den Niederlanden werden äquivalente Bildungen durch das Middle Keuper Claystone-Member gebildet. Dieses besitzt jedoch aufgrund von jüngeren Abtragungsvorgängen nur eine eingeschränkte Verbreitung entlang der Ostflanke der Niederlande-Schwelle, im niederländischen Zentral-Graben und im Broad Forteens-Becken. Das Middle Keuper Claystone-Member besteht aus grauen, grüngrauen und braunen, lokal gipsführenden Ton-/Siltsteinen, welche teilweise in pflanzenführende Sandsteine übergehen. (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a). Diese sind im südlichen Zentral-Graben grün gefärbt und besitzen eine niedrige Maturität (GELUK 1999, 2007). Die bereits für die Grabfeld-Formation beschriebene Mächtigkeitsreduktion entlang der Ostflanke der Niederlande-Schwelle kann auch bei der Stuttgart-Formation nachgewiesen werden (Abb. 36). Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 10 und 20 m. Im Niederländischen Zentral-Graben erreichen sie Werte von bis zu 60 m (Bohrung F 9-3). Diese gehen in südlicher Richtung zum Broad Forteens-Becken auf Werte von wenigen Metern bis einigen 10er Metern zurück (Abb. 36).

Englische Nordsee

Im englischen Offshoregebiet korreliert die Stuttgart-Formation mit dem basalen Teil der Triton-Formation. An dessen Basis befindet sich ein unbenanntes Member, welches sich aus monotonen rötlichen Tonsteinen mit geringer Anhydritführung zusammensetzt (CAMERON et al. 1992). Mächtigere Einschaltungen von Sandsteinen können ausgeschlossen werden. Die obere Begrenzung wird durch eine starke Zunahme von Anhydrit gebildet, welche sich in niedrigeren GR- und höheren SL-Werten widerspiegelt (Anl. 6). Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 11 m (Bohrung 47-5a-2) und 35 m (Bohrung 48-6-22), wobei die durchschnittlichen Mächtigkeiten bei etwa 20–30 m liegen (Abb. 36).

Ostengland

Östlich des Dowsing-Störungssystems nehmen die Mächtigkeiten der Äquivalente der Stuttgart-Formation abrupt auf Werte von unter 10 m ab und leiten damit zur speziellen Ausbildung im Onshoregebiet Englands über (Abb. 36). Hier korreliert die Stuttgart-Formation mit dem zumeist grobklastisch ausgebildeten Hollygate Sandstone-Member der Edwalton-Formation (Anl. 8). Dieses wird zwischen 5 und 10 m mächtig. Lithologisch dominieren v. a. grauwackenartige, unreife Sandsteine, welche mit scharfer Basis direkt über den gipsführenden Mudstones der mittleren Edwalton-Formation einsetzen. Die Sandsteine besitzen zumeist ein dolomitisches Bindemittel und eine variable Färbung, die von grau, graugrün bis rötlich reicht. Sie sind teilweise durch ein nur undeutlich ausgebildetes flaseriges Schichtgefüge charakterisiert. Verbreitet kommen kleine, maximal wenige Zentimeter große Gipsknollen vor, welche zur Obergrenze des Members häufiger werden (Abb. 39, 63). Wie im Schilfsandstein Nordwestdeutschlands können Rinnen- und Zwischenrinnenfazies unterschieden werden, welche nach HAINS & HORTON (1969) und WARRINGTON & WILLIAMS (1984) in einem fluviatil-deltaischen bis ästuarinen System entstanden. Die Schüttung erfolgte zumindest im südwestlich an das Arbeitsgebiet anschließenden SW-England aus westlichen Richtungen. Dadurch wird gegenüber den östlich anschließenden Gebieten, in denen die Sedimente vom Fennoskandischen Hochland geschüttet werden, ein abweichendes Liefergebiet belegt.



Abb. 39: Fein- bis Mittelsandstein des Hollygate Sandstone-Members in der Bohrung Cropwell Bridge 1 (41,60 m) mit hellgrauen Gipsknollen. Maßstab 1 cm.

Die Mächtigkeiten des Hollygate Sandstone-Members bleiben über weite Gebiete relativ konstant, weshalb WARRINGTON & IVIMEY-COOK (1992) auf eine geringe tektonische Aktivität während der Ablagerung schlossen. Die bearbeiteten Aufschlüsse werden durch ihre dominierend sandige Ausbildung als Bildungen der Rinnenfazies interpretiert.

Nord-Dänemark (nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs entspricht die Stuttgart-Formation den gipsarmen Teilen des O_{2.2}-Members der Oddeund-Formation, welches sich in der Standardbohrung Mors 1 durch deutlich höhere GR- und SL-Werte vom Liegenden und Hangenden abhebt (Anl. 5). Aufgebaut wird dieser Abschnitt von Siltsteinen, welche teilweise in Sandsteine übergehen; Tonsteine sind nur untergeordnet entwickelt (BERTELSEN 1980). Die durch BERTELSEN (1980) beschriebene Lithologie der Bohrung Mors 1 entspricht aufgrund ihrer Lage der Rinnenfazies. Die Mächtigkeiten (Abb. 36) schwanken zwischen 17 m (Bohrung Slagelse 1) und 71 m (Bohrung Mors 1).

5.1.4. Weser-Formation

5.1.4.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung

Die Weser-Formation (Oberer Gipskeuper) reicht von der Oberkante der Stuttgart-Formation bis zur Basis der Arnstadt-Formation (BEUTLER 2005a). Die Liegendgrenze ist häufig unscharf mit dem Aussetzen sandiger Bildungen bzw. dem Beginn zunehmender Gipsführung definiert. Im Arbeitsgebiet ist jedoch, v. a. in Nordwestdeutschland, eine markante Bank, die „KÜHLSCHE Brekzie“, entwickelt, die eine exakte Grenzziehung ermöglicht. Darüber folgen größtenteils playafazielle Ablagerungen mit überwiegend rötlichen Tonsteinen, die unterschiedliche Siltanteile aufweisen. Diese unterscheiden sich aufgrund von zahlreichen evaporitischen Bildungen und ihrer Zyklik deutlich von der Stuttgart-Formation. Dieser lithologische Wechsel von der Stuttgart- zur Weser-Formation spiegelt sich auch in niedrigen GR- und höheren SL-Werte deutlich wider (Abb. 35). In höheren Abschnitten der Weser-Formation kommt es teilweise zur Einschaltung markanter evaporitischer Bildungen. Neben diesen treten in bestimmten Niveaus karbonatische, z. T. fossilführende Bildungen auf, welche v. a. im Bereich der Lehrberg-Schichten markante und überregional korrelierbare Leitbänke bilden. Die Obergrenze der Weser-Formation ist durch die Diskordanz D4 stets scharf ausgebildet und fällt zumeist mit der Oberkante eines markanten Sulfathorizontes zusammen. Dieser wird in Nordwestdeutschland als Heldburggips bezeichnet und kann mit äquivalenten Bildungen im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachgewiesen werden. Eine Unter-

gliederung der Weser-Formation in drei bis vier Subformationen erscheint lokal aufgrund markant ausgebildeter Sulfat- und Karbonatlagen möglich (u. a. WOLBURG 1969a, DUCHROW 1984, DOCKTER & SCHUBERT 2005, BEUTLER 2008), kann jedoch nicht überregional durchgeführt werden. In den bearbeiteten Profilen wird die Weser-Formation Nordwestdeutschlands im Folgenden in eine Untere, Mittlere und Obere Weser-Formation untergliedert. Die Untere Weser-Formation reicht bis an die Basis der Lehrberg-Schichten. Die Mittlere Weser-Formation beginnt mit den Lehrberg-Schichten und schließt mit einer mehrere Meter mächtigen markanten Gipslage ab. Die Obere Weser-Formation umfasst den folgenden Abschnitt bis zur Basis der Arnstadt-Formation. Die Dreigliederung lässt sich zweifelsfrei nur in Aufschlüssen und Bohrkernen durchführen, da die karbonatischen und sulfatischen Leithorizonte ähnliche Charakteristika bezüglich des Kurvenverlaufs in geophysikalischen Logs besitzen. Eine über Nordwestdeutschland hinausgehende Korrelation der Weser-Formation mit Hilfe geophysikalischer Logs ist deshalb nur ungegliedert möglich. Die Weser-Formation besitzt stark schwankende Mächtigkeiten zwischen wenigen 10er Metern und mehr als 300 m (Bohrung Sande Z1, 372 m). Lokal extreme Mächtigkeiten von maximal 2571 m (Bohrung Oldenbüttel T1) sind auf Halotektonik zurückzuführen. Abb. 40 zeigt deutlich den Einfluss wichtiger Strukturelemente auf die Mächtigkeitsverteilung.

An den nördlichen und westlichen Beckenrändern, welche durch das Mittlere Nordsee-Hoch, Ringkøbing-Fyn-Hoch und Pennine-Hoch gebildet werden, nimmt die Mächtigkeit der Weser-Formation deutlich ab. In gleichem Maße gilt dies für beckeninterne Hochlagen, beispielsweise für die Ostflanke der Niederlande-Schwelle und die Eichsfeld-Altmark-Schwelle.

In Gräben und Teilbecken sowie dem Gebiet nördlich des Allertal-Lineaments sind hingegen größere Mächtigkeiten von über 100 m vorhanden. Von Ost nach West sind dabei der Braunschweig-Gifhorn-, Glückstadt-, Ems-, Horn- und Zentral-Graben sowie das Sole Pit-Becken bedeutsam. Diese erhöhten Mächtigkeiten resultieren v. a. aus der Einschaltung von mächtigen Steinsalzlagern. Durch jüngere Hebungs- und damit Erosionsvorgänge wurde die Weser-Formation mit wenigen Ausnahmen in einem großen und zusammenhängenden Gebiet, das die deutsche und niederländische Nordsee sowie das Niederländische Festland umfasst, abgetragen (Abb. 40).

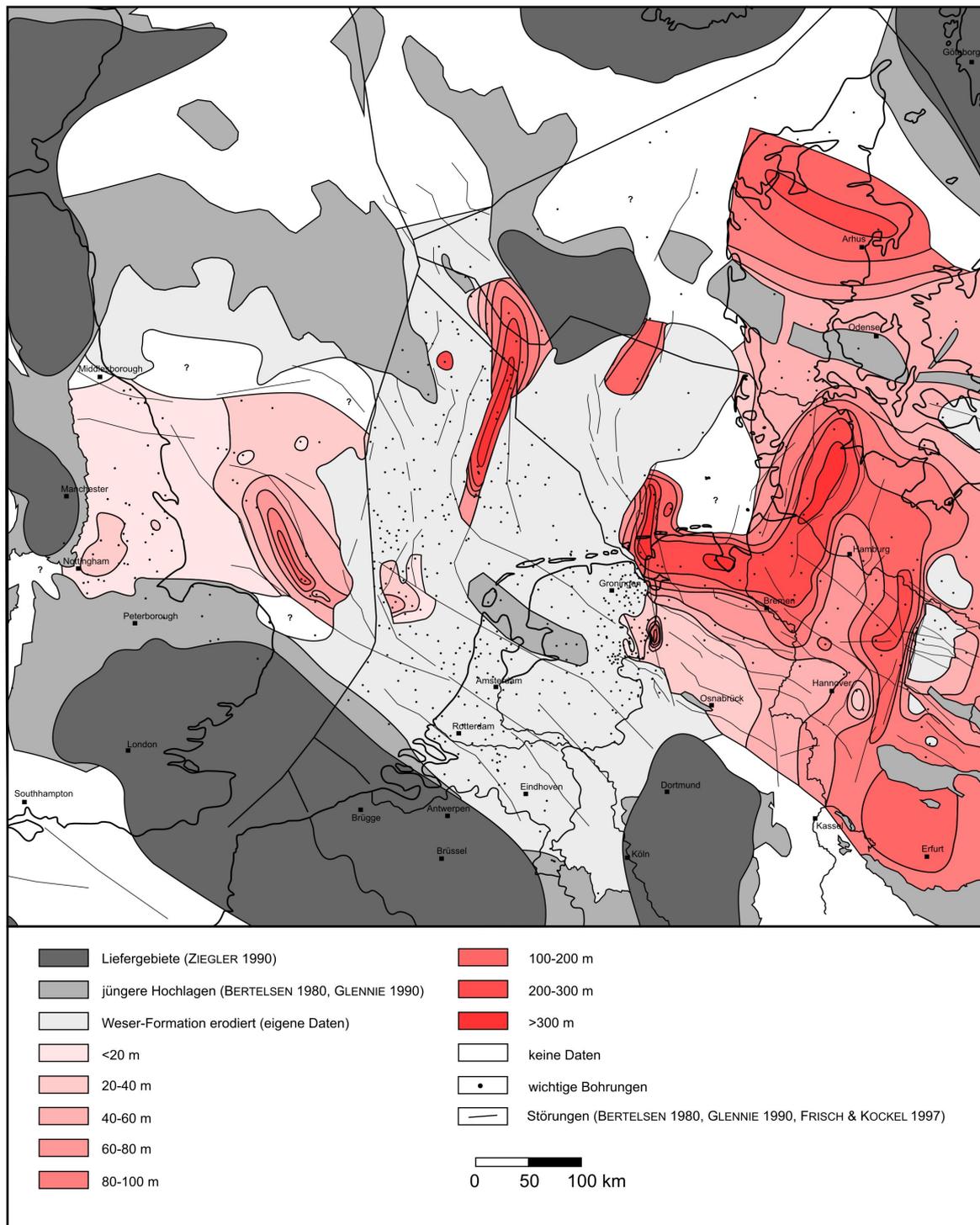


Abb. 40: Mächtigkeiten der Weser-Formation. Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1.

5.1.4.2. Lithologie und Zyklus

Die Weser-Formation wurde unter ähnlichen playa- bis sabkha-faziellen Bedingungen wie die Grabfeld-Formation gebildet. Deshalb besitzen beide Formationen hinsichtlich Lithologie und der Art der Zyklen eine große Ähnlichkeit. Lithologisch wird die Weser-Formation von klastischen Gesteinen dominiert, v. a. von evaporithaltigen, teilweise dolomitischen Ton-

steinen. Diese besitzen schwankende Siltgehalte und gehen z. T. in Siltsteine über. Sie sind zumeist ungeschichtet, teilweise brekziös, können jedoch auch eine feine Lamination besitzen. Die Farbe variiert zwischen rötlich, grau und graugrün, wobei rote Sedimentfarben dominieren. Daneben tritt häufig Gips in knolliger und lagiger Form sowie als Kluffüllung auf. Im Arbeitsgebiet dominieren die knolligen Gipse. Neben diesen sulfatischen Evaporiten tritt verbreitet Steinsalz auf, welches sich in bestimmten stratigraphischen Niveaus horizontbeständig in die Schichtenfolge einschaltet. Es ist überwiegend kristallin und grau bis rötlich gefärbt. Nach BEUTLER (1995, 2005a) lassen sich die einzelnen Salzhorizonte zu drei Steinsalzlager F, G und H zusammenfassen, die im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken korreliert werden können (Anl. 12). Nur untergeordnet kommen Kalk- und Dolomitsteine vor. Diese sind lokal fossilführend und besitzen zumeist keine Schichtgefüge.

Tonstein-Gips-Zyklen

In der Weser-Formation sind verschiedene Zyklentypen entwickelt, welche z. T. in ähnlicher Form in der Grabfeld-Formation vorkommen.

Am weitesten verbreitet sind Tonstein-Gips-Zyklen (Abb. 30). Diese werden als Bildungen eines Playasees gedeutet und wurden bereits im Kapitel 5.1.2.2. beschrieben. Die Mächtigkeiten sind vergleichbar mit den Zyklen der Grabfeld-Formation und schwanken zwischen wenigen Dezimetern und mehreren Metern.

Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen

Ein weiterer Zyklentyp, welcher bereits für die Grabfeld-Formation beschrieben wurde, ist der Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklus (Abb. 31). Er kommt zumeist in den Lehrberg-Schichten, an der Basis der Mittleren Weser-Formation vor. In der Bohrung Morsleben 52a konnten äquivalente Bildungen aller drei Lehrbergbänke nachgewiesen werden (Abb. 35). Die Mächtigkeiten dieser hier fossilfreien Dolomitbänke schwanken zwischen 20 und 70 cm. Jede Bank bildet die Basis eines Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklus, welcher dann zwischen 1,3 und 2,5 m mächtig wird und mit dolomitischen Tonsteinen abschließt, in welchen sich Gipsknollen befinden.

Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklen

Auch der Zyklentyp der Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklen wurde bereits für die Grabfeld-Formation beschrieben (Abb. 32). Die Verbreitung dieses Zyklentyps von der Unteren bis zur

Oberen Weser-Formation lässt sich nur mit Hilfe der Auswertung von geophysikalischen Logs und vorhandener Spülprobenbeschreibungen belegen.

Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklen

Ein neuer, erstmals in der Bohrung Morsleben 52a nachgewiesener Zyklentyp wird im Folgenden als Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklus bezeichnet (Abb. 41). Er kann als genetische Variante der Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklen gedeutet werden und resultiert aus der synsedimentären Lösung von Steinsalz und Gips. Die dadurch entstandenen Brekzien unterscheiden sich deutlich von Residuen, wie sie beispielsweise in den Aufschlussgebieten des Weserberglandes vorkommen. Hier erfolgte die Lösung der Evaporite hauptsächlich erst subrezent.

Der Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklus kann in zwei verschiedenen Ausbildungen vorliegen, welche in der Abb. 41 als Zyklentyp 1 und Zyklentyp 2 bezeichnet werden. Beide besitzen eine Basis aus Tonsteinen, welche unterschiedliche Farben und Dolomitgehalte aufweisen können. Darüber folgen Brekzien mit einer zumeist tonigen Matrix. In diesen befinden sich matrixgestützte Klasten von dolomitischen Tonsteinen. Zyklentyp 1 endet mit einer Brekzie, in welche sich knollige Gipse einschalten, die hinsichtlich ihrer äußeren Form denen der Tonstein-Gips-Zyklen ähneln. Im Gegensatz dazu folgt im Zyklentyp 2 zunächst eine Brekzie mit Knollengipsen, welche ein deutlich gerichtetes Gefüge besitzen, das ausgelängt ist und schräg zur Schichtung einfällt. In der Bohrung Morsleben 52a folgen beide Zyklentypen im Verband aufeinander (Abb. 41).

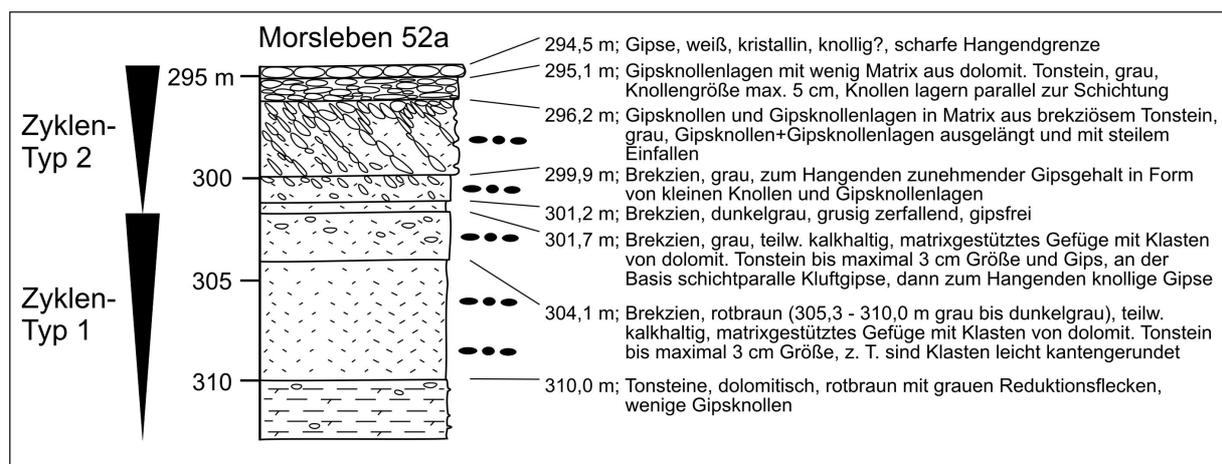


Abb. 41: Zwei Zyklentypen des Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklus in der Bohrung Morsleben 52a.

Zur oberen Grenze des Zyklentyps 2 gehen die ausgelängten Gipsknollen dann wieder in horizontal lagernde, irregulär geformte Gipsknollen ohne gerichtete Gefüge über. Die genetische Deutung dieser beiden Zyklen ist in Abb. 42 schematisch dargestellt. Der entscheidende Unterschied zwischen beiden Zyklentypen ist der Zeitpunkt der erneuten Gipsausfällung nach der Brekzierung durch die Lösung der Evaporite. Im Zyklentyp 1 beginnt die Ausfällung der Gipsknollen erst nach der vollständigen Lösung der Evaporite in konsolidierten Schichten. Die Gipsknollen sind irregulär, aber ohne Auslängung ausgebildet. Im Zyklentyp 2 wurden bereits während der Auslaugung der Evaporite (v. a. Steinsalz) sekundäre Gipsknollen gebildet, welche dann aufgrund von stetigen Bruch- und Senkungserscheinungen eine Auslängung erfuhren und ein schräg zur Schichtung orientiertes Einfallen besitzen.

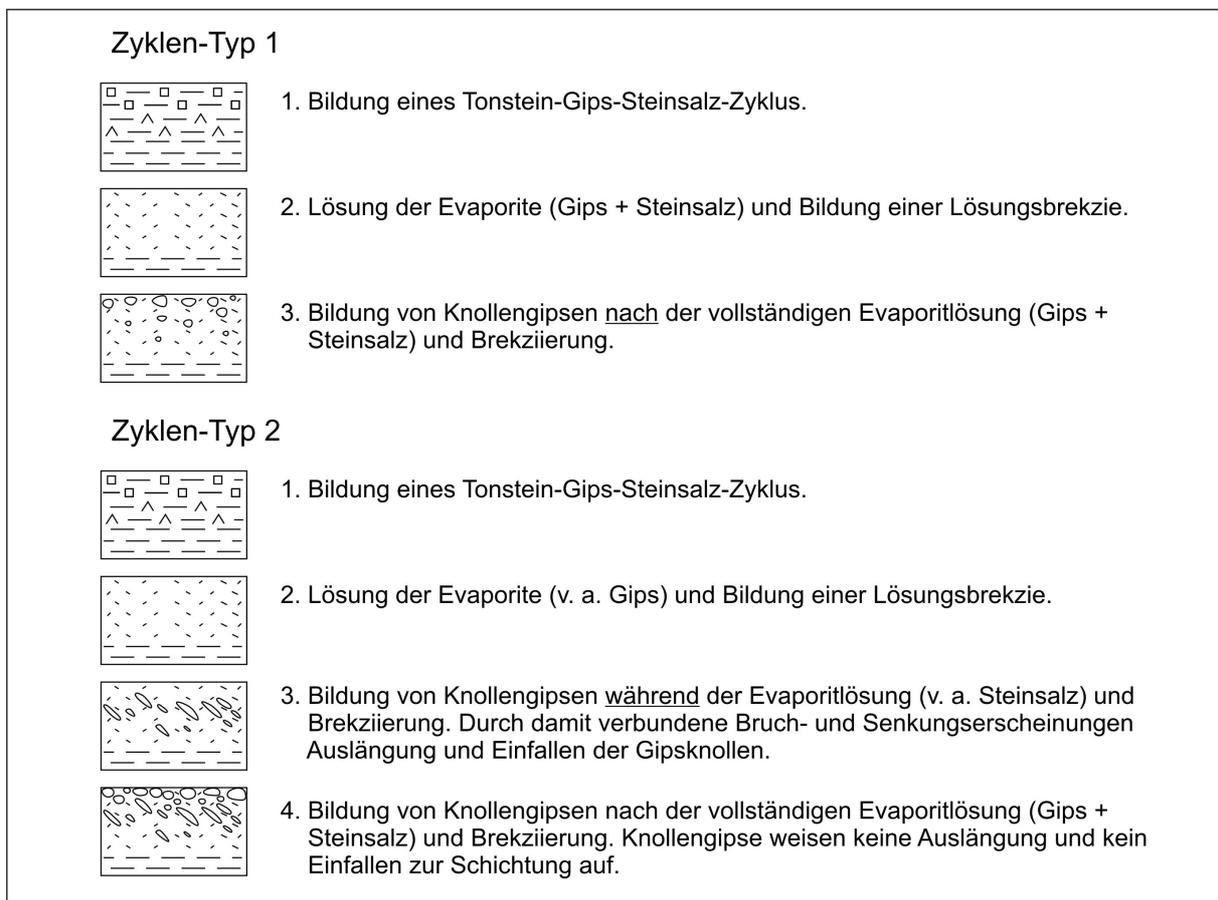


Abb. 42: Zwei Zyklentypen des Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklus und ihre genetische Deutung.

Das aufgelöste evaporitische Ausgangsmaterial bestand neben Gipsen auch aus Steinsalz. Aufgrund der Position dieses Zyklentyps in der Oberen Weser-Formation können die ehemaligen Evaporite als Teile des Heldburggipses und des Steinsalzlagers H gedeutet

werden. Diese liegen in der etwa 100 km entfernten Bohrung Unterlüß T1 als 100 m mächtige Wechsellagerung von Gips und mächtigem Steinsalz in unausgelaugtem Zustand vor.

Alle Zyklentypen der Weser-Formation sind zumeist wenige Meter, selten etwa 10 m mächtig. Diese lassen sich zu drei Zyklenbündeln zusammenfassen, welche hauptsächlich zwischen 20–30 m mächtig sind. Sie spiegeln sich in einem markanten Verlauf der geophysikalischen Logs wider und bilden die Grundlage für die Dreigliederung der Weser-Formation (Abb. 35).

5.1.4.3. Regionale Beschreibung und Korrelation

Nordwestdeutschland

Untere Weser-Formation

Der lithologische Wechsel von überwiegend gipsfreien Ton-, Silt- und Sandsteinen der Stuttgart-Formation zu playafaziell geprägten Ablagerungen der Weser-Formation ist z. T. fließend und spiegelt sich in einem Abfall der GR-Werte und einem Anstieg der SL-Werte wider. Dieser Trend lässt sich im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachweisen (Abb. 35, Anl. 4, 5, 6, 12). In zahlreichen Bohrungen und Aufschlüssen Nordwestdeutschlands lässt sich diese Grenze aufgrund eines Leithorizontes fest definieren. Dieser wurde erstmals durch KÜHL (1956, 1957) beschrieben und besteht aus brekziösen Gesteinen, welche eine überregionale Verbreitung besitzen. Dieser später als „KÜHLSCHER Brekzie“ bezeichnete Abschnitt wurde in anderen Regionen Nordwestdeutschlands u. a. durch HERRMANN (1968), DUCHROW (1968a, 1984), BECKER & LAEMMLEN (1988) und BEUTLER et. al. (1999a) nachgewiesen. Er bildet auch in der Bohrung Morsleben 52a als 0,5 m mächtige Bank die Basis der Weser-Formation (Abb. 35). Die Bank besteht aus grüngrauen, stark dolomitischen Tonmergelsteinen, in welchen sich wenige angerundete Klasten eines rotbraunen, dolomitischen Tonsteins befinden. Zum Hangenden geht die Bank in rotbraune dolomitische Tonsteine über, welche in den untersten 10 cm Klasten des grüngrauen dolomitischen Tonmergelsteins enthalten. Die Mächtigkeit der „KÜHLSCHEN Brekzie“ schwankt zwischen wenigen Dezimetern und mehreren Metern. Von der Allertalzone (Bohrung Morsleben 52a) in Richtung Weserbergland nimmt die Mächtigkeit auf 1,15 m (BEUTLER et. al. 1999a; Abb. 43, Anl. 3) bis 2 m (DUCHROW 1968a) zu. Im Osnabrücker Bergland beschrieb DUCHROW (1984) Maximalmächtigkeiten von 3 m.

Die „KÜHLSCHER Brekzie“ wird als Äquivalent des Berggipses gedeutet, welcher wiederum als Äquivalent des Beaumont-Sulfates angesehen wird (BEUTLER 2005a). Dieses wiederum bildet

die nördliche Faziesvertretung des Hauptsteinmergels (Beaumont-Dolomit) Süddeutschlands (ETZOLD & SCHWEIZER 2005, LUTZ et al.2005).

In Nordwestdeutschland folgen im Hangenden der „KÜHLSCHEN Brekzie“ überwiegend rotbraun gefärbte gipshaltige Tonsteine, welche teilweise geringe Dolomitgehalte aufweisen. Der Gips kommt in Form von Knollen vor, welche sich häufig zu Gipsknollenlagen anreichern. Der Abschluss der Unteren Weser-Formation wird durch die Basis der Lehrberg-Schichten gebildet. Die Zyklik der Unteren Weser-Formation wird in den bearbeiteten Aufschlüssen von Tonstein-Gips-Zyklen dominiert. In den becken tiefsten Bereichen treten Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklen hinzu, welche dem Steinsalzlager F (im Sinne von BEUTLER 2005a) zugeordnet werden können. In der Bohrung Morsleben 52a sind insgesamt 5 Zyklen ausgebildet, die zu einem Zyklenbündel zusammengefasst werden können (Abb. 35).

Die in Aufschlüssen ermittelten Mächtigkeiten der Unteren Weser-Formation verringern sich von 23 m in der Allertalzone (Morsleben 52a) auf 12–15 m im Weserbergland (DUCHROW 1984, BEUTLER et al. 1999a). Ein Großteil der Mächtigkeitsreduzierung ist auf die Auslaugung der evaporitischen Minerale zurückzuführen, welche im Profil Polle (Weser) lediglich als Residuen erhalten sind (Abb. 43). Im Weserbergland entspricht die Untere Weser-Formation dem Unteren Polle-Member im Sinne von BEUTLER et al. (1999a).

Mittlere Weser-Formation

Die Basis der Mittleren Weser-Formation wird durch die Lehrberg-Schichten gebildet. Diese setzen sich aus hellgrauen bis graugrünen Tonsteinen zusammen, in welche sich maximal drei Dolomitbänke einschalten. In der Allertalzone (Bohrung Morsleben 52a) wurden die Lehrberg-Schichten mit drei fossilfreien Dolomitbänken und einer Mächtigkeit von 4,8 m nachgewiesen. In nordwestlicher Richtung reduzieren sich die Anzahl und die Mächtigkeit der Dolomitbänke, wobei sich das Intervall der Lehrberg-Schichten lithologisch stets zweifelsfrei nachweisen lässt. Im Weserbergland und Osnabrücker Bergland korrelieren die Lehrbergbänke mit dem Isenberg-Horizont (DUCHROW 1968a, 1984, SEEGIS 1997). Dieser bildet die Basis des „Lehrberg-Gliedes“ (Abb. 43, Anl. 3), welches mit den Lehrberg-Schichten korreliert. Dieses besitzt in dieser Region Mächtigkeiten zwischen 3–4,7 m (DUCHROW 1984; Anl. 3).

Über den Lehrberg-Schichten folgen zumeist rotbraune gipshaltige Tonsteine mit variablen Dolomitgehalten. In diese sind in verschiedene Niveaus unterschiedlich mächtige Gipsknollenlagen eingeschaltet. Den Abschluss der Mittleren Weser-Formation bildet eine markante Gipsknollenlage, welche in der Bohrung Morsleben 52a 3 m mächtig wird

(Abb. 35). Die einzelnen Knollen sind dabei größer als der Durchmesser des Bohrkerns (10 cm), weshalb nur aufgrund der unregelmäßigen Ober- und Unterkante der sonst homogen und grobkristallin ausgebildeten Gipslage auf Knollengipse geschlossen werden kann. Unter den in den Aufschlüssen nachgewiesenen Zyklentypen dominieren Tonstein-Gips-Zyklen. Lediglich untergeordnet treten auch Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen sowie Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklen auf. Während die Bedeutung der Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen generell nach Nordwesten abnimmt, sind die Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklen auf becken tiefste Bereiche beschränkt und können dem Steinsalzlager G (im Sinne von BEUTLER 2005a) zugeordnet werden. In der Bohrung Morsleben 52a können in der Mittleren Weser-Formation 7 Zyklen ausgehalten werden, die sich zu einem Zyklenbündel zusammenfassen lassen (Abb. 35).

Die Mächtigkeit der Mittleren Weser-Formation nimmt von der Allertalzone (Bohrung Morsleben 52a) in Richtung Weserbergland von knapp 22 auf 7–15 m ab (DUCHROW 1984, BEUTLER et al. 1999a), wobei der größte Teil der Mächtigkeitsreduktion auf die Auslaugung von Evaporiten zurückzuführen ist. Die Mittlere Weser-Formation korreliert mit dem Oberen Polle-Member und untersten Rischenau-Member im Sinne von BEUTLER et al. (1999a) (Abb. 43). Die Grenzziehung erfolgt hier aufgrund markanter Gipsresiduallagen, welche als Äquivalent der mehrere Meter mächtigen Gipslage in der Bohrung Morsleben 52a angesehen werden und sowohl im Aufschluss Polle als auch Köllergrund nachgewiesen wurden (Abb. 43, 44, 45).

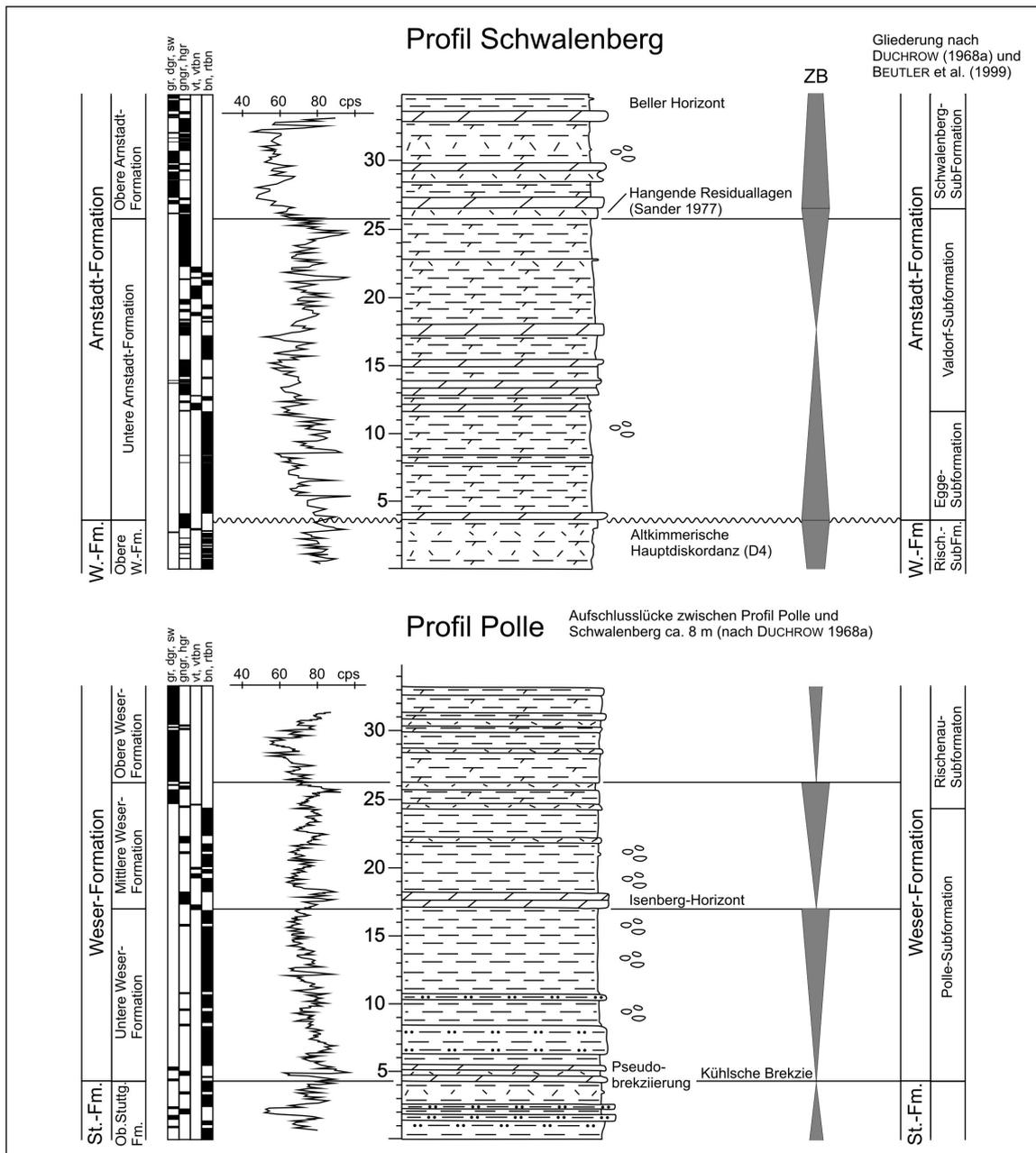


Abb. 43: Lithologisches Profil von der Oberen Stuttgart- bis zur Oberen Arnstadt-Formation im Weserbergland mit Lokalgliederung nach DUCHROW (1968a) und BEUTLER et al. (1999a). Das Profil Polle wurde nach BEUTLER et al. (1999a) umgezeichnet. Die Aufnahme des Profils Schwalenberg erfolgte zusammen mit G. H. Bachmann, M. Franz und N. Hauschke.

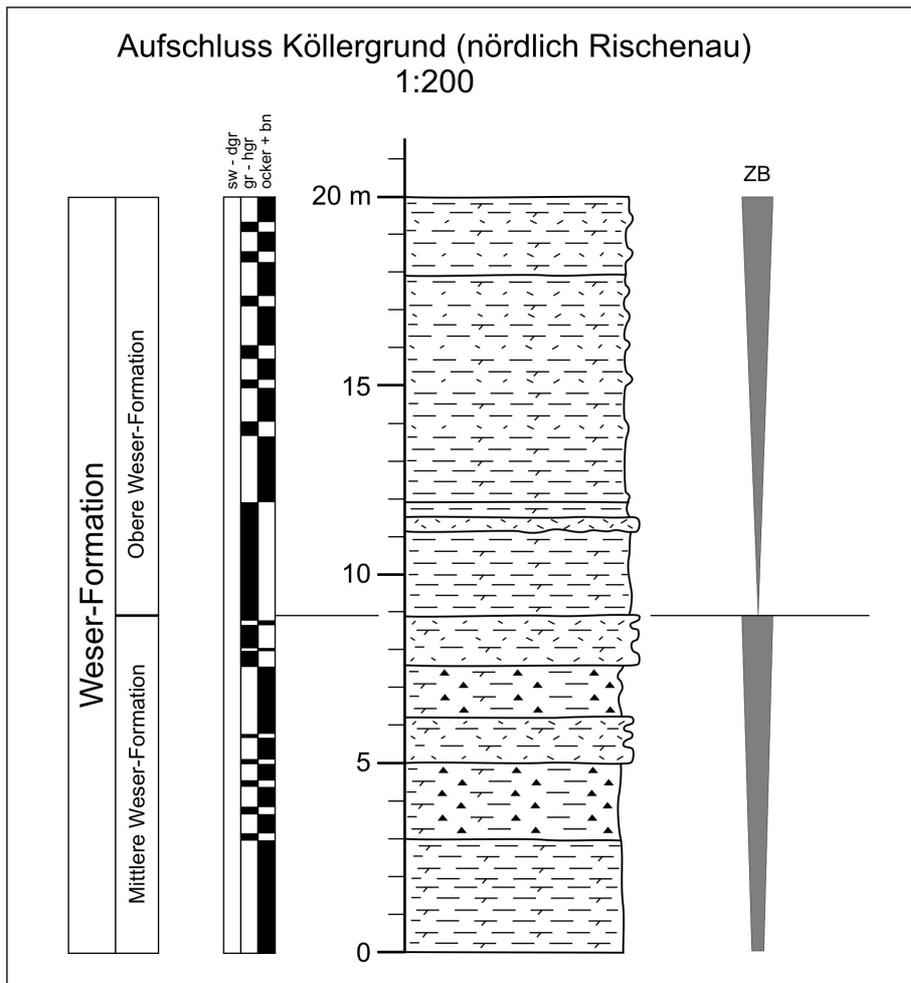


Abb. 44: Grenze Mittlere/Obere Weser-Formation im Aufschluss Köllergrund (Weserbergland).

Obere Weser-Formation

Die Obere Weser-Formation beginnt über der markanten Gipslage, die die Mittlere Weser-Formation abschließt, mit zumeist rotbraunen gipshaltigen Tonsteinen. Wenige Meter ober- oder unterhalb der Basis erfolgt dabei ein Farbumschlag zu grauen und dunkelgrauen Farben (Abb. 35, 43, 44). Darüber schalten sich teilweise Gipsknollenlagen ein. Charakteristisch für die gesamte Obere Weser-Formation ist der hohe Anteil an evaporitischen Bildungen, v. a. Gips. In der Bohrung Morsleben 52a geht mit dem Farbumschlag ein Wechsel von Tonstein-Gips-Zyklen zu Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklen einher. Erst im oberen Teil der Oberen Weser-Formation treten wieder Tonstein-Gips-Zyklen mit mächtigen Gipslagen auf, die den Heldburg-Gips charakterisieren (Abb. 35). Dieser bildet sowohl in Aufschlüssen als auch in geophysikalischen Logs einen überregional gut korrelierbaren Leithorizont.

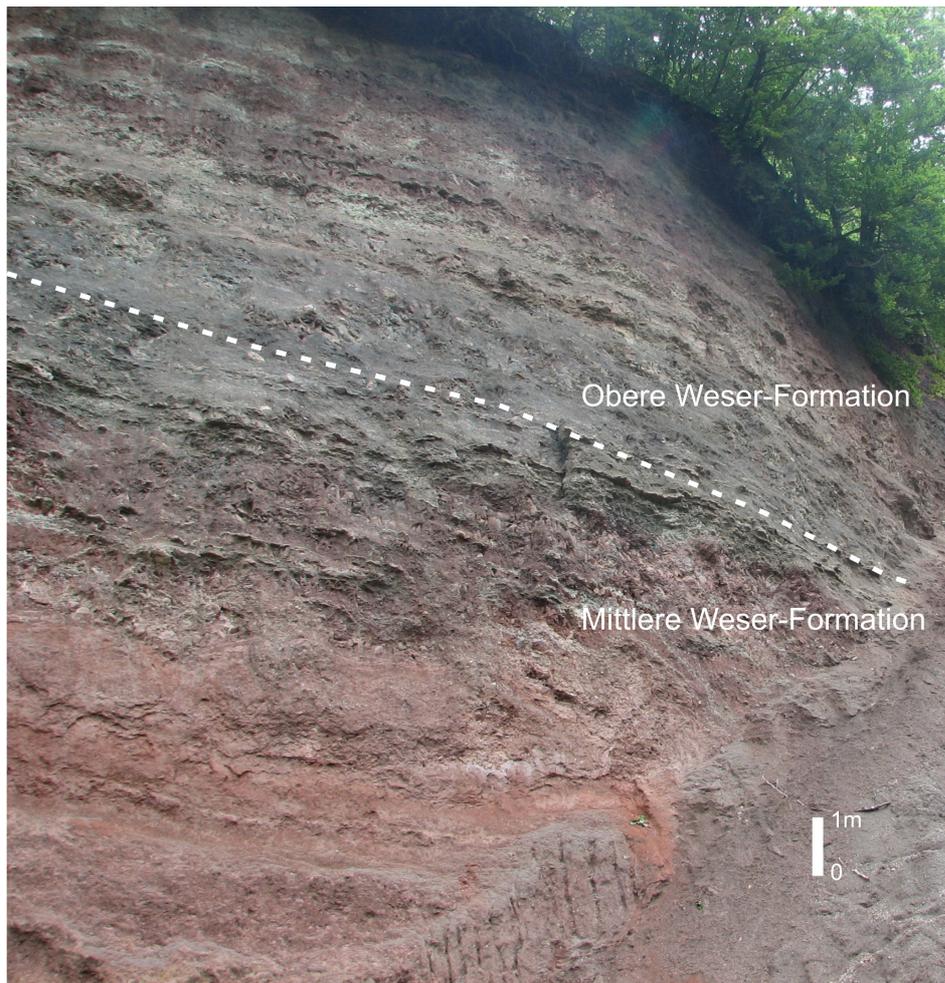


Abb. 45: Aufschluss Köllergrund (Weserbergland) mit Grenze Mittlere/Obere Weser-Formation. Die Grenzziehung erfolgt oberhalb der markanten Residuallagen.

Das Intervall des Heldburg-Gipses ist als Stapelung von Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklen und Tonstein-Gips-Zyklen ausgebildet, wobei das jeweilige Endglied der Gipsknollenlagen sehr mächtig werden kann, in der Bohrung Morsleben 52a bis zu 2 m. Der bis zu mehrere 10er Meter mächtige Heldburg-Gips wird als Anzeiger einer langen Sedimentationsunterbrechung bzw. kondensierten Sedimentation angesehen, als deren Folge sich dieser mächtige Paläoboden vom Typ Aridisol (NITSCH 2005e) gebildet hat.

Unter den in den Aufschlüssen nachgewiesenen Zyklentypen dominieren Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklen, Tonstein-Gips-Zyklen und Tonstein-Gips-Steinsalz-Zyklen. Letztere lassen sich dem Steinsalzlager H (im Sinne von BEUTLER 2005a) zuordnen. In der Bohrung Morsleben 52a können in der Oberen Weser-Formation 6 Zyklen ausgehalten werden, die sich einem Zyklenbündel zuordnen lassen (Abb. 35).

Die Mächtigkeit der Oberen Weser-Formation beträgt in der Bohrung Morsleben 52a 33 m und nimmt in Richtung Weserbergland auf 15–19 m ab (DUCHROW 1984). Hier werden die

Profile überwiegend von grusigen Residuen aufgebaut (Abb. 43, Anl. 3), wobei ein Großteil der Mächtigkeitsunterschiede durch Gipslösung hervorgerufen wird. Die Obere Weser-Formation korreliert mit dem Großteil des Rischenau-Members im Sinne von BEUTLER et al. (1999a; Abb. 43, Anl. 3).

Südliches Dänemark

Im südlichen Dänemark werden Äquivalente der Weser-Formation durch das Red Keuper Evaporite-Member im Sinne von MICHELSEN & CLAUSEN (2002) gebildet. Dieses wird zum Liegenden und Hangenden durch zwei markante geophysikalische Leithorizonte begrenzt, welche jeweils niedrige GR- und hohe SL-Werte besitzen und als Gipslagen gedeutet werden (MICHELSEN & CLAUSEN 2002). Der dazwischen liegende Teil des Red Keuper Evaporite-Members besteht aus rotbraunen Tonsteinen mit variablen Gipsanteilen. Vereinzelt schalten sich bereits sandige Lagen in die Schichtenfolge ein, welche zur stärker randfaziell geprägten Ausbildung der Weser-Formation in Nord-Dänemark überleiten. Besonders nahe der Obergrenze des Red Keuper Evaporite-Members treten häufig markante Gipslagen auf, welche sich auch in geophysikalischen Logs widerspiegeln. Diese Häufung von Gipslagen direkt unterhalb der Obergrenze wird als Äquivalent des Heldburg-Gipses gedeutet (Anl. 5). Die Mächtigkeiten des Red Keuper Evaporite-Members südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs schwanken zwischen 40 m (Bohrung Tønder 1) und 57 m (Bohrung Kværns 1).

Niederlande

Äquivalente der Weser-Formation in den Niederlanden werden durch das Red Keuper Evaporite-Member gebildet. Dieses besitzt jedoch aufgrund von jüngeren Abtragungsvorgängen nur eine eingeschränkte Verbreitung entlang der Ostflanke der Niederlande-Schwelle, im niederländischen Zentral-Graben und im Broad Forsteens-Becken (Abb. 40). Das Red Keuper Evaporite-Member besteht aus rotbraunen gipshaltigen Ton- und Siltsteinen, welche drei markante Gipslagen führen. In Richtung der keuperzeitlichen Depozentren gehen diese in Steinsalzlagen über (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a). Die teilweise mehr als 10 m mächtigen Gipslagen im obersten Bereich des Red Keuper Evaporite-Members werden als Äquivalent des nordwestdeutschen Heldburg-Gipses gedeutet (Anl. 4, 12). Auch für die Weser-Formation lassen sich Mächtigkeitsreduktionen entlang der Ostflanke der Niederlande-Schwelle nachweisen (Abb. 40, Anl. 4). Die Mächtigkeit nimmt von etwa 50 m im Weserbergland in Richtung östliche Niederlande auf unter 20 m ab. Größere Mächtigkeiten werden erst wieder westlich der Niederlande-Schwelle mit maximal 55 m im

Broad Forteens-Becken (P 2-2) und >300 m im Niederländischen Zentral-Graben (F 9-3) erreicht, wobei v. a. in den mächtigen Profilen des Niederländischen Zentral-Grabens mächtige Steinsalzlager eingeschaltet sind. Diese korrelieren mit den nordwestdeutschen Salzlager (Abb. 79, Anl. 12). Das Steinsalzlager H ist meist mächtiger und weiter verbreitet als die Salzlager F und G und ist durch weniger Tonsteineinschaltungen wesentlich kompakter ausgebildet. Dies spiegelt sich in geophysikalischen Logs wider, in welchem das Steinsalzlager H zumeist als markantes, homogenes Salinar ausgebildet ist (Anl. 12). Die maximalen Mächtigkeiten der Salzlager schwanken zwischen 35 m (Steinsalzlager F; Bohrung F 17-1), 10 m (Steinsalzlager G; Bohrung F 17-2) und 105 m (Steinsalzlager H; F 9-3).

Englische Nordsee

Im westlich anschließenden englischen Offshoregebiet werden Äquivalente der Weser-Formation durch untere Teile der Triton-Formation vertreten, welche den obersten Teil des basalen, unbenannten Members und den unteren Bereich des Keuper Anhydrite-Members umfassen. Die Basis der Weser-Formation ist durch das Einsetzen einer zunehmenden Gipsführung in der Triton-Formation definiert, was sich in niedrigeren GR- und höheren SL-Werten widerspiegelt. Das daran anschließende Keuper Anhydrite-Member setzt sich aus rotbraunen und roten Tonsteinen und Mudstones zusammen, welche gegenüber den liegenden und hangenden Abschnitten der Triton-Formation einen deutlich erhöhten Anhydritgehalt aufweisen (JOHNSON et al. 1994). Es besitzt in geophysikalischen Logs einen markanten Kurvenverlauf mit niedrigen GR- und hohen SL-Werten (Abb. 11, 46). Neben den Anhydritlagen tritt im unteren Teil des Keuper Anhydrite-Members Steinsalz auf, welches regional auf das südliche Sole Pit-Becken beschränkt ist und dort nur in der Bohrung 49-26-1 nachgewiesen werden konnte. Es kann mit den nordwestdeutschen Steinsalzlager F und H korreliert werden und wird jeweils 23 m mächtig (Anl. 12). Die Obergrenze des Äquivalents der Weser-Formation im englischen Offshoregebiet wird an die Basis eines markanten Horizontes mit höheren GR- und niedrigeren SL-Werten im mittleren Drittel des Keuper Anhydrite-Members gelegt. Dieser Abschnitt wird lithologisch als Intervall von Tonsteinen und Mudstones gedeutet, welche einen deutlich geringeren Gipsanteil aufweisen und gehört bereits zum hangenden Äquivalent der Arnstadt-Formation. Damit wird die Basis dieses gipsarmen Intervalls als Diskordanz D4 gedeutet. Der untere Abschnitt des Keuper Anhydrite-Members entspricht damit dem Heldburg-Gips (Abb. 46). Die lithologische Untersetzung dieser Korrelation erfolgt anhand von Bohrungen in Ostengland und wird im

folgenden Kapitel beschrieben. Der markante Kurvenverlauf des Keuper Anhydrite-Members kann im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachgewiesen werden (Anl. 6, 8) und bildet eine wichtige Korrelationshilfe.

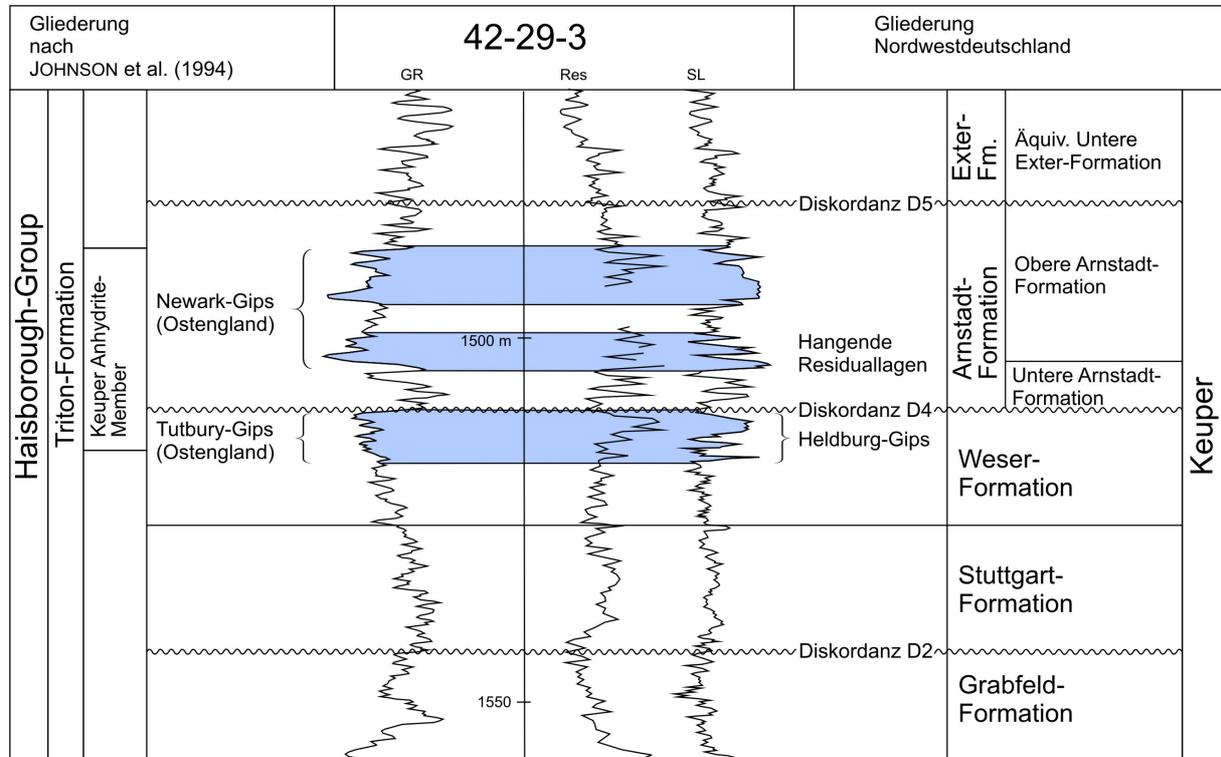


Abb. 46: Korrelation des Keuper Anhydrite-Members in der Bohrung 42-29-3 mit der nordwestdeutschen lithostratigraphischen Gliederung.

Die Mächtigkeit des Äquivalents der Weser-Formation im englischen Offshoregebiet beträgt durchschnittlich 20–40 m, unterliegt jedoch starken Schwankungen zwischen 13 m (Bohrung 43-26-7) und 106 m (Bohrung 49-26-1). Die geringe Mächtigkeit wird als Folge einer lokalen Erosion an der Basis der Diskordanz D4 gedeutet, wodurch die höchsten Abschnitte der Äquivalente der Weser-Formation fehlen. Die große Mächtigkeit der Äquivalente der Weser-Formation im südlichen Sole Pit-Becken (Bohrung 49-26-1) resultiert zum größten Teil aus der zusätzlichen Einschaltung von Steinsalzlagern.

Ostengland

Östlich des Dowsing-Störungssystems nehmen die Mächtigkeiten der Äquivalente der Weser-Formation auf unter 20 m ab (Abb. 40). Diese werden im anschließenden Ostengland durch den unteren Teil der Cropwell Bishop-Formation gebildet. Die Cropwell Bishop-Formation beginnt über dem Hollygate Sandstone-Member und reicht bis an die Basis der Blue Anchor-

Formation (BERRIDGE et al. 1999). Lithologisch wird die Cropwell Bishop-Formation von rötlichen Mudstones und Siltsteinen aufgebaut, in welche drei markante, teilweise regional verfolgbare Leithorizonte eingeschaltet sind. Diese werden in der Region Nottingham vom Liegenden zum Hangenden als Windmill Hill-Sandstone, Tutbury-Gips und Newark-Gips bezeichnet (ELLIOTT 1961, TAYLOR 1968). Besonders die beiden Gipshorizonte sind für die überregionale Korrelation mit dem englischen Offshoregebiet und mit Nordwestdeutschland von Bedeutung. Die Mächtigkeit des Tutbury-Gipses beträgt in Ostengland maximal 4 m, die des Newark-Gipses bis zu 20 m (CARNEY et al. 2004, HOUNSLOW & RUFFELL 2006). Die folgenden Ergebnisse stützen sich auf die Bearbeitung der Bohrungen Asfordby Hydrological und Cropwell Bridge 1 sowie der Aufschlüsse Kilvington und Bantycoc (bei Nottingham). Beide Gipslager bestehen aus knolligen Gipsen, besitzen jedoch unterschiedliche Gefüge und Texturen. Der Tutbury-Gips setzt sich aus Gipsknollenlagen zusammen, in welchen die einzelnen Gipsknollen maximal 5 cm groß werden. Die Gipsknollen und Gipsknollenlagen befinden sich in einer Matrix von rötlichen Mudstones, welche aufgrund zahlreicher parallel und diagonal zur Schichtung verlaufender geringmächtiger Gipsknollenlagen und Faser-gipsklüfte ein maschenartiges Gefüge aufweisen (Abb. 47, 63, 64). Im Gegensatz dazu besteht der Newark-Gips aus größeren alabasterartigen Gipsknollen von bis zu 50 cm Durchmesser. Diese lagern mit scharfer Abgrenzung in rötlichen, gipsfreien Mudstones und sind durch mehr oder weniger schichtparallele Fasergipslagen miteinander verbunden. Das für die Mudstones des Tutbury-Gipses charakteristische maschenartige Gefüge fehlt hier (Abb. 47, 48). Ähnliche Beobachtungen publizierte RICHARDSON (1921). Neben diesen unterschiedlichen lithologischen Merkmalen unterscheiden sich die Mudstones der beiden Gipslager hinsichtlich ihrer Tonmineralogie. Die Tonmineralassoziation der Mudstones im Niveau des Tutbury-Gipses besteht nach CARNEY et al. (2004) überwiegend aus Illit, neben welchem auch Chlorit und Corrensit vorkommen (Abb. 49). Im Gegensatz dazu fehlt Corrensit in den Mudstones des Newark-Gipses, welche ausschließlich aus Illit und Chlorit bestehen völlig. Einen ähnlichen Trend beschrieben JEANS et al. (2004) und betonten, dass die Tonmineralassoziation im Wesentlichen von den damals vorherrschenden physikochemischen Ablagerungsbedingungen abhängig ist.



Abb. 47: Tutbury-Gips (linkes Foto, bei 31,5 m) und Newark-Gips (rechtes Foto, bei 9,0 m) in der Bohrung Cropwell Bridge 1 (weißer Maßstab rechts oben entspricht jeweils 1 cm).



Abb. 48: Knolliger Newark-Gips mit mehr oder weniger schichtparallelen Fasergipslagen in rötlichen Mudstones im Aufschluss Kilvington.

Corrensit gilt als Anzeiger für ein salinares Ablagerungsmilieu (u. a. SALGER 1985), woraus folgt, dass der Tutbury- und Newark-Gips in faziell unterschiedlichen Ablagerungsräumen gebildet wurden. Ähnliche Beobachtungen beschrieb SALGER (1985) in der Forschungsbohrung Obernsees (Nordbayern), wo Corrensit in Äquivalenten der Weser-Formation vorkommt, in Äquivalenten der Arnstadt-Formation jedoch fehlt. TAYLOR (1983) kam hinsichtlich der Salinität des Ablagerungsraumes für die östlichen Midlands und Zentral-England aufgrund von Isotopenuntersuchungen an Sulfaten und Karbonaten zu ähnlichen Aussagen. Er deutete den Großteil des Tutbury-Gipses als Resultat mariner Lösungen, wogegen sich der Newark-Gips aus kontinentalen Lösungen ableitete. Diese Ergebnisse wurden später u. a. durch WRIGHT & SANDLER (1994) teilweise relativiert, wonach sich die magnesiumreichen Tonminerale und das maschenartige Gefüge auch ohne marine Beeinflussung frühdiagenetisch durch salinare Grundwässer gebildet haben können.

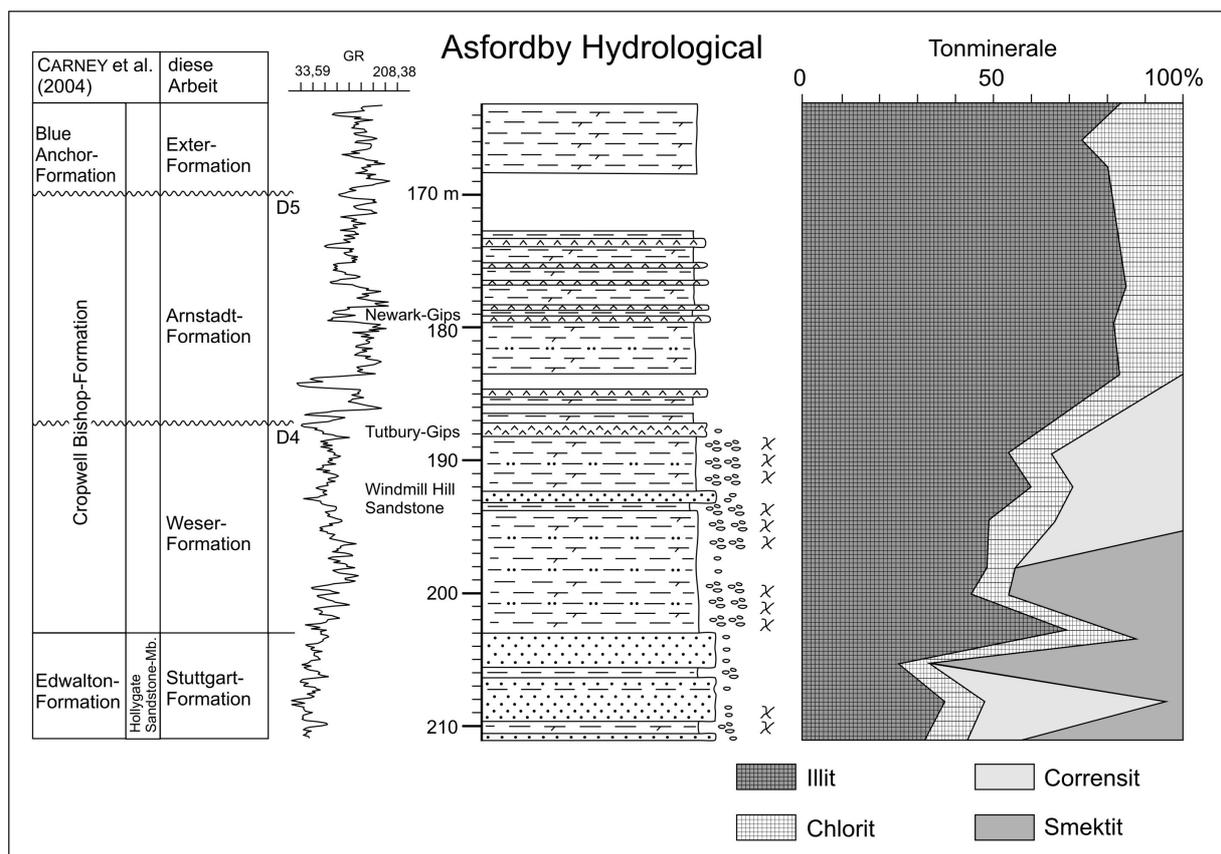


Abb. 49: Tonmineralogie der Bohrung Asfordby Hydrological (nach CARNEY et al. 2004).

Unabhängig von der Frage nach der marinen Beeinflussung bleibt jedoch der sprunghafte Wechsel in den Sedimentationsgefügen, der Tonmineralassoziation und den daraus abgeleiteten Salinitäten im Ablagerungsraum zwischen dem Tutbury- und Newark-Gips. Da ein ähnlicher Wechsel von salinar geprägter zu limnischer Sedimentation auch im nordwest-

deutschen Teil des Zentraleuropäischen Beckens auftritt (u. a. WILL 1969), lässt sich anhand der lithologischen und geochemischen Kriterien die Grenze zwischen Weser- und Arnstadt-Formation mit der Oberkante des Tutbury-Gipses korrelieren. Damit bildet der Tutbury-Gips Ostenglands das Äquivalent des nordwestdeutschen Heldburg-Gipses. Diese Korrelation lässt sich auch aufgrund geophysikalischer Logs eindeutig verifizieren. Der für das englische Offshoregebiet beschriebene charakteristische Kurvenverlauf des Keuper Anhydrite-Members (Abb. 46) mit einem mittleren, gipsarmen Bereich lässt sich in geringerer Mächtigkeit auch in den geophysikalischen Logs der bearbeiteten Bohrungen wieder finden (Abb. 63, 64, Anl. 8). Dadurch lässt sich, wie bereits von HOUNSLOW & RUFFELL (2006) vermutet, das gesamte Keuper Anhydrite-Member der englischen Nordsee mit dem Tutbury- und Newark-Gips des englischen Festlandes korrelieren.

Die Äquivalente der Weser-Formation in Ostengland entsprechen somit dem Abschnitt zwischen der Oberkante des Hollygate Sandstone-Members und der Oberkante des Tutbury-Gipses (Abb. 26). Dieser Abschnitt wurde bereits durch TAYLOR (1983) innerhalb der Trend-Formation als eigenständiges Member, als Fauld-Member bezeichnet. Dem Fauld-Member folgt das Hawton-Member mit dem Newark-Gips. Die Mächtigkeiten der Äquivalente der Weser-Formation im englischen Onshoregebiet schwanken zwischen 12 m (Bohrung Fulbeck 1) und 22 m (Bohrung Whisby 1). Diese Äquivalente werden überwiegend von rot gefärbten, gipsführenden Mudstones aufgebaut, welche das charakteristische maschenartige Gefüge besitzen (Abb. 50, 63, 64). Teilweise gehen die Mudstones in Siltsteine über. In den bearbeiteten Profilen schaltet sich etwa 10 m unterhalb der Oberkante des Äquivalents der Weser-Formation ein markanter sandreicher Horizont ein. Dieser wird als Windmill Hill-Sandstone bezeichnet, besitzt aber nur eine lokale Verbreitung. Lithologisch wird dieser Abschnitt von hellgrauen bis grüngrauen Sandsteinen niedriger Maturität dominiert. Hauptgemengteile sind neben Quarz v. a. Feldspat. Die Sandsteine besitzen keine erkennbaren Schichtgefüge und führen zahlreiche maximal 5 cm große Gipsknollen, die durch Fasergipslagen miteinander verbunden sind und zum Hangenden häufiger werden (Abb. 50.). In den über dem Windmill Hill-Sandstone folgenden Mudstones nimmt die Gipsführung deutlich zu und kulminiert im Tutbury-Gips. Dieser setzt sich aus einer Wechsellagerung von markanten Gipsknollenlagen mit gipsreichen Mudstones zusammen und bildet einen 2 m (Bohrung Asfordby Hydrological) bzw. 3,5 m (Bohrung Cropwell Bridge 1) mächtigen Horizont, welcher deutlich durch niedrige GR- und hohe SL-Werte hervortritt (Anl. 8).

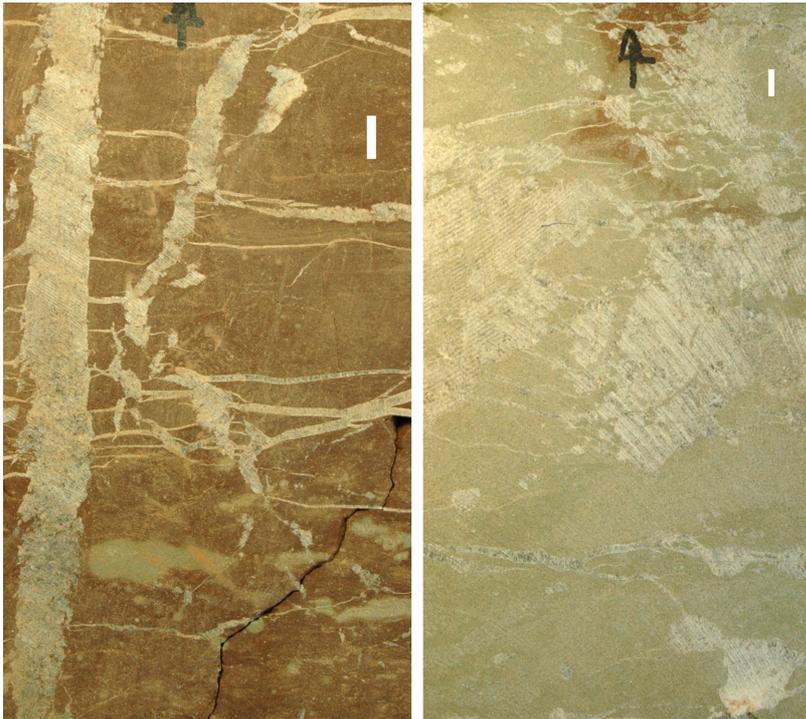


Abb. 50: Links: Gipsknollen und Fasergipslagen im Äquivalent der Weser-Formation (Cropwell Bishop-Formation) der Bohrung Cropwell Bridge 1 (23,80 m); rechts: Gipsknollen im Windmill Hill Sandstone (Cropwell Bishop-Formation) der Bohrung Cropwell Bridge 1 (21,20 m). Maßstab jeweils 1 cm.

Die Zyklik im Äquivalent der Weser-Formation ist nur undeutlich ausgebildet. Es kann als Teil eines Großzyklus aufgefasst werden, in dem die Gipsführung und damit auch der Grad der pedogenen Beeinflussung zum Hangenden zunimmt. Eine weitere Untergliederung in Zyklenbündel und Zyklen ist jedoch aufgrund der relativ monotonen Lithologie und der scheinbar willkürlichen Einschaltungen von Gipsen weder in der Bohrung Cropwell Bridge 1 noch in der Bohrung Asfordby Hydrological möglich.

Nord-Dänemark (nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Die Weser-Formation im nördlichen Dänemark wird durch den oberen Teil des O_{2.2}-Members, das O_{2.3}-Member und die unteren Abschnitte des O₃-Members repräsentiert. Lithologisch setzt sich dieser Abschnitt aus grauen und rotbraunen gipsführenden Tonsteinen zusammen, in welche sich im zentralen Teil des Dänischen Beckens Steinsalzlager einschalten (BERTELSEN 1980). Der zunehmende Gipsanteil vom Äquivalent der Stuttgart-Formation zum Äquivalent der Weser-Formation bedingt deutlich geringere GR- und höhere SL-Werte, wodurch die Weser-Formation ohne Zweifel bis nach Nord-Dänemark korreliert werden kann (Anl. 5). Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Weser-Formation schwanken in

diesem Gebiet zwischen 41 m (Bohrung Slagelse 1) und 263 m (Bohrung Rønne 1), wobei besonders in den mächtigeren Profilen bedeutende Steinsalzlager entwickelt sind. Diese lassen sich jedoch nicht zweifelsfrei einem der nordwestdeutschen Steinsalzlager (F–G) zuordnen.

5.1.5. Arnstadt-Formation

5.1.5.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung

Die Arnstadt-Formation (Steinmergelkeuper) folgt auf die Weser-Formation und reicht bis an die Basis der Exter-Formation (BEUTLER 2005a). Sie beginnt über der Dachfläche des Heldburg-Gipses, die mit der Diskordanz D4 (Altkimmerische Hauptdiskordanz) zusammenfällt. An dieser vollzieht sich ein deutlicher lithologischer Wechsel von gipsreichen Tonsteinen und Gipsen zu den typischen dolomitischen Tonsteinen und Tonmergelsteinen der Arnstadt-Formation, welche zumindest an der Basis stets gipsfrei sind. Dieser deutliche Wechsel spiegelt sich in einem markanten Verlauf der geophysikalischen Logs, mit abrupt ansteigenden GR- und abfallenden SL-Werten, wider (Abb. 51, 59, Anl. 6, 10, 12). Die Grenze zwischen der Arnstadt- und Exter-Formation wird durch das Einsetzen sandigen Materials und das Auftreten von Pflanzenhäcksel markiert (Abb. 52). Eine weitere Untergliederung der Arnstadt-Formation ist möglich. In Thüringen wird die Arnstadt-Formation (Steinmergelkeuper) aufgrund der Farbe traditionell in einen Unteren Bunten, Mittleren Grauen und Oberen Bunten Steinmergelkeuper gegliedert (u. a. NAUMANN 1910, SCHRÖDER 1955, DOCKTER 2003). Da diese Gliederung aber bereits im Weserbergland und in der Niederrheinischen Bucht (Bohrung Bürvenich 1, Abb. 72) nicht mehr nachvollzogen werden kann, ist sie für eine Korrelation im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken ungeeignet. Der Dreiteilung aufgrund der Farbe steht eine Untergliederung mit Hilfe von Leithorizonten gegenüber, wie sie von DUCHROW (1968a, b, 1984) in Nordwestdeutschland entwickelt wurde (Anl. 3). BEUTLER (1995) übertrug diese Gliederung in abgewandelter Form auf geophysikalische Logs von Tiefbohrungen und wies die Korrelationsfähigkeit von vier Subformationen (Abb. 3) im gesamten Norddeutschen Raum nach, was u. a. durch BARNASCH et al. (2005b) zum Teil bestätigt werden konnte. Nach eigenen Untersuchungen erscheint für eine Korrelation im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken eine Zweiteilung in eine Untere und Obere Arnstadt-Formation geeignet. Diese beruht auf lithologischen Kriterien, insbesondere auf unterschiedlichen Anteilen an Karbonaten und Sulfaten und damit einhergehenden Wechseln in der Art der Zyklik. Eine Zweiteilung der Arnstadt-Formation lässt sich im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken

nachweisen und kann folgendermaßen auf die von BEUTLER (1995, 2005a) definierten Subformationen übertragen werden (Abb. 59):

- Untere Arnstadt-Formation: Egge- und Großteil der Valdorf-Subformation (ohne Hangende Residuallagen nach SANDER 1977)
- Obere Arnstadt-Formation: Oberste Valdorf-Subformation (Hangende Residuallagen nach SANDER 1977), Schwalenberg-Subformation.

Die Arnstadt-Formation besitzt stark schwankende Mächtigkeiten zwischen mehreren 10er Metern und mehr als 500 m (Bohrung Sande Z1, 510 m). Abb. 53 belegt den bereits bei den älteren Formationen des Keupers beschriebenen Einfluss der Strukturelemente innerhalb des Beckens auf die Mächtigkeitsentwicklung.

In Richtung auf die Beckenränder nimmt die Mächtigkeit der Arnstadt-Formation deutlich ab, wogegen Mächtigkeitsmaxima von mehr als 150 m in Gräben, v. a. dem Glückstadt- und Ems-Graben und in Becken, z. B. dem Sole Pit-Becken und dem Dänischen Becken, auftreten. Auffällig ist der bereits für die Weser-Formation beschriebene Einfluss des Allertal-Lineaments auf die Mächtigkeitsverteilung, wo die nördlich des Lineaments gelegenen Gebiete eine deutlich größere Mächtigkeit aufweisen (Abb. 53).

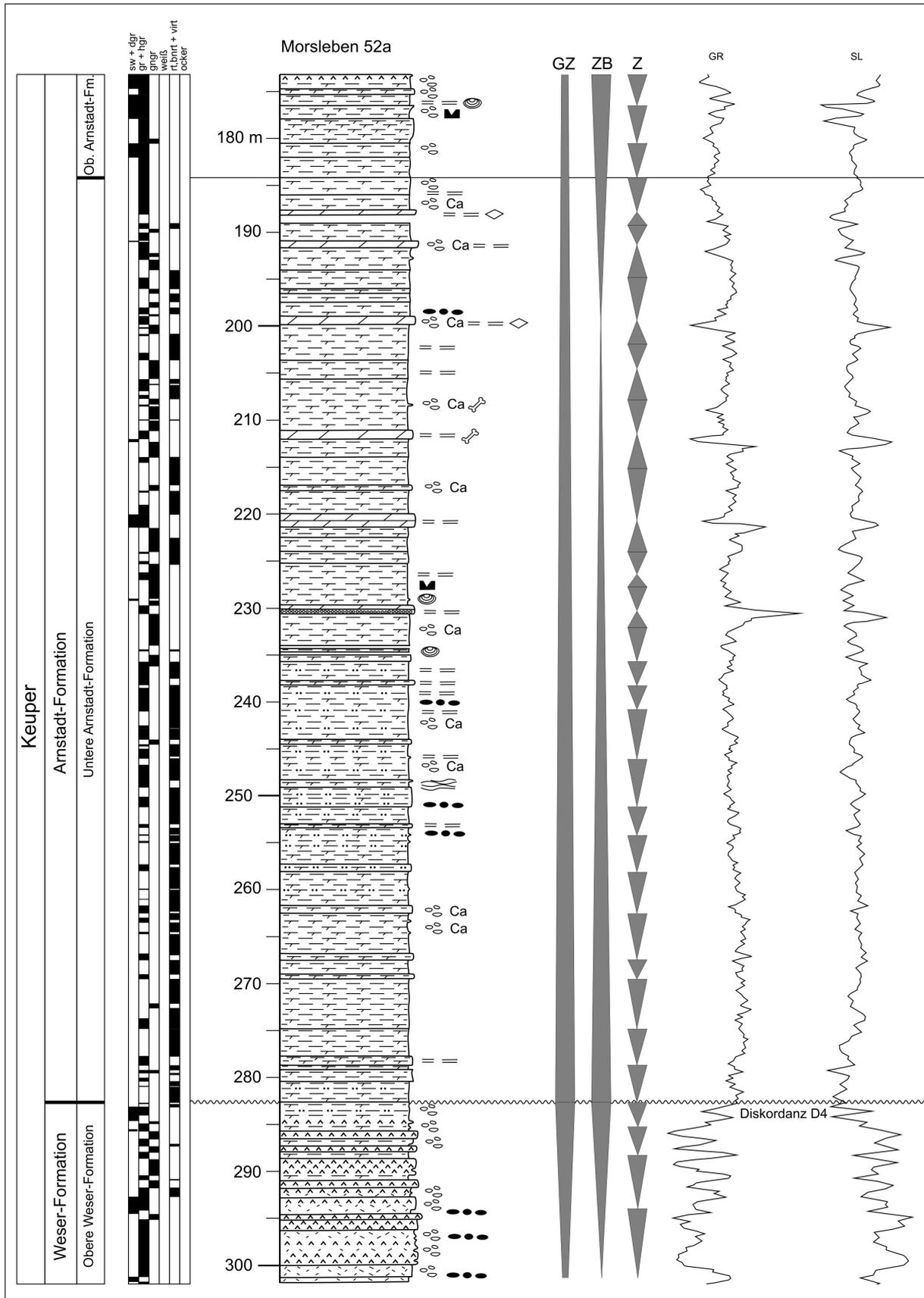


Abb. 51: Untere Arnstadt-Formation in der Bohrung Morsleben 52a.

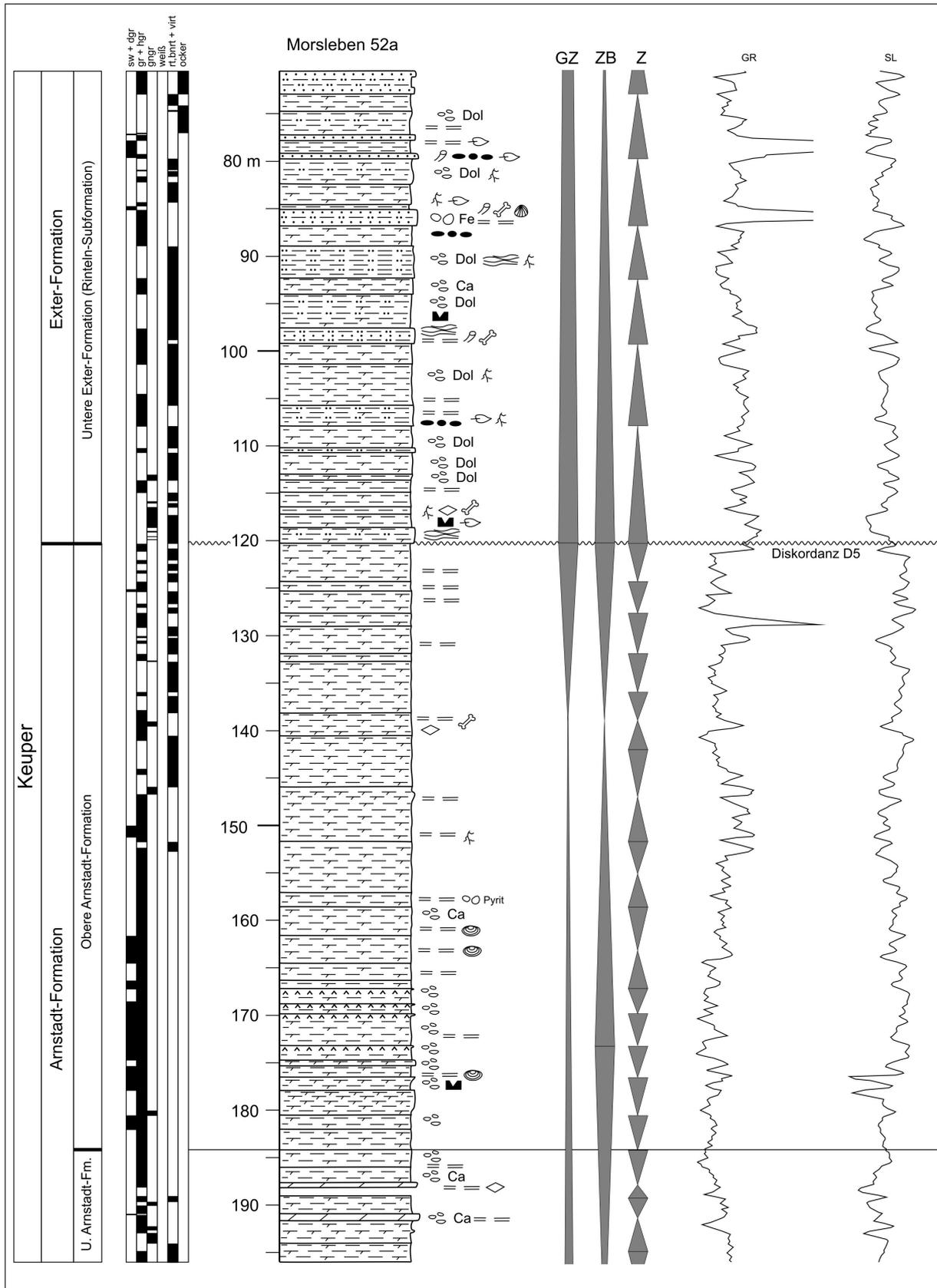


Abb. 52: Obere Arnstadt-Formation in der Bohrung Morsleben 52a.

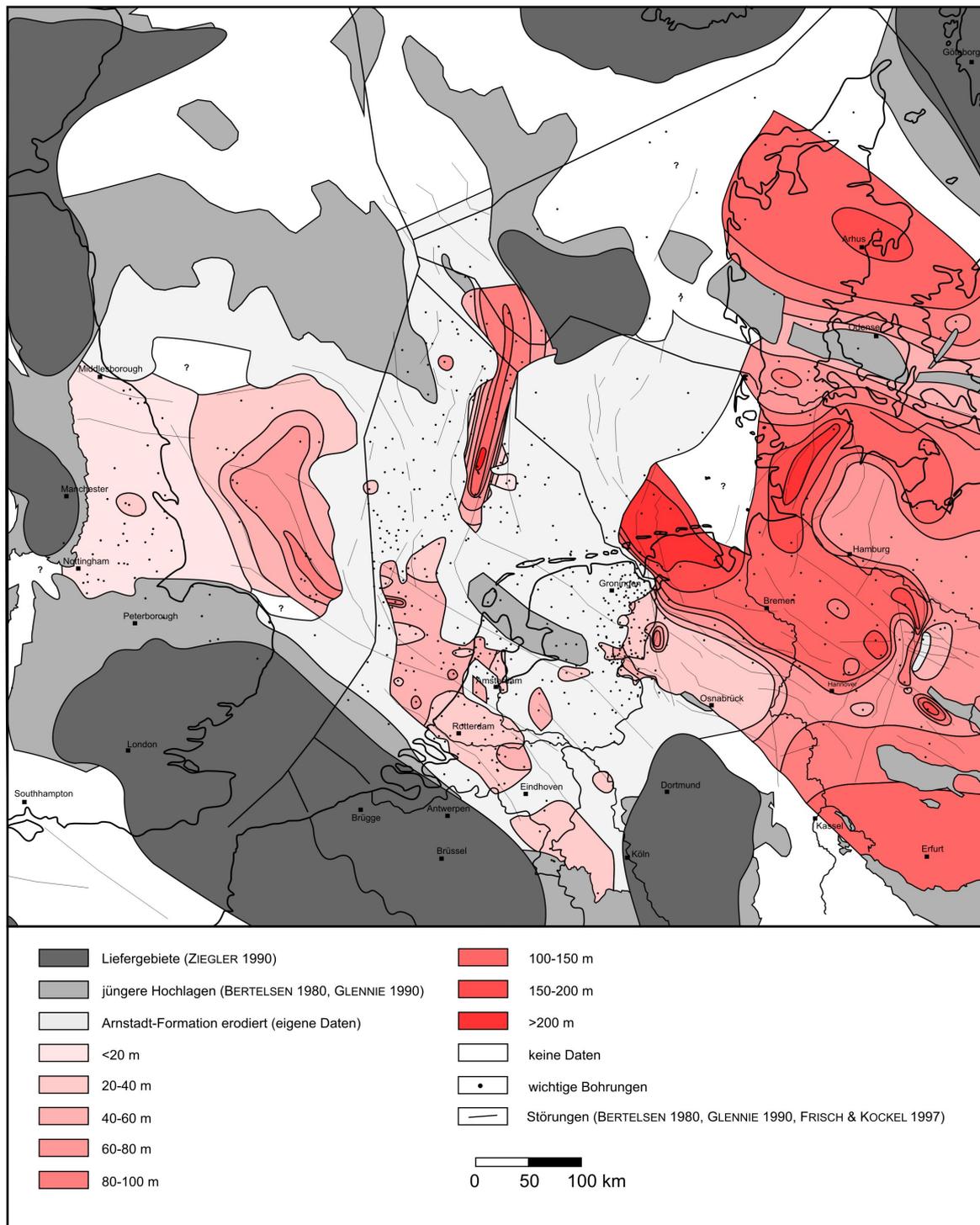


Abb. 53: Mächtigkeiten der Arnstadt-Formation. Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1.

5.1.5.2. Lithologie und Zyklus

Die Gesteine der Arnstadt-Formation wurden überwiegend unter playafaziellen Bedingungen gebildet. Dabei lässt sich besonders in der Oberen Arnstadt-Formation ein südöstliches und östliches Gebiet mit einer Dolomit-Playa von einem nordwestlich daran anschließenden Gebiet mit einer Gips-Playa unterscheiden. Die Sedimente der Dolomit-Playa bestehen

überwiegend aus dolomitischen Tonsteinen, welche zumeist ungeschichtet sind, teilweise aber auch eine feine Lamination aufweisen können. Die Tonsteine weisen variable Siltgehalte auf und gehen untergeordnet in Siltsteine über, welche ebenfalls einen geringen Dolomitgehalt besitzen können. Neben diesen klastischen Gesteinen treten verbreitet Bänke von Dolomit-, Kalk- und Dolomitmergelsteinen auf, welche sich in Aufschlüssen und Bohrkernen durch ihre größere Härte bzw. Verwitterungsresistenz deutlich hervorheben. Sulfate kommen im Gebiet der Dolomit-Playa nur sehr untergeordnet vor und werden dort durch knollige Gipse repräsentiert. Die Arnstadt-Formation führt oft Fossilien, insbesondere Vertebratenreste, Fischschuppen und Conchostraken.

Die Sedimente der Gips-Playa werden ebenfalls hauptsächlich von dolomitischen Tonsteinen dominiert, die größtenteils ungeschichtet sind. Teilweise gehen diese in Ton-Silt-Mischgesteine über, welche im englischen Teil des Arbeitsgebietes als Mudstones bezeichnet werden. Ein wesentlicher Unterschied zu dem Gebiet der Dolomit-Playa ist die verstärkte Gipsführung, welche v. a. in der Oberen Arnstadt-Formation auftritt. Es handelt sich hauptsächlich um knolligen Gips, der z. T. in Gipslagen übergeht. Die Gipsführung setzt im südwestlichen Thüringer Becken im Raum Ifta mit vereinzelt Gipsknollen ein (KELLNER 1997) und nimmt von dort aus in nordwestlicher Richtung stetig zu. Bereits im Weserbergland sind Gipse, die dort in Form von Residuen überliefert sind, mit einem beträchtlichen Anteil am Profilaufbau beteiligt (Abb. 43, Anl. 3). Dieser nimmt in Richtung auf das englischen Offshoregebiet weiter zu und kulminiert dort in der Bildung des Newark-Gipses.

Dolomit-Tonstein-Zyklen

Die Gesteine der Arnstadt-Formation können verschiedenen Zyklentypen zugeordnet werden. Besonders in der Dolomit-Playa ist ein zwischen mehreren Dezimetern und wenigen Metern mächtiger, asymmetrischer pedogener Zyklus entwickelt, der als Dolomit-Tonstein-Zyklus bezeichnet werden soll (Abb. 54). Er ist v. a. in der Unteren Arnstadt-Formation Nordwestdeutschlands verbreitet und besitzt eine nach oben zunehmende pedogene Beeinflussung. Die Dolomite der Basis, die teilweise durch Siltsteine vertreten werden sind zumeist grau und besitzen häufig eine Parallelschichtung. An der Basis ist v. a. bei den Siltsteinen häufig eine Aufarbeitungslage mit kleinen Geröllen, die aus dem unmittelbaren Liegenden stammen, ausgebildet. Damit ist eine Entstehung unter Wasserbedeckung belegt. Darauf folgen mit zumeist deutlicher Grenze dolomitische Tonsteine, die teilweise geringe Siltgehalte besitzen. Zur Obergrenze des Zyklus nimmt der Grad der pedogenen Beeinflussung stetig zu, was

durch einen Farbwechsel zu rot bis violettrot und die zunehmende Führung von Calcitknollen belegt werden kann. Gleichzeitig kommt es durch pedogene Harnischbildung häufig zu einer Pseudobrekziierung. Vor allem im unteren Teil des Zyklus treten Conchostraken auf. Die Oberkante des Zyklus ist zumeist scharf ausgebildet. Darüber folgen erneut graue Dolomite bzw. Siltsteine des folgenden Zyklus.

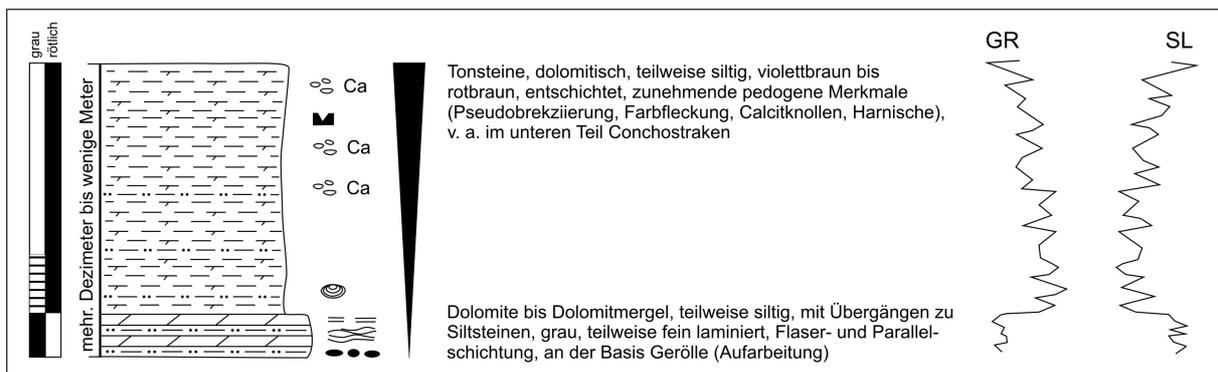


Abb. 54: Idealer Dolomit-Tonstein-Zyklus in der Arnstadt-Formation mit schematischem Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs.

Die Entstehung dieser pedogen beeinflussten Dolomit-Tonstein-Zyklen wurde u. a. durch REINHARDT & RICKEN (2000) als Resultat der vorherrschenden Monsunzirkulation und von saisonalen Klimaschwankungen gedeutet. Die feinschichtigen und siltigen basalen Bildungen wurden als Ablagerung distaler Schichtfluten interpretiert. Diese führten lokal zur Bildung von perennierenden Playaseen, in welchen sich die Dolomite und Dolomitmergel bildeten (REINHARDT & RICKEN 2000). Die darauf folgende trockene Phase führte zur Bildung charakteristischer pedogener Sedimentgefüge, wie Trockenrisse, Farbfleckung und Harnische. Durch diese Gefügemerkmale lassen sich diese Bildungen im höheren Teil der Zyklen Vertisolen im Sinne von NITSCH (2005e) zuordnen, welche unter wechselfeuchten Bedingungen entstanden sind.

Tonstein-Dolomit-Tonstein-Zyklen

Ein weiterer, v. a. im mittleren und oberen Teil der Unteren Arnstadt-Formation und im mittleren Teil der Oberen Arnstadt-Formation verbreiteter symmetrischer Zyklentyp, wird im Folgenden als Tonstein-Dolomit-Tonstein-Zyklus bezeichnet (Abb. 51, 52, 55). Dieser beginnt mit dolomitischen Tonsteinen, welche zumeist rot- bis violettbraun gefärbt sind und deutliche Anzeichen einer pedogenen Überprägung, wie Farbfleckung und Gipsknollen, aufweisen. Die Färbung der dolomitischen Tonsteine wechselt zum Hangenden hin zu grauen

und graugrünen Farben, womit teilweise eine feine Lamination einhergeht. Den Mittelteil eines symmetrischen Zyklus bildet eine Karbonatbank, die meist als Dolomit- oder Dolomitmergelstein ausgebildet ist und teilweise eine feine Lamination besitzt. Lokal, so im Ostteil des Arbeitsgebietes (Bohrung Morsleben 52a), ist die Karbonatbank als oolithischer Kalkstein ausgebildet. Die Karbonate enthalten Bonebeds und vereinzelt Ganoidschuppen, was zusammen mit einer gut ausgebildeten Feinlamination Hinweis auf eine subaquatische Genese gibt. In der Bohrung Morsleben 52a konnten in einer Dolomitbank bei einer Teufe von 208,4 m Teile einer Rippe festgestellt werden, die einem Amphibium zugeordnet werden können (LUCAS, mdl. Mitt.). Teilweise werden in diesen Bänken auch Stromatolithe beschrieben (ARP et al. 2005). Über den Karbonaten folgen erneut grüngraue bis graue dolomitische Tonsteine, welche an der Basis zum Teil eine Aufarbeitungslage besitzen und zum Hangenden zunehmend rotbunt gefärbt sind, was mit einer stärkeren pedogenen Beeinflussung einhergeht. Diese rotbunten dolomitischen Tonsteine enthalten neben Gipsknollen auch Trockenrisse, wodurch eine subaerische Exposition angezeigt wird.

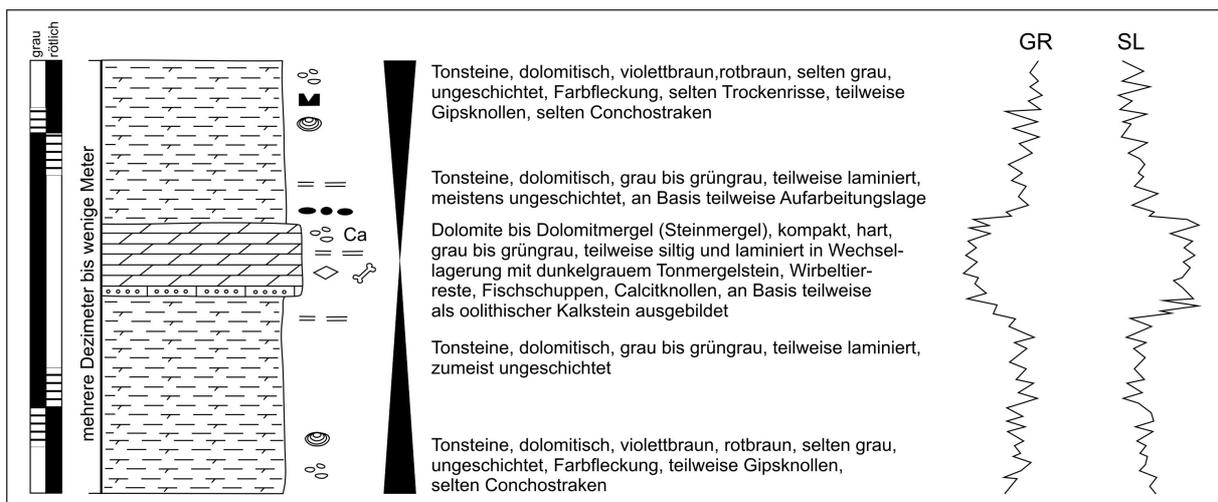


Abb. 55: Idealer Tonstein-Dolomit-Tonstein-Zyklus in der Arnstadt-Formation mit schematischem Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs.

Die Entstehung dieses Tonstein-Dolomit-Tonstein-Zyklus lässt sich durch schwankende Wasserspiegelstände in einem perennierenden See deuten, wie sie auch für den Dolomit-Tonstein-Zyklus angenommen werden. Ein wesentlicher Unterschied ist die Zyklensymmetrie. Bei den Dolomit-Tonstein-Zyklen folgen über der Dolomitbank abrupt rötliche, pedogen beeinflusste Ablagerungen, wogegen sich bei den Tonstein-Dolomit-Tonstein-Zyklen eine allmähliche Austrocknung einstellt. Ähnliche Zyklentypen in gleicher stratigraphischer Position beschrieben REINHARDT & RICKEN (2000) und ARP et al. (2005).

REINHARDT & RICKEN (2000) sahen eine Abhängigkeit der symmetrischen oder asymmetrischen Zyklen von der Position innerhalb des Playasystems. Asymmetrische Zyklen bilden sich danach eher am Playarand, wogegen das Zentrum der Playa durch symmetrische Zyklen gekennzeichnet ist. Da die symmetrischen Zyklen besonders im mittleren und oberen Teil der Unteren und im mittleren Teil der Oberen Arnstadt-Formation vorkommen, kann daraus gefolgert werden, dass die Playa in diesem Bereich ihre größte Ausdehnung erreicht hatte und es zur Bildung von perennierenden Seen kam.

Tonstein-Dolocrete-Zyklen

Besonders im oberen Teil der Oberen Arnstadt-Formation sind asymmetrische Zyklen entwickelt, die im Folgenden als Tonstein-Dolocrete-Zyklen bezeichnet werden (Abb. 56). Diese werden zwischen einigen Dezimetern und mehreren Metern mächtig und beginnen an der Basis mit rötlichen dolomitischen Tonsteinen, welche zum Teil eine Parallelschichtung besitzen können. Zum Hangenden dieser Zyklen nehmen die pedogene Beeinflussung und der Dolomitgehalt deutlich zu. Die dolomitischen Tonsteine sind zunehmend ungeschichtet, besitzen eine Farbfleckung, Trockenrisse und Harnische. Zusätzlich enthalten sie Calcit- und Dolomitknollen. Den Abschluss eines Tonstein-Dolocrete-Zyklus bildet eine bis zu mehrere Dezimeter mächtige graue harte Dolocrete-Bank, welche überwiegend als knolliger Dolomit oder Dolomitmergel ausgebildet ist und sich häufig ohne scharfe Grenze aus den dolomitischen Tonsteinen entwickelt. Die Oberkante der Dolocrete-Bank ist hingegen scharf ausgebildet. Durch seine charakteristische Ausbildung mit zunehmender pedogener Beeinflussung und einer karbonatischen Kruste als Zyklusabschluss können die Tonstein-Dolocrete-Zyklen als Aridisole im Sinne von NITSCH (2005e) interpretiert werden.

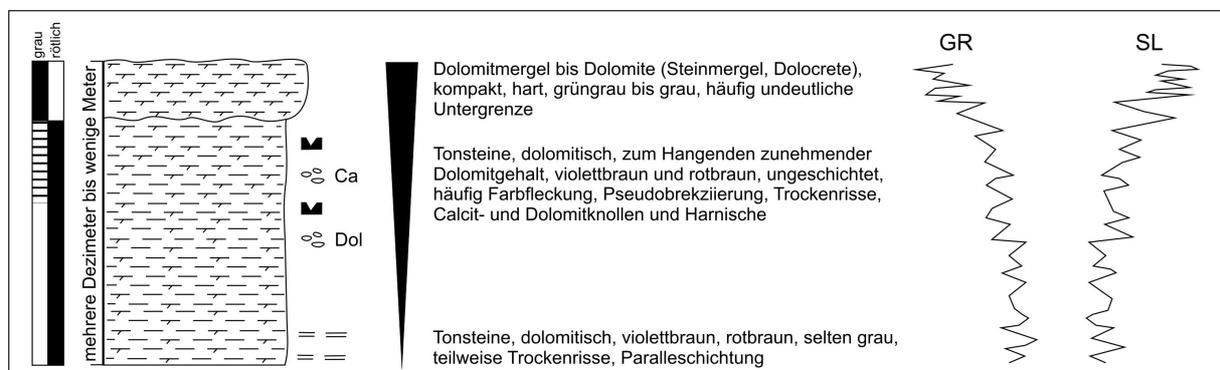


Abb. 56: Idealer Tonstein-Dolocrete-Zyklus in der Arnstadt-Formation mit schematischem Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs.

Tonstein-Gips-Zyklen

Die asymmetrischen Tonstein-Gips-Zyklen kommen v. a. im unteren Teil der Oberen Arnstadt-Formation vor und entsprechen dem gleichnamigen Zyklentyp, welcher bereits für die Grabfeld- und Weser-Formation beschrieben wurde (Kapitel 5.1.2.2., Abb. 30). In Oberflächennähe liegen die Gipse in ausgelaugter Form als Residuen vor, weshalb die Tonstein-Gips-Zyklen in diesem Fall als Tonstein-Residuen-Zyklen ausgebildet sind.

5.1.5.3. Regionale Beschreibung und Korrelation

Nordwestdeutschland

Untere Arnstadt-Formation

Die Untere Arnstadt-Formation reicht von der Oberkante der Weser-Formation bis an die Basis markanter sulfatischer Bildungen, welche auch in geophysikalischen Logs einen gut korrelierbaren Leithorizont bilden (Abb. 43, 51, 59, Anl. 6, 7, 11, 13). An dieser Grenze erfolgt ein auffälliger Zyklenwechsel von symmetrischen Tonstein-Dolomit-Tonstein-Zyklen zu asymmetrischen Tonstein-Gips-Zyklen (Abb. 51), welcher überregional verfolgbar ist. Die Sulfate sind in den Aufschlussgebieten in Form von Residuen ausgebildet und werden im Weserbergland als „Hangende Residuallagen“ (SANDER 1977) bezeichnet. Lithologisch setzt sich die Untere Arnstadt-Formation überwiegend aus monotonen dolomitischen Tonsteinen zusammen, die besonders im unteren Teil einen höheren Siltanteil besitzen (Abb. 51, 72). Die Farbe der dolomitischen Tonsteine ist überwiegend rot- bis violettbraun, wobei besonders zum Hangenden hin eine zunehmende Graufärbung festzustellen ist. Damit verbunden schalten sich v. a. im mittleren Teil der Unteren Arnstadt-Formation Dolomit- und Dolomitmergelsteinbänke ein, die zum Hangenden wieder seltener werden (Abb. 51). Unter den Zyklen dominieren in der Bohrung Morsleben 52a im unteren Teil asymmetrische Dolomit-Tonstein-Zyklen, welche zum Hangenden in symmetrische Tonstein-Dolomit-Tonstein-Zyklen übergehen. Insgesamt lassen sich 21 dieser Zyklen aushalten, welche Teile eines symmetrischen Zyklenbündels bilden (Abb. 51). Das symmetrische Zyklenbündel umfasst die gesamte Untere Arnstadt-Formation und den unteren Teil der Oberen Arnstadt-Formation und zeigt eine zunächst zunehmende Wasserbedeckung im Ablagerungsraum aufgrund zunehmender Niederschläge und Einträge aus dem Hinterland an. Diese führten zur Bildung von Schichtfluten und ließen lokal perennierende Playaseen entstehen, welche zu einer verstärkten Ausbildung von Dolomiten und Dolomitmergeln führten. Die Fläche der maximalen Wasserbedeckung wird in der Bohrung Morsleben durch eine Karbonatbank bei 198,9 m angezeigt, welche zahlreiche Fischschuppen führt und eine feine Lamination

aufweist (Abb. 51). Zum Hangenden der Unteren Arnstadt-Formation nahm die Wasserbedeckung wieder deutlich ab, so dass die Playa trocken fiel. Dies führte zur Entstehung von Trockenrissen und Sulfaten in der folgenden Oberen Arnstadt-Formation. Dieser Trend lässt sich auch im Weserbergland nachweisen (Abb. 43).

Die Mächtigkeiten der Unteren Arnstadt-Formation schwanken in Nordwestdeutschland zwischen wenigen Metern (Bohrung Bürvenich, 6 m) und mehr als 100 m (Bohrung Sande Z1, 345 m), wobei eine Abhängigkeit zwischen der vollständigen Ausbildung der Unteren Arnstadt-Formation und der paläogeographischen Position besteht. So zeigt die Untere Arnstadt-Formation in der Bohrung Morsleben 52a eine ungewöhnlich große Mächtigkeit (108 m), was auf die Lage innerhalb der Allertalzone zurückzuführen ist. Im Vergleich mit Logs von benachbarten Bohrungen mit ähnlicher Gesamtmächtigkeit der Arnstadt-Formation ist gerade der untere, rötliche und steinmergelfreie Teil (Egge-Subformation sensu BEUTLER 2005a) ungewöhnlich mächtig ausgebildet (Abb. 57). SEELING & KELLNER (2002) beschränkten das Vorkommen dieses unteren Teils der Arnstadt-Formation auf Grabenzonen. Diese Aussage kann durch eigene Ergebnisse nur teilweise gestützt werden, da dieser Abschnitt auch außerhalb von Gräben in Gebieten mit hohen Subsidenzraten vorkommt, wie es zum Beispiel in der Bohrung Sande Z1 deutlich belegt werden kann.

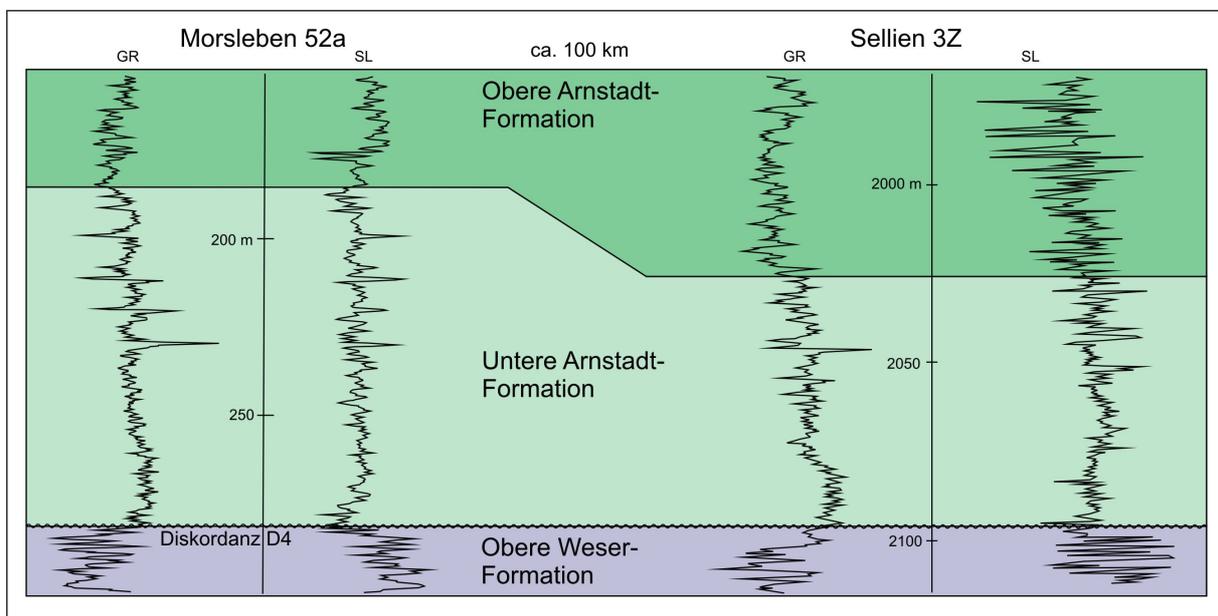


Abb. 57: Profil Morsleben 52a – Sellien 3Z mit Mächtigkeitsunterschieden der Unteren Arnstadt-Formation.

Durch den Vergleich mit der beckenzentral, südlich von Bremen, gelegenen Bohrung Barrien 2T zeigt sich, dass bei einer Maßstabsspreizung des Profils Bürvenich 1 um 500 % eine gute Korrelation der geophysikalischen Logs beider Bohrungen möglich ist (Abb. 58). Die Bohrung Bürvenich zeigt also, trotz der deutlich kondensierten Sedimentation, innerhalb der einzelnen Formationen eine vergleichbare Abfolge mit ähnlichem lithologischen Charakter. Die kondensierte Sedimentation ist Folge der beckenrandnahen Position. Der Profilabschnitt von der Oberen Grabfeld-Formation bis zum Heldburg-Gips (Weser-Formation) fehlt jedoch in der Bohrung Bürvenich 1 aufgrund der Abtragung unterhalb der Diskordanz D4 (Abb. 58, 79). Über der Diskordanz D4 setzt die Untere Arnstadt-Formation als Folge der Anlagerung (siehe Kapitel 5.2.) erst mit höheren Teilen ein, welche bereits Residuen führen. Aufgrund dieser Residuen wurde dieser Abschnitt durch KNAPP (2000, 2005) fälschlicherweise in die Grabfeld-Formation gestellt, was durch die Korrelation mit der Bohrung Barrien 2T widerlegt werden kann (Abb. 58).

Die geophysikalischen Logs der Unteren Arnstadt-Formation sind gegenüber der Oberen Arnstadt-Formation durch generell höhere GR- und niedrigere SL-Werte und einen regelmäßigeren Kurvenverlauf gekennzeichnet (Abb. 43, 59, 63, 64). Dieser Trend lässt sich bis in das Sole Pit-Becken und das sich westlich anschließende Ostengland verfolgen. Die Dolomit- und Dolomitmergelsteinbänke im mittleren und höheren Teil der Unteren Arnstadt-Formation lassen sich deutlich aufgrund niedriger GR- und SL-Werte identifizieren (Abb. 43, 51, 52, 58, 59, Anl. 6, 13).

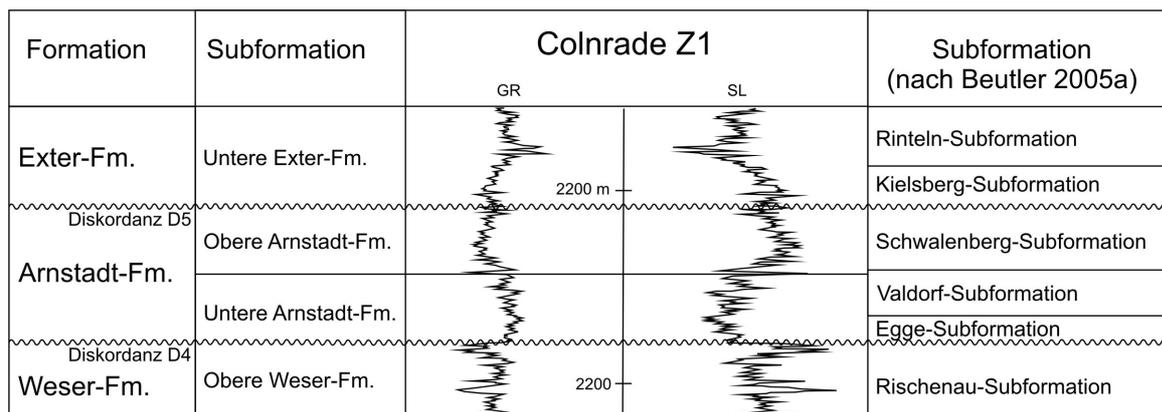


Abb. 59: Referenzbohrung Colnrade Z1 mit Gliederung der Arnstadt-Formation und Korrelation der Gliederung mit BEUTLER (2005a).

Durch die Grenzziehung zwischen Unterer und Oberer Arnstadt-Formation anhand des Zykluswechsels, welcher an die sulfatischen Bildungen gebunden ist, zeigt sich, dass die oftmals zur Korrelation benutzten Farbgrößen (Untere Bunte, Mittlere Graue und Obere

Bunte Folge) der Arnstadt-Formation deutlich diachron sind. Während die Sulfatführung in Westthüringen bereits in der Unteren Bunten Folge einsetzt (KELLNER 1997), beginnt sie in der Bohrung Morsleben 52a und im Weserbergland innerhalb der Mittleren Grauen Folge (Abb. 43, 51, Anl. 3).

Obere Arnstadt-Formation

Die Obere Arnstadt-Formation beginnt mit markanten sulfatischen Bildungen, welche im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachgewiesen werden können und ein signifikantes Merkmal für die gesamte Obere Arnstadt-Formation darstellen. Die Gipse sind in Nordwestdeutschland v. a. in knolliger Form ausgebildet, wechsellagern mit dolomitischen Tonsteinen und entsprechen teilweise den Hangenden Residuallagen (nach SANDER 1977). Neben Sulfatlagen kommen teilweise auch Dolomit- und Dolomitmergelsteinlagen vor. Die Farbe der Oberen Arnstadt-Formation zeigt einen Ost-West-gerichteten Trend zu zunehmender Graufärbung. In der Bohrung Morsleben 52a lässt sich noch ein unterer grauer Abschnitt von einem oberen bunten Abschnitt abtrennen (Abb. 52). Dies ist bereits im Weserbergland nicht mehr möglich, da hier lediglich graue und dunkelgraue Farben vorkommen (Abb. 43, 63). Auch in der Bohrung Bürvenich 1 ist die Obere Arnstadt-Formation komplett grau gefärbt (Abb. 72).

Die Obere Arnstadt-Formation in der Bohrung Morsleben 52a wird dominiert von asymmetrischen Zyklen, unter denen die Tonstein-Gips-Zyklen und die Tonstein-Dolomite-Zyklen am häufigsten sind. Symmetrische Tonstein-Dolomitmergel-Tonstein-Zyklen treten dagegen selten auf und sind in der Bohrung Morsleben 52a auf den mittleren Abschnitt der Oberen Arnstadt-Formation beschränkt. Insgesamt lassen sich 13 Zyklen ableiten. Die untersten 3 Tonstein-Gips-Zyklen der Bohrung Morsleben 52a bilden den Abschluss des unteren symmetrischen Zyklenbündels und sind Anzeiger für eine trockenere Phase der Playa. Die darauf folgenden 10 Zyklen lassen sich zu einem oberen symmetrischen Zyklenbündel zusammenfassen. Dieses ist, wie das vorhergehende Zyklenbündel, als symmetrischer „Trocken-Feucht-Trocken-Zyklus“ ausgebildet und kann mit diesem zu einem Großzyklus gruppiert werden, welcher die gesamte Arnstadt-Formation umfasst (Abb. 51, 52). Die trockenen Phasen des Zyklenbündels, das heißt, die Phasen fehlender Wasserbedeckung, sind durch stärkere Gips-, Dolomite- und Trockenrissbildung angezeigt. Diese Phasen geringer bis fehlender Wasserbedeckung führen in der Bohrung Morsleben 52a zur Ausbildung asymmetrischer Tonstein-Gips-Zyklen. Diese sind jedoch auf den unteren Abschnitt der Oberen Arnstadt-Formation beschränkt und gehen zum Hangenden in symmetrische Tonstein-

Dolomit-Tonstein-Zyklen über, die als Folge eines perennierenden Sees gedeutet werden. Innerhalb dieses Abschnittes wurden in der Bohrung Morsleben 52a Conchostraken der Art *Norestheria barnaschi* KOZUR & ETZOLD n. sp. nachgewiesen (Abb. 60), die biostratigraphisch höheres Alaun (Mittleres Nor) belegen. Eine eingehende Beschreibung dieser Art geben KOZUR & ETZOLD (im Druck). Die biostratigraphische Bedeutung von *Norestheria barnaschi* KOZUR & ETZOLD n. sp. wird in BARNASCH et al. (in Vorb.) diskutiert. Dort wird gezeigt, dass diese Art in der süddeutschen Bohrung Malschenberg 1 auf ein kurzes Intervall im basalen 3. Stubensandstein beschränkt ist. Unmittelbar unterhalb des Sandsteins, in den Hangendletten 2 (ETZOLD & SCHWEIZER 2005), kommen zahlreiche Exemplare von *Shipingia hebaozhaiensis* SHEN vor. Diese besitzen eine weltweite Verbreitung und wurden in China, dem Zentraleuropäischen Becken und den östlichen und westlichen USA nachgewiesen und zeigen Mittleres Nor an (Kapitel 3.2.). Eine Assoziation mit gleich großen *Shipingia hebaozhaiensis* SHEN konnte auch unmittelbar unterhalb des Wachsenburgsandsteins in Thüringen nachgewiesen werden. Deshalb liegt eine Korrelation des Wachsenburgsandsteins mit dem 3. Stubensandstein nahe (KOZUR, mdl. Mitt.). SHUKLA et al. (2006) vermuteten hingegen eine Korrelation mit dem 2. Stubensandstein.

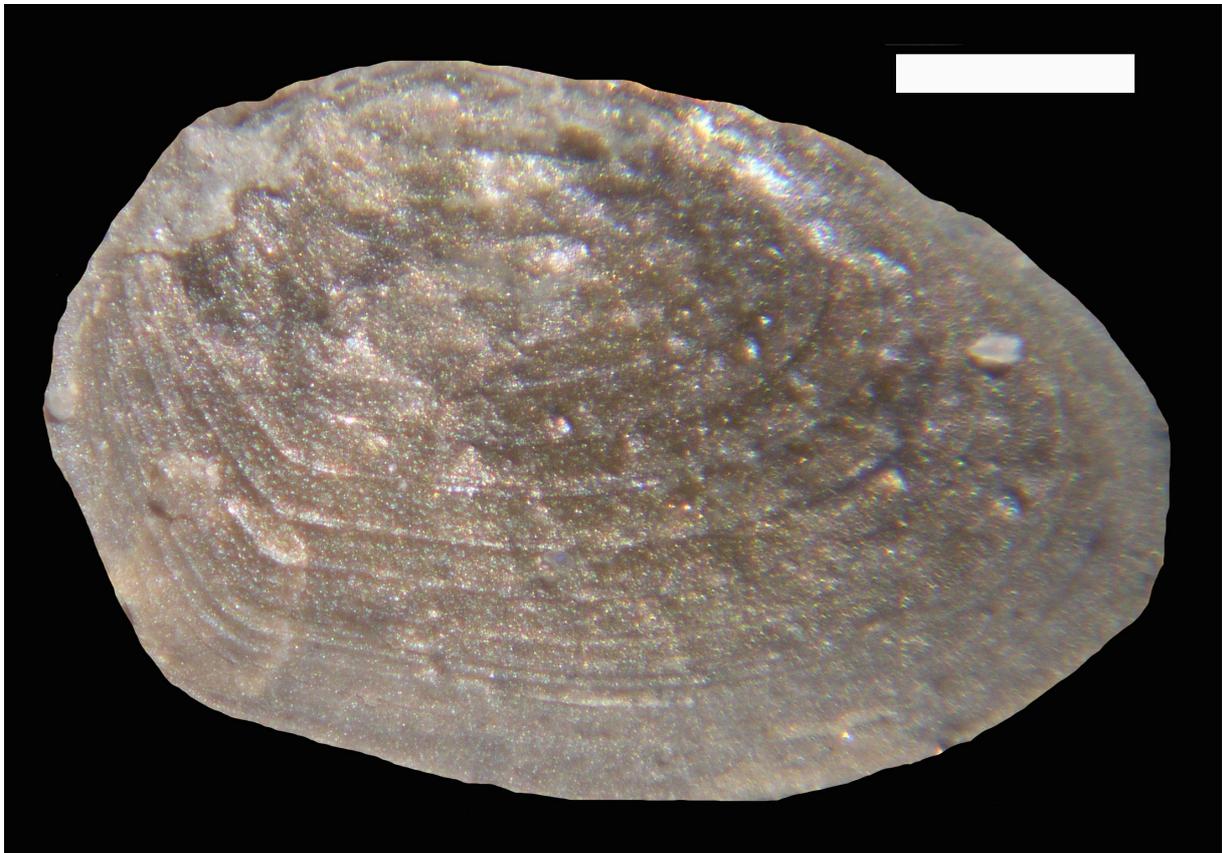


Abb. 60: *Norestheria barnaschi* KOZUR & ETZOLD n. sp., Holotyp aus der Oberen Arnstadt-Formation in der Bohrung Morsleben 52a (162,90 m). Maßstab 1mm.

Zum Hangenden folgen asymmetrische Tonstein-Dolomite-Zyklen, welche durch ihre Deutung als Aridisol erneut eine deutlich trockenere Phase der Playa belegen. Der „Horizont maximaler Wasserbedeckung“ wird in der Bohrung Morsleben 52a durch 2,4 m mächtige fossilführende, gut geschichtete dunkelgraue Tonsteine mit Fischschuppen und Wirbeltierresten bei 138,1 m gebildet (Abb. 52). Eine ähnliche Zyklik lässt sich auch im Weserbergland nachweisen (Abb. 43), wobei hier die feuchteste Phase im Niveau der Dohlenbergbank (nach KÜHL 1956) liegt, welche als fossilführende, konglomeratische Dolomitmergelbank inmitten von dunklen Tonsteinen auftritt. Den Abschluss des Zyklenbündels bildet wiederum eine trockenere Phase, welche sich im Weserbergland durch graue dolomitische Tonsteine mit fehlenden Dolomit- und Dolomitmergelsteinlagen und vereinzelt vorkommenden Residuen zeigt (Abb. 61). Die klimatisch bedingten Zyklenbündel der Unteren und Oberen Arnstadt-Formation im Weserbergland scheinen im Widerspruch zur Färbung der Sedimente zu stehen, da normalerweise trockene und warme Klimate zu Rotfärbung führen. Dafür ist allerdings eine zeitweilige subaerische Exposition notwendig. Da in Nordwestdeutschland besonders im höheren Teil der Unteren Arnstadt-Formation und im mittleren Teil Oberen Arnstadt-Formation bei der größten Ausweitung des Ablagerungsraumes ein See entwickelt war, lassen sich die klimatisch bedingten Großzyklen deutlicher an den lithologischen Merkmalen, wie z. B. Sulfatausfällung und damit verbundenen Zyklenwechseln, als an der Sedimentfarbe erkennen.

Die obere Grenze der Oberen Arnstadt-Formation fällt mit dem ersten Einsetzen einer verstärkten Sand- und Pflanzenführung zusammen (Abb. 52, 61). Die Grenze ist zumeist scharf ausgebildet und ist in Logs durch einen deutlichen GR-Anstieg markiert. Der oberste Abschnitt der Arnstadt-Formation im Sinne von BEUTLER wird als Kielsberg-Subformation bezeichnet (Abb. 61). Diese wird im Weserbergland hauptsächlich von gelbgrauen und ockerfarbenen dolomitischen Tonsteinen aufgebaut, welche mit Silt- und Sandsteinbänken wechsellagern (DUCHROW 1968a). An der Basis der Kielsberg-Subformation ist eine markante Siltsteinbank ausgebildet (Kreienberg-Bank), welche Anzeichen von Aufarbeitung und Bioturbation zeigt und Fischzähne, Fischschuppen, Muscheln und Schnecken führt (DUCHROW 1968a; Anl. 3). Diese wird im Folgenden als Basis der Exter-Formation angesehen (Abb. 69).

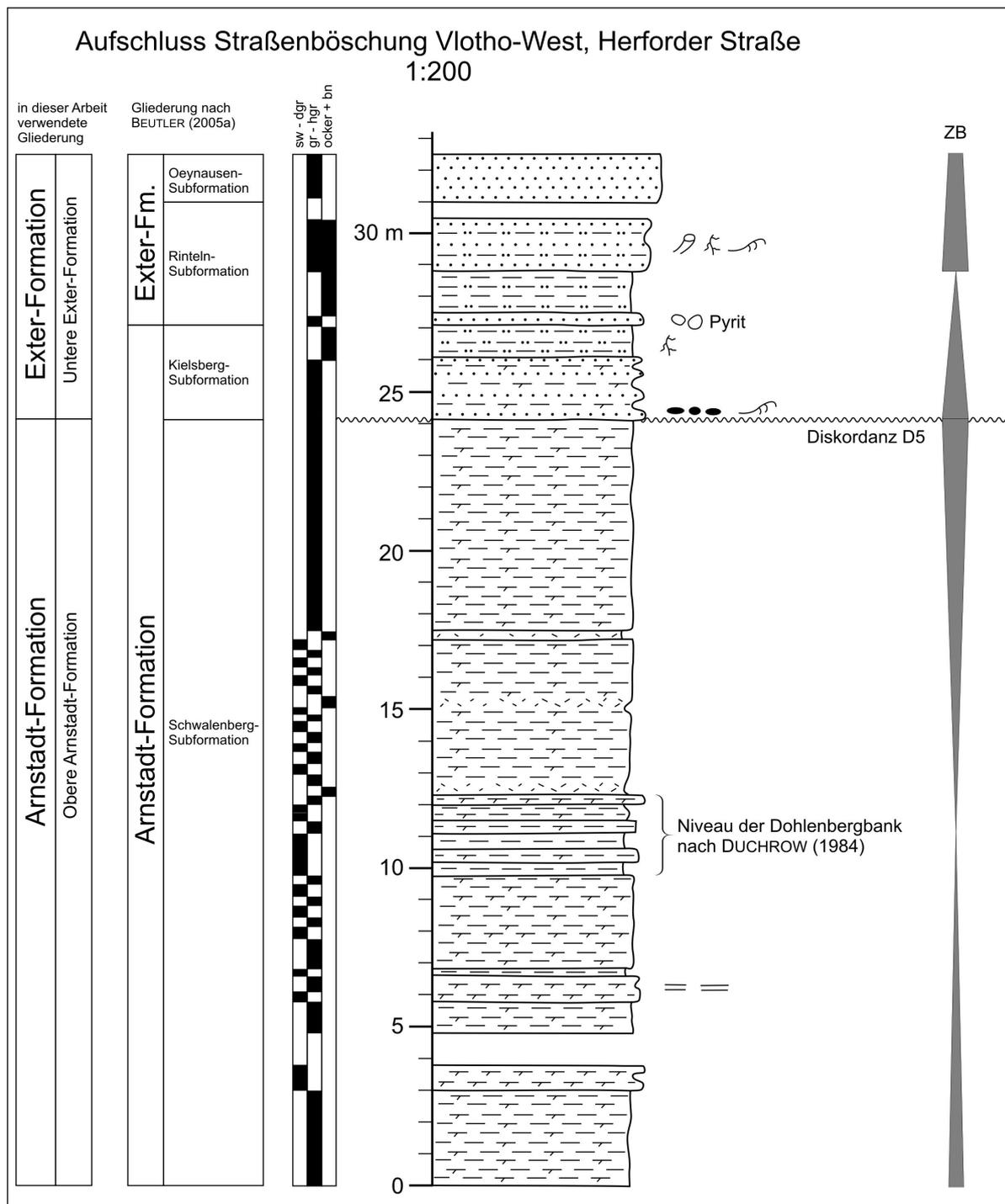


Abb. 61: Grenze Arnstadt/Exter-Formation im Aufschluss Vlotho-West.

Eine ähnliche, lithologisch begründete Zuordnung dieses Profilabschnittes zum Rhät beschrieben bereits GRUPE (1916) und NAUMANN (1927). Auch DUCHROW (1968a) vermutete aufgrund des Vorkommens von „glaukonitähnlichen Mineralkörnern“ eine lithologische Zugehörigkeit dieses Abschnittes zu den obersten Postera-Schichten („Elegans-Zone“ von WILL 1969). Die Mächtigkeiten der Oberen Arnstadt-Formation schwanken in

Nordwestdeutschland zwischen einigen 10er Metern und mehr als 100 m (Bohrung Sande Z1, 127 m).

Die unterschiedliche lithologische Zusammensetzung der Unteren und Oberen Arnstadt-Formation spiegelt sich sehr gut in den geophysikalischen Logs wider, wobei letztere deutlich niedrigere GR- und höhere SL-Werte bei unruhigem Kurvenverlauf aufweist (Abb. 51, 52, 59, Anl. 6, 11, 13, 14).

Südliches Dänemark (südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Untere Arnstadt-Formation

Im südlichen Dänemark korreliert die Untere Arnstadt-Formation mit dem Red Keuper Claystone-Member im Sinne von MICHELSEN & CLAUSEN (2002; Abb. 15). Dieses wird von rotbraunen Tonsteinen aufgebaut, welche zum Hangenden einen steigenden Karbonatgehalt besitzen. Durch die gegenüber dem Liegenden und Hangenden deutlich höheren GR- und niedrigeren SL-Werte, kann dieser Abschnitt bis nach NW-Deutschland korreliert werden (Anl. 5). Die Mächtigkeiten des Red Keuper Claystone-Members schwanken zwischen 14 m (Bohrung Kværs 1) und 52 m (Bohrung Løgumkloster 1).

Obere Arnstadt-Formation

Die Obere Arnstadt-Formation korreliert mit dem Dolomitic Keuper-Member des südlichen Dänemarks. Dieses besteht nach MICHELSEN & CLAUSEN (2002) überwiegend aus einer Wechsellagerung von dolomitischen Tonsteinen und Dolomitmergelsteinen, welche im basalen Abschnitt eine grüngraue Färbung besitzen, die zum Hangenden in rotbraune Farben übergeht. Vereinzelt kommen auch Gipsbänke und Einschaltungen von Sandsteinen vor, welche die Nähe zur randfaziellen Ausbildung der Skagerrak-Formation anzeigen. Auch MICHELSEN & CLAUSEN (2002) beschrieben die Ost-West-gerichtete Zunahme des Gipsanteils vom Onshoregebiet Süddänemarks in Richtung Nordsee, welche im Zuge der eigenen Bearbeitung in gleicher Weise in Nordwestdeutschland festgestellt werden konnte. Die lithologische Ähnlichkeit und der charakteristische Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs mit niedrigen GR- und hohen SL-Werten erlauben die problemlose Korrelation mit der Oberen Arnstadt-Formation Nordwestdeutschlands (Anl. 5). Die Mächtigkeit des Dolomitic Keuper-Members in Süd-Dänemark beträgt in der Bohrung Løgumkloster 1 61 m. In zahlreichen Bohrungen sind jedoch aufgrund einer zumeist kreidezeitlichen Erosion von höheren Abschnitten der Oberen Arnstadt-Formation keine Aussagen über deren Mächtigkeit möglich.

Niederlande

Äquivalente der Arnstadt-Formation besitzen, ähnlich Äquivalenten der jüngeren Exter-Formation, im Keuper der Niederlande die größte Verbreitung (Abb. 53) und lassen sich analog zur nordwestdeutschen Gliederung in ein Unteres und Oberes Äquivalent der Arnstadt-Formation unterteilen (Anl. 4, 7, 10, 11, 13, 14, 15).

Untere Arnstadt-Formation

Das Äquivalent der Unteren Arnstadt-Formation wird durch das Red Keuper Claystone-Member gebildet (Abb. 8, 9, 26). Dieses wird hauptsächlich von siltigen Tonmergelsteinen und Tonsteinen aufgebaut, welche auffällig hohe GR-Werte besitzen. Die Farbe ist überwiegend rot, wobei sie auch zwischen rot und grau variieren kann (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a). Aufgrund dieser lithologischen und geophysikalischen Eigenschaften lässt sich dieses Member zweifelsfrei mit der Unteren Arnstadt-Formation der grenznahen Bohrung Bürvenich 1 korrelieren (Anl. 13).

Die Mächtigkeiten des Red Keuper Claystone-Members schwanken zwischen knapp 10 m (Bohrungen Capelle 1, Ottoland 1) und 75 m (Bohrung F 17-2), wobei die Mächtigkeitsabnahme zumeist in Profilen auftritt, in welchen unterhalb der Diskordanz D4 Schichtausfälle auftreten. Ein gutes Beispiel bilden die Bohrungen K 14-1, K 14-6 und P 6-6 (Anl. 6, 7, 13), in welchen im Liegenden der Diskordanz D4 unterschiedliche Erosion auftritt. Aus diesem Grund setzt das Äquivalent der Unteren Arnstadt-Formation hier durch die Anlagerung oberhalb der Diskordanz D4 dementsprechend erst mit höheren Abschnitten ein.

Obere Arnstadt-Formation

Die Obere Arnstadt-Formation kann in den Niederlanden mit dem Dolomitic Keuper-Member korreliert werden (Abb. 8, 9). Dieses wird nach VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994a) überwiegend von dolomitischen Tonsteinen aufgebaut, in welche zahlreiche Sulfat- und vereinzelt auch Dolomitlagen eingeschaltet sind (Abb. 62). Die Farbe variiert zwischen grau, grün und rot. Lokal kommt es zur Einschaltung von geringmächtigen Sandsteinbänken (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a). Aufgrund der typischen Ausbildung mit niedrigen GR- und hohen SL-Werten (Abb. 8, 9) und der lithologischen Zusammensetzung ist eine eindeutige Korrelation dieses Members mit der Oberen Arnstadt-Formation möglich. In den südlichen Niederlanden, nördlich des London-Brabanter Massivs, wird der höchste Abschnitt dieses Members aufgrund der Korrelation mit dem Äquivalent der Unteren Exter-Formation in der Bohrung Bürvenich 1 (Kapitel 5.1.6.3.) jedoch bereits zur Exter-Formation

gezählt (Anl. 13). Die Mächtigkeiten des Dolomitic Keuper-Members schwanken zwischen 15 m (Bohrung Emmen 7) und 67 m (Bohrung F 17-2), wobei die geringen Mächtigkeiten durch eine jüngere Erosion (v. a. Diskordanz D6) hervorgerufen wurden. Die große Mächtigkeit in der Bohrung F 17-2 lässt sich auf deren Position innerhalb des Zentral-Grabens zurückführen.

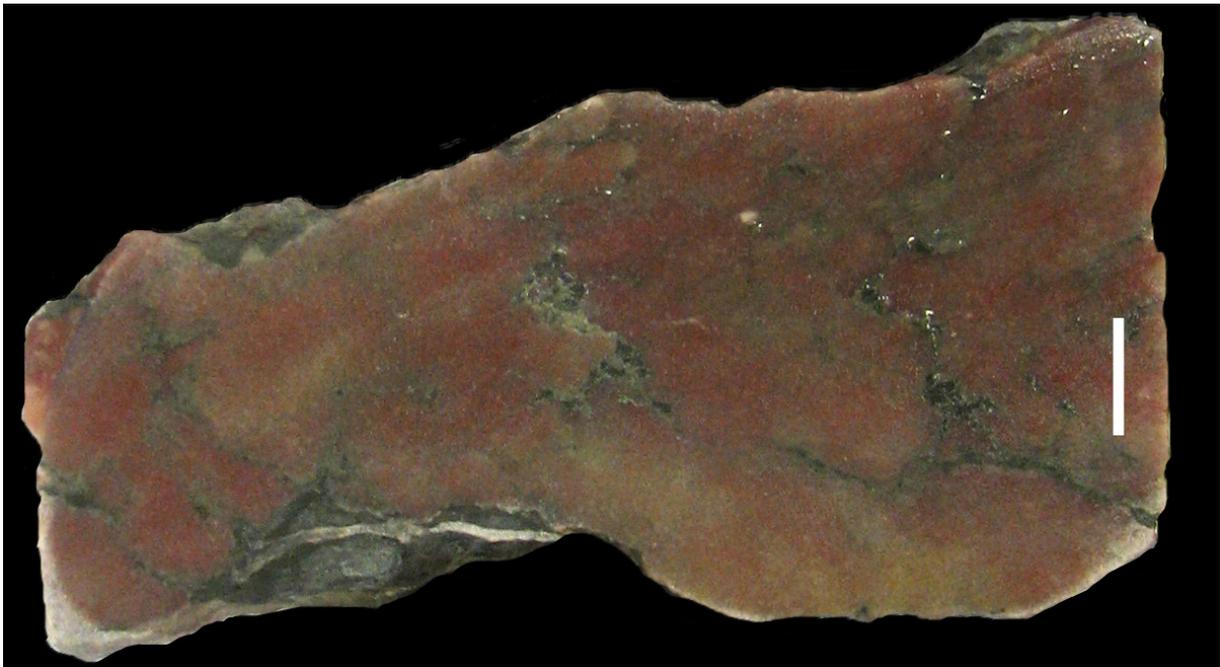


Abb. 62: Gipsknollen im Äquivalent der Oberen Arnstadt-Formation in der Bohrung Nederweert 1 (1652,30 m). Maßstab 1 cm.

Englische Nordsee

Untere Arnstadt-Formation

Äquivalente der Unteren Arnstadt-Formation werden im englischen Offshoregebiet durch einen markanten Bereich innerhalb des Keuper Anhydrite-Members gebildet, welcher durch höhere GR- und niedrigere SL-Werte deutlich hervortritt und sich im mittleren Drittel des Keuper Anhydrite-Members befindet (Abb. 46). Dieser Abschnitt wird lithologisch von rötlichen Tonsteinen und Mudstones gebildet, welche einen deutlich geringeren Gipsanteil gegenüber den hangenden und liegenden Schichteinheiten aufweisen. Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Unteren Arnstadt-Formation in der englischen Nordsee schwanken zwischen 7 m (Bohrung 42-29-3) und 30 m (Bohrung 49-21-5). Die deutlich geringeren Mächtigkeiten dieses Abschnittes gegenüber der Unteren Arnstadt-Formation in Nordwestdeutschland können auf eine kondensierte Sedimentation und Anlagerungs-Effekte zurückgeführt werden.

Obere Arnstadt-Formation

Das symmetrische Zyklenbündel, welches die Obere Arnstadt-Formation in Nordwestdeutschland kennzeichnet, wird in westlicher Richtung durch die zunehmende Gipsführung immer undeutlicher, wobei jedoch die Charakteristik der geophysikalischen Logs mit niedrigen GR- und hohen SL-Werten erhalten bleibt (Abb. 11, 12, Anl. 6, 10). Damit ist die Korrelation der Oberen Arnstadt-Formation mit dem oberen Teil des Keuper Anhydrite-Members und dem anschließenden unbenannten, rot gefärbten Abschnitt der oberen Triton-Formation möglich. Der oberste Bereich der Triton-Formation weist eine charakteristische Grünfärbung auf, wodurch eine Korrelation mit der Blue Anchor-Formation des englischen Festlandes möglich ist (LOTT & WARRINGTON 1988, JOHSON et al. 1994). Die Blue Anchor-Formation wird als Äquivalent der Exter-Formation angesehen (Kapitel 5.1.6.3.).

Die Mächtigkeiten der Äquivalente der Oberen Arnstadt-Formation schwanken im englischen Offshoregebiet zwischen 21 m (Bohrung 42-29-3) und 44 m (Bohrung 43-25-1), wobei die größten Mächtigkeiten im Gebiet mit der höchsten Subsidenz, dem Sole Pit-Becken, auftreten.

Ostengland

Östlich des Dowsing-Störungssystems nimmt die Mächtigkeit der Arnstadt-Formation sprunghaft auf Werte unter 20 m ab; gleichzeitig damit nimmt der Silt- und Sandanteil in den Mudstones deutlich zu (Abb. 53). Trotz dieser Mächtigkeitsreduktion, welche im Wesentlichen auf Schichtkondensation und nur untergeordnet auf Erosion jüngerer Diskordanzen zurückzuführen ist, bleiben die lithologischen und geophysikalischen Merkmale der Unteren und Oberen Arnstadt-Formation grundsätzlich erhalten. Sie lassen sich bis in die Midlands korrelieren (Anl. 8).

Untere Arnstadt-Formation

Die Untergrenze des Äquivalents der Unteren Arnstadt-Formation wird durch die Oberkante des Tutbury-Gipses gebildet. Die darauf folgenden, zumeist gipsfreien, rötlichen Mudstones der Cropwell Bishop-Formation besitzen gegenüber dem Äquivalent der Weser-Formation deutlich andere sedimentäre Gefüge und eine andere Tonmineralassoziation (Kapitel 5.1.4.3., Abb. 49). Die Obergrenze des Äquivalents der Unteren Arnstadt-Formation wird durch die Basis des Newark-Gipses gebildet, mit welchem deutlich erniedrigte GR- und erhöhte SL-Werte verbunden sind. Diese ermöglichen eine eindeutige Korrelation mit der Oberen Arnstadt-Formation Nordwestdeutschlands.

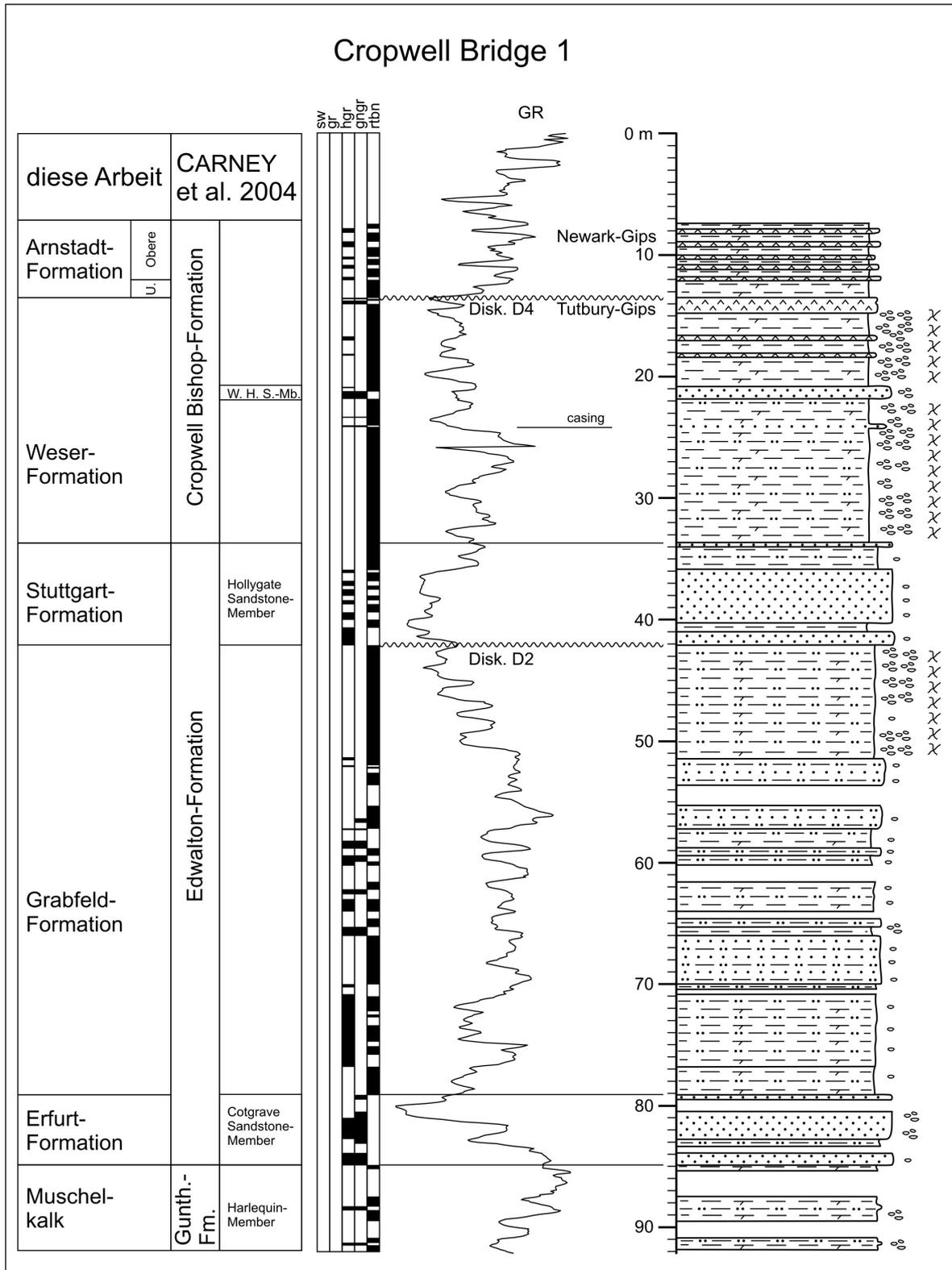


Abb. 63: Keuper in der Bohrung Cropwell Bridge 1. Gunth.-Fm. = Gunthorpe-Formation, W. H. S.-Mb. = Windmill Hill Sandstone Member.

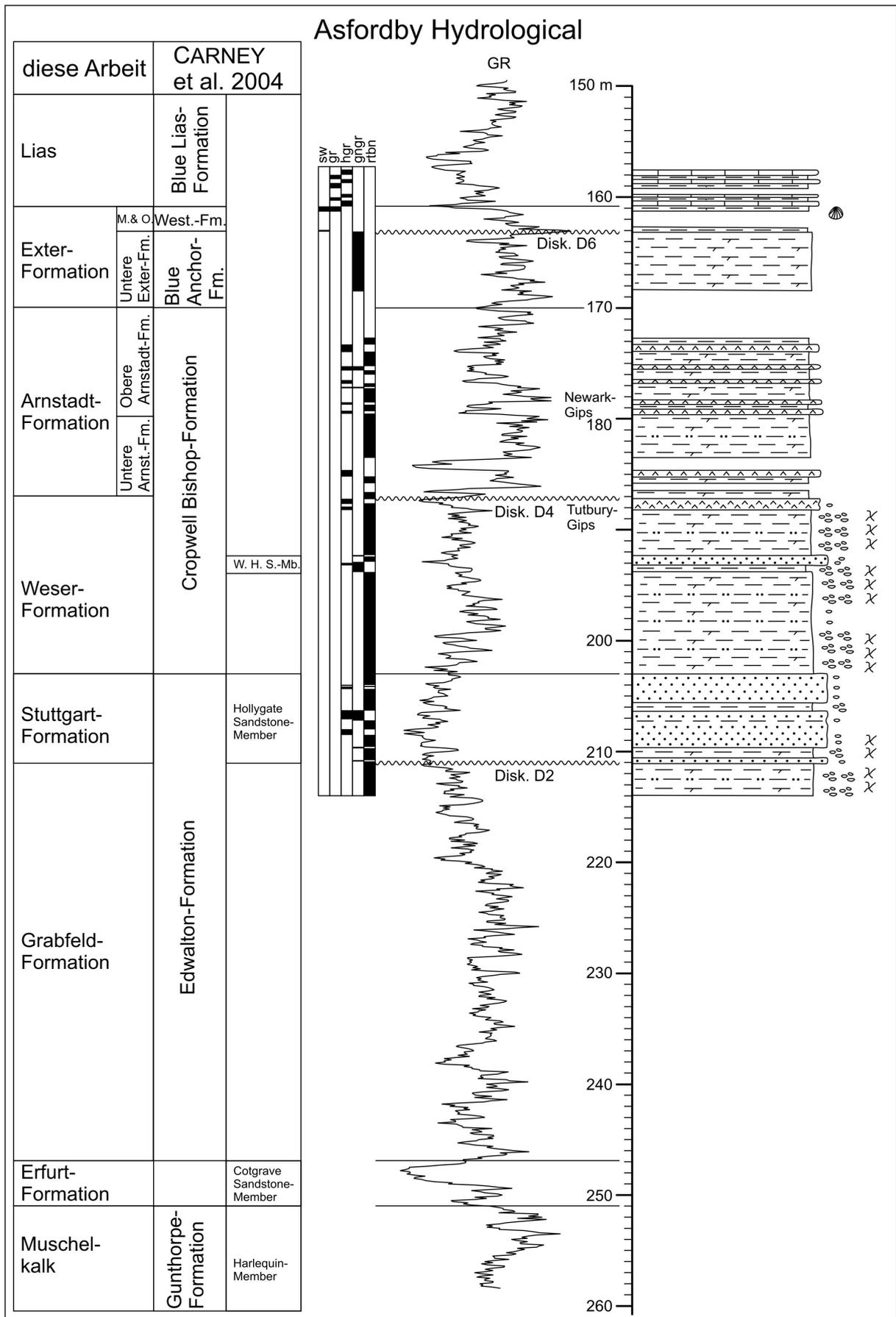


Abb. 64: Keuper in der Bohrung Asfordby Hydrological. W. H. S.-Mb. = Windmill Hill Sandstone Member. West.-Fm. = Westbury-Formation.

Die Mächtigkeit des Äquivalents der Unteren Arnstadt-Formation beträgt zum Teil nur wenige Meter (Cropwell Bridge 1, Abb. 63), welche v. a. nahe dem Pennine-Hoch auftreten. In dieser Region ist auch der Tutbury-Gips als Folge der Erosion im Zusammenhang mit der Diskordanz D4 sehr geringmächtig ausgebildet. Die geringe Mächtigkeit des Äquivalents der Unteren Arnstadt-Formation ist im Wesentlichen auf Anlagerungs-Effekte zurückzuführen. Mit zunehmender Entfernung vom Beckenrand nimmt die Mächtigkeit in östlicher Richtung auf Werte um 6 m (Bohrung Bardney 1, Biscathorpe 1) zu.

Obere Arnstadt-Formation

Die Obere Arnstadt-Formation besitzt in Ostengland ihr Äquivalent in der Oberen Cropwell Bishop-Formation, welche überwiegend durch den Newark-Gips gebildet wird. Der Newark-Gips bildet mit seinen markanten Gipsknollenlagen einen hervorragenden Leithorizont, welcher im gesamten englischen Onshoregebiet nachgewiesen werden kann und sich mit geophysikalischen Logs bis in den Niederländischen Zentral-Graben korrelieren lässt (Anl. 8). Eine Korrelation mit den bereits in Nordwestdeutschland einsetzenden Gipslagen der Oberen Arnstadt-Formation ist trotz des dort zurücktretenden Gipsanteils möglich (Anl. 6).

Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Oberen Arnstadt-Formation in Ostengland schwanken zwischen 10 m (Bohrung Belvoir 1) und 22 m (Bohrung Brigg 1).

Nord-Dänemark (nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Die Arnstadt-Formation im nördlichen Dänemark besitzt Äquivalente im mittleren bis oberen Abschnitt des O₃-Members von BERTELSEN (1980; Abb. 16).

Untere Arnstadt-Formation

Die Liegendgrenze wird durch das Äquivalent des Heldburg-Gipses gebildet, welcher in den geophysikalischen Logs oberhalb der Upper Evaporitic Beds deutlich hervortritt. Das unterste O₃-Member gehört noch zum Äquivalent der Weser-Formation. Der untere Teil des Äquivalents der Arnstadt-Formation ist durch hohe GR- und niedrige SL-Werte gekennzeichnet und wird lithologisch v. a. von rötlichen Tonmergel- und Siltsteinen dominiert, in welche sandige und kalkige Lagen eingeschaltet sind BERTELSEN (1980). Dadurch besitzt dieser Abschnitt des O₃-Members sowohl geophysikalisch als auch lithologisch eine große Ähnlichkeit mit der Unteren Arnstadt-Formation Nordwestdeutschlands und kann mit dieser korreliert werden. Die Mächtigkeiten dieses Abschnittes schwanken nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs zwischen 32 m (Bohrung Slagelse 1) und 80 m (Bohrung Rønde 1).

Obere Arnstadt-Formation

Zum Hangenden gehen diese Bildungen in zumeist graue und dunkelgraue Tonmergelsteine über, welche vereinzelt Gipse enthalten (BERTELSEN 1980). Der damit verbundene Abfall der GR-Werte bei gleichzeitigem Anstieg der SL-Werte ermöglicht eine eindeutige geophysikalische Korrelation mit der Oberen Arnstadt-Formation Nordwestdeutschlands. Besonders der unruhige Verlauf des SL in der Bohrung Mors 1 lässt sich sehr gut mit der Bohrung Colnrade Z1 korrelieren (Anl. 5). Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Oberen Arnstadt-Formation in Nord-Dänemark schwanken zwischen 50 m (Bohrung Slagelse 1) und 80 m (Bohrung Rønde 1).

5.1.6. Exter-Formation

5.1.6.1. Stratigraphie, Gliederung und Verbreitung

Die Exter-Formation (Oberer Keuper, Rhätkeuper) reicht von der Oberkante der Arnstadt-Formation bis zur Basis des Lias (BEUTLER 2005a). An der Basis der Exter-Formation ist z. T. die Diskordanz D5 ausgebildet, an welcher sich ein scharfer lithologischer Wechsel von dolomit- und gipsführenden dolomitischen Tonsteinen zu Ton-, Silt- und Sandsteinen vollzieht, welcher häufig mit dem Einsetzen von Pflanzenhäcksel einhergeht. Dieser Wechsel äußert sich in Nordwestdeutschland in einem markanten Anstieg der GR-Werte bei gleichzeitigem Abfall der SL-Werte (Abb. 65). Die Hangendgrenze der Exter-Formation zum Lias wird biostratigraphisch definiert und ist häufig diskonform ausgebildet (Diskordanz D8). Sie tritt jedoch in der Regel auch lithologisch und in geophysikalischen Logs deutlich hervor. Die weitere Untergliederung der Exter-Formation entspricht der traditionellen Dreigliederung des Oberen Keupers in Unterrhät (Untere Exter-Formation), Mittlrhät (Mittlere Exter-Formation) und Oberrhät (Obere Exter-Formation) und geht im Wesentlichen auf PFLÜCKER Y RICO (1868), JÜNGST (1928, 1929), SCHOTT (1942) und WOLBURG (1969a) zurück. DUCHROW (1968a, b, 1984) wandte diese überwiegend auf Lithologie und Gesteinsfarben basierende Dreiteilung (Rinteln-, Oeynhausener- Vahlbruch-Subformation) im Weserbergland und im Osnabrücker Bergland an und stellte die später von BEUTLER (1995, 2005a) angewendete Nomenklatur auf.

Bei der eigenen Bearbeitung ließ sich die Dreigliederung der Exter-Formation auf große Bereiche des südlichen Zentraleuropäischen Beckens übertragen, wengleich sie mit Hilfe von geophysikalischen Logs nicht immer sicher durchführbar war. Ein wesentlicher Grund ist eine bereits von MESTWERDT (1910b) beschriebene Ost-West-gerichtete Abnahme des Sandgehaltes. Deshalb wird die Untere, Mittlere und Obere Exter-Formation in westlicher

Richtung von zunehmend ähnlichen Lithologien (v. a. Tonsteine) aufgebaut, die ein mehr oder weniger monotones Logbild verursachen (Anl. 7) und selbst an Bohrkernen Grenzziehungen erschweren (Abb. 72).

Die Exter-Formation weist stark schwankende Mächtigkeiten zwischen wenigen Metern und mehr als 200 m auf (Bohrung Sterup-Steinfeld, 295 m). Abb. 66 zeigt, dass eine markante Zone mit großen Mächtigkeiten von über 200 m in einem Nord-Süd verlaufenden Streifen von Nord-Dänemark über das östliche Schleswig-Holstein bis in den Braunschweig-Gifhorn-Graben verläuft. Eine weitere Zone mit ähnlich großen Mächtigkeiten ist im westlichen Niedersachsen in der Umgebung der Ostfriesischen Inseln ausgebildet. Aufgrund einer jüngeren, zumeist kreidezeitlichen Erosion sind jedoch für den Großteil der deutschen und niederländischen Nordsee und die daran anschließenden Onshoregebiete der Niederlande keine Aussagen über die Verbreitung und der Mächtigkeit der Exter-Formation möglich (Abb. 66).

Da die Exter-Formation in lateral stark wechselhaften Faziesräumen abgelagert wurde, die von limnisch, über fluviatil bis zu brackisch-marin reichen (u. a. WILL 1969), lässt sich die Entstehung dieser Zonen erhöhter Mächtigkeiten keinem einheitlichen Prozess zuordnen. Der Großteil der Mächtigkeitsunterschiede gegenüber geringmächtigeren Profilen wird durch unterschiedliche Subsidenz hervorgerufen, wobei Gebiete stärkerer Subsidenz häufig durch die Einschaltung mächtiger Sandsteine charakterisiert sind, die v. a. in der Unteren und Mittleren Exter-Formation auftreten.

Südlich des Allertal-Lineaments erfolgt eine schnelle Mächtigkeitsabnahme auf unter 80 m. Daran schließt sich ein Gebiet mit relativ konstanter Mächtigkeit an, welches mit wenigen Ausnahmen vom Weserbergland bis ins Thüringer Becken reicht. Westlich und nordwestlich des Osnabrücker Berglandes kommt es zu einer raschen Mächtigkeitsreduktion auf unter 60 m, welche für den größten Teil des westlichen Zentraleuropäischen Beckens charakteristisch ist. Ausnahmen bilden der niederländische Zentral-Graben, das Broad Forsteens-Becken, das Sole Pit-Becken und eng begrenzte Gebiete nördlich des London-Brabanter Massivs, in welchen nochmals größere Mächtigkeiten der Exter-Formation von über 60 m nachgewiesen werden konnten. Östlich der Dowsing-Störung erfolgt wiederum eine deutliche Mächtigkeitsreduktion auf Werte von unter 20 m (Abb. 66).

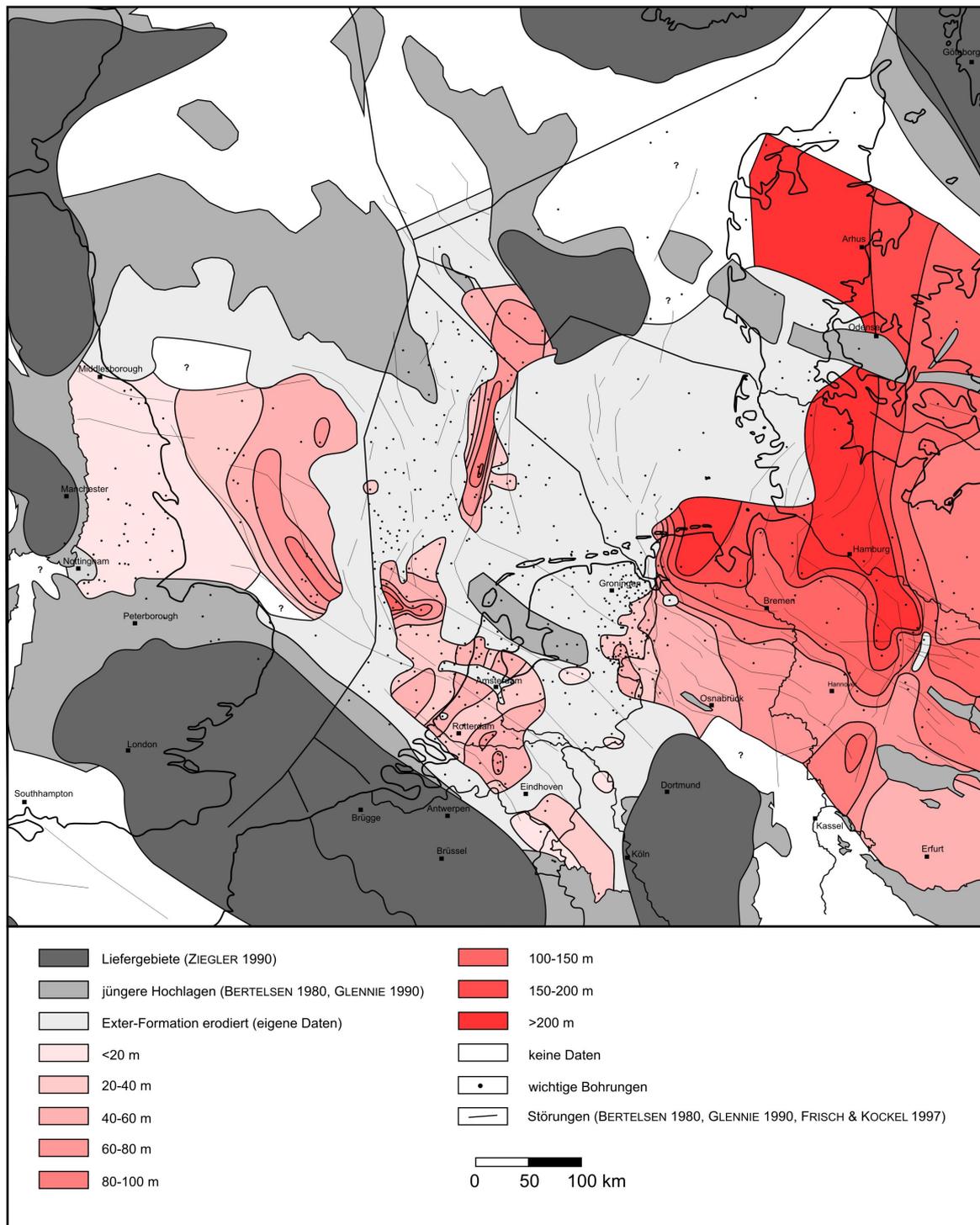


Abb. 66: Mächtigkeiten der Exter-Formation. Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1.

5.1.6.2. Lithologie und Zyklik

Die Gesteine der Exter-Formation wurden in lateral stark variablen Faziesräumen abgelagert und lassen sich verschiedenen Zyklentypen zuordnen.

Sandstein-Tonstein-Zyklen

Weit verbreitet sind mehrere Meter bis Dezimeter mächtige asymmetrische oben-fein-Zyklen (fining-upward-Zyklen), welche in ähnlicher Form bereits in der Stuttgart-Formation als Sandstein-Tonstein-Zyklen beschrieben wurden (Kapitel 5.1.3.2. Abb. 38). Sie sind besonders in der Unteren Exter-Formation vertreten und repräsentieren einzelne Schüttungsereignisse in einem überwiegend fluviatilen bis fluviolakustrinen Milieu. Ein wesentlicher Unterschied im Vergleich zu den Zyklen der Stuttgart-Formation ist die deutlich stärkere pedogene Beeinflussung, welche sich insbesondere in einem erhöhten Karbonatgehalt der Tonsteine und im Auftreten von pedogenen Knollen äußert.

Jeder Zyklus beginnt mit Sand- oder Siltsteinen, welche zumeist grau gefärbt sind, aber v. a. an der Basis der Exter-Formation auch rötliche Farben aufweisen können. Sie besitzen häufig Flasergefüge, Anzeichen von Bioturbation und enthalten im unteren Teil intraformationelle Gerölle. Mollusken, Fischschuppen und Pflanzenreste sowie Wirbeltierreste treten besonders häufig auf. Zum Hangenden geht der Zyklus in Silt- und Tonsteine über, welche eine zunehmende pedogene Beeinflussung in Form eines steigenden Karbonatgehaltes, einer zunehmenden Ockerfärbung sowie von Dolomit- und Hämatitknollen aufweisen können und häufig durchwurzelt sind (Abb. 65). Der Abschluss des Zyklus wird durch Tonsteine gebildet, welche teilweise als dolomitische oder kalkige Tonsteine entwickelt sind und besonders im unteren Abschnitt der Unteren Exter-Formation einen ähnlichen lithologischen Charakter besitzen, wie die dolomitischen Tonsteine der liegenden Arnstadt-Formation. Dolomit- und Hämatitknollen weisen auf einen deutlichen pedogenen Einfluss hin. Dieser führt vereinzelt, beispielsweise an der Grenze Untere/Mittlere Exter-Formation in der Bohrung Velpke BK2 zur Bildung von Dolomitkrusten (Abb. 68).

Tonstein-Sandstein-Zyklen

Besonders in der Mittleren und Oberen Exter-Formation sind mehrere Meter bis Dezimeter mächtige asymmetrische oben-grob-Zyklen (coarsening-upward-Zyklen) entwickelt, die im Folgenden als Tonstein-Sandstein-Zyklen bezeichnet werden sollen (Abb. 67). Sie beginnen an der Basis idealerweise mit dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen. Diese weisen zum Hangenden hin einen zunehmenden Sandgehalt auf, welcher mit einer Zunahme von Pflanzenhäcksel einhergeht und mit einem mächtigen Sandstein endet (Abb. 68). Der Übergangsbereich zwischen Ton- und Sandsteinen ist oftmals parallel geschichtet, teilweise jedoch auch durch intensive Bioturbation gekennzeichnet. In der Literatur werden die feinklastischen Abschnitte als Mittelrhätschiefer und Oberrhätschiefer bezeichnet (SCHOTT 1942).

Die Sandsteine weisen z. T. eine scharfe Basis mit Aufarbeitungslagen auf, werden durch wenige tonige bis siltige Einschaltungen weiter untergliedert und besitzen Schichtgefüge in Form von Flaser-, Rippel-, Schräg- und trogförmiger Schrägschichtung. Sie bilden den Abschluss der Zyklen. Besonders im östlichen Niedersachsen können in der Mittleren und Oberen Exter-Formation bis zu drei Sandsteinkomplexe unterschieden werden, welche die Bezeichnungen Mittelrhät-Hauptsandstein, Flasersandstein und Oberrhätssandstein tragen (SCHOTT 1942). Sie bilden sowohl in Aufschlüssen, Bohrkernen und auch in geophysikalischen Logs markante Horizonte, deren geringe überregionale Korrelationsfähigkeit jedoch bereits von BATTERMANN (1989) beschrieben wurde. Die beiden markanten Sandsteinkomplexe der Mittleren Exter-Formation (Mittelrhät-Hauptsandstein, Flasersandstein) werden als Ergebnis des zweimaligen Vorbaus eines Deltasystems gedeutet, wobei die hochreinen Sandsteine aufgrund ihrer lithologischen Merkmale dem Deltadach bzw. der Deltafront zugeordnet werden. Die Mittelrhätschiefer werden als typische Ablagerungen eines Prodeltas gedeutet (u. a. ZEINO-MAHMALAT 1970, BATTERMANN 1989, GAUPP 1991).

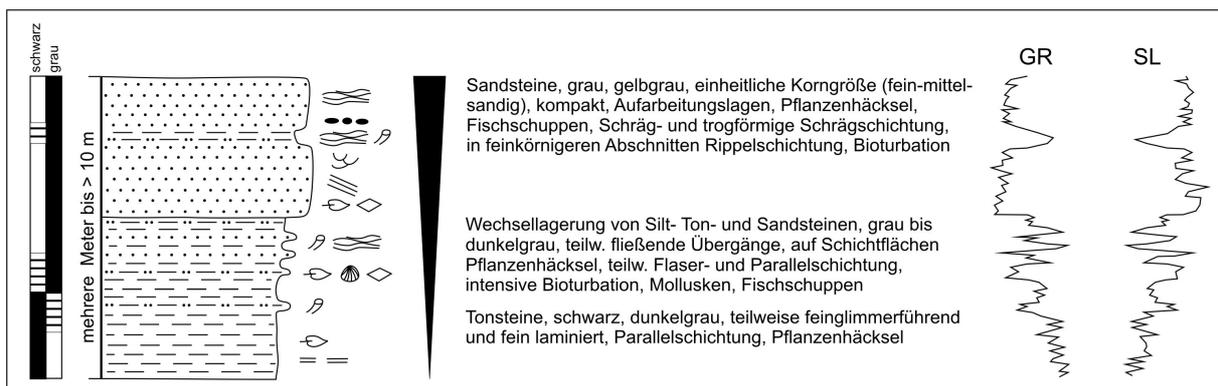


Abb. 67: Idealer Tonstein-Sandstein-Zyklus in der Exter-Formation mit schematischem Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs.

Auch die Obere Exter-Formation wird in der Bohrung Velpke BK3 von asymmetrischen Zyklen dieses Typs aufgebaut, wobei hier innerhalb der Tonsteine teilweise rötliche und grünliche Farben sowie Farbleckungen auftauchen, welche als Anzeiger für Pedogenese in Folge einer zeitweisen subaerischen Exposition angesehen werden. Die Sandsteine der Oberen Exter-Formation enthalten im Gegensatz zu denen im Liegenden deutlich häufiger Aufarbeitungslagen und Rippelschichtung. Diese Merkmale weisen auf ein höherenergetisches Ablagerungsmilieu hin (Abb. 68).

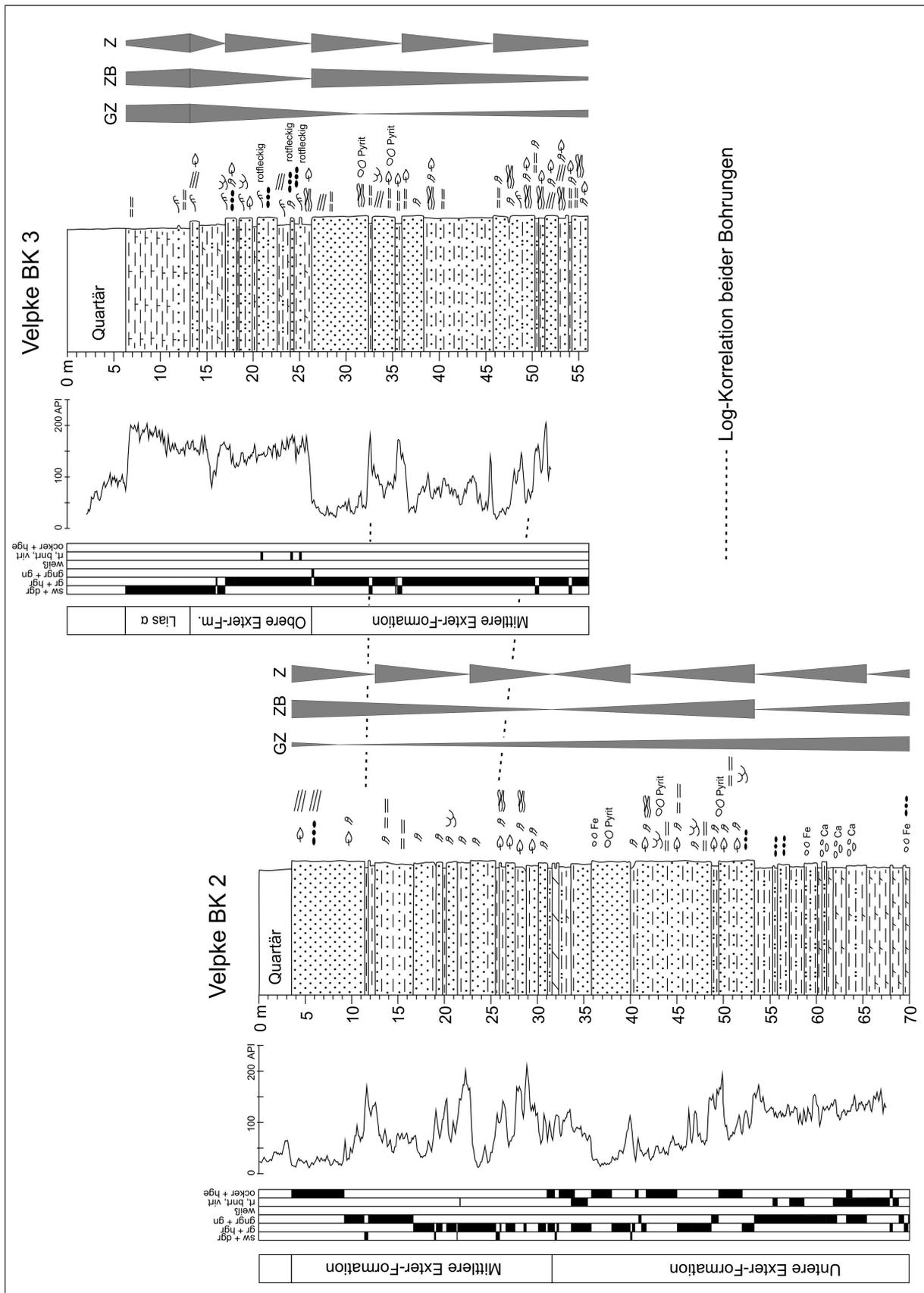


Abb. 68: Untere, Mittlere und Obere Exter-Formation in den Bohrungen Velpke BK2 und Velpke BK3.

5.1.6.3. Regionale Beschreibung und Korrelation

Nordwestdeutschland

Aufgrund der bereits beschriebenen Mächtigkeitsabnahme von Ost nach West bei gleichzeitiger Abnahme des Sandgehaltes lässt sich die im Folgenden beschriebene Dreigliederung lediglich an Bohrkernen, in Aufschlüssen sowie ausgewählten geophysikalischen Logs sicher durchführen.

Untere Exter-Formation

Der lithologisch überwiegend deutliche Wechsel von den dolomitischen Tonsteinen der Arnstadt-Formation zu den Ton-, Silt- und Sandsteinen der Unteren Exter-Formation spiegelt sich in einem Anstieg der GR-Werte bei gleichzeitigem Abfall der SL-Werte wider. Dieser Trend lässt sich im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken korrelieren (Anl. 6, 7, 8, 10). Die faziell stark variablen Ablagerungen der Unteren Exter-Formation wurden in einem fluviatilen bis fluviolakustrinen Faziesraum abgelagert, wo ähnlich wie bei den Bildungen der Stuttgart-Formation, zwischen einer sanddominierten, überwiegend grau gefärbten Rinnenfazies und einer feinkörnigeren, bunt gefärbten Überflutungsfazies unterschieden werden kann. Das Liefergebiet der sandigen Schüttungen wurde durch das westliche Fennoskandische Hochland und das Vindelizisch-Böhmischen Massiv gebildet (PAUL et al. 2008).

In der Bohrung Morsleben 52a beginnt die Untere Exter-Formation mit einem zyklischen Wechsel von geringmächtigen, zumeist rötlich gefärbten Sand- und Siltsteinbänken und mächtigen Tonsteinen. Die Tonsteine sind im unteren Abschnitt der Unteren Exter-Formation überwiegend dolomitisch ausgebildet, werden im Hangenden jedoch zunehmend kalzitisch. Zur Obergrenze hin nimmt der Sandgehalt deutlich zu; so auch in der Bohrung Velpke BK2. Gleichzeitig treten, v. a. bei den Tonsteinen, dominierend grünliche Gesteinsfarben auf. Durch die bunten Farben und zahlreichen Sandsteineinschaltungen lässt sich die Bohrung Morsleben 52a faziell in den Übergangsbereich zwischen Rinnen- und Überflutungsfazies einordnen. Die Grünfärbung im oberen Teil der Unteren Exter-Formation wurde in den Bohrungen Morsleben 52a, Velpke BK2, Mahlsdorf 1 und Siedenlangenbeck 1 nachgewiesen und scheint mit den „Grünen KRUMBECKschen Lagen“ im Sinne von WILL (1969) zu korrelieren. Auch im nördlichen Harzvorland wird diese Grünfärbung beschrieben (BENDA 1962, HAUSCHKE & WILDE 1996)

In der Bohrung Morsleben 52a sind insgesamt 14 Zyklen vom Typ Sandstein-Tonstein-Zyklus (oben-fein-Zyklen) entwickelt. Diese lassen sich zu drei Zyklenbündeln zusammen-

fassen, welche wiederum den unteren Abschnitt eines Großzyklus bilden, der die gesamte Exter-Formation umfasst (Abb. 65).

Der sandreiche obere Abschnitt in den Bohrungen Morsleben 52a und Velpke BK2 entspricht dem Oberen Postera-Sandstein (im Sinne von BEUTLER 1995) bzw. dem Unterrhät-Sandstein (im Sinne von BATTERMANN 1989, STINDER 1989). Er lässt sich regional bis ins Weserbergland und ins Osnabrücker Bergland korrelieren und entspricht dort u. a. nach BEUTLER (1995) dem Pyritsandstein (im Sinne von DUCHROW 1968a, 1984). Über dem Pyritsandstein beschreibt DUCHROW (1968a) im Weserbergland die 10–15 m mächtige Hauptsandsteinregion, über welchem der bis zu 5 m mächtige Vallentruper Horizont folgt (Anl. 3). Dieser wird als siltiger Tonstein charakterisiert, der teilweise grün gefärbt ist und ockerfarbene Dolomite sowie zahlreiche Fossilien enthält. Aufgrund eigener Beobachtungen lässt sich dieser Bereich mit dem oberen Abschnitt der Unteren Exter-Formation korrelieren. Deshalb wird die Basis der Mittleren Exter-Formation an die Basis der Quarzitschiefer im Sinne von DUCHROW (1968a) gelegt und entspricht damit der Oberkante der Rinteln-Formation sensu DUCHROW (1984). Durch diese neue Korrelation gehören die Kielsberg-Subformation und der Hauptsandstein im Sinne von DUCHROW (1968a, 1984) zur Unteren Exter-Formation. Aus diesem Grund muss auch die vorher angenommene sehr geringe Mächtigkeit des Unterrhäts sensu BEUTLER (1995, 2005a) relativiert werden (Abb. 69).

Durch Erosion und Anlagerung fehlt im Osnabrücker Bergland der untere Teil der Unteren Exter-Formation (Kielsberg-Subformation im Sinne von BEUTLER 2005a), womit der Pyritsandstein direkt auf die Arnstadt-Formation folgt. Über dem Pyritsandstein fehlen nennenswerte Einschaltungen von Sandsteinen. Für den Westteil Nordwestdeutschlands beschrieb WOLBURG (1969a), allerdings ohne Angaben von Bohrungsnamen, einen Grenz-sandstein-Komplex, welchen er zu den Postera-Schichten (Untere Exter-Formation) zählt. Aufgrund der eigenen Untersuchungen fehlt die Untere Exter-Formation in dieser Region jedoch oftmals aufgrund einer großflächigen Erosion unterhalb der Mittleren Exter-Formation (Diskordanz D6, Abb. 80). In Gebieten mit mehr oder weniger komplett ausgebildeten Profilen der Unteren Exter-Formation geht der Anteil der Sandsteine jedoch nordwestlich und westlich des Osnabrücker Berglandes deutlich zurück. In diesen Regionen werden die Sandsteine von Tonsteinen vertreten, welche oftmals in Steinmergelkeuperfazies vorliegen.

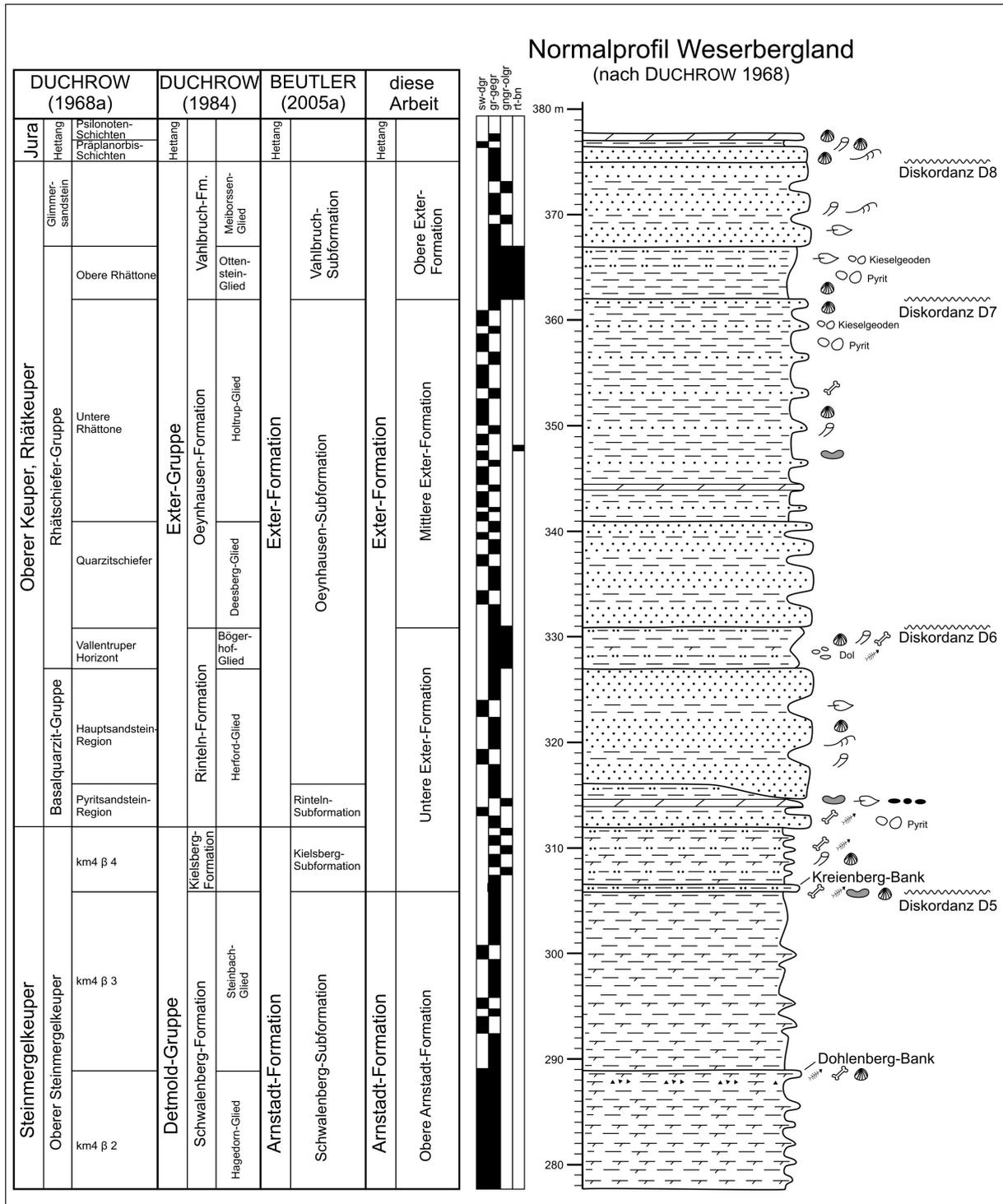


Abb. 69: Unterschiedliche stratigraphische Gliederungen (der Oberen Arnstadt-Formation und der Exter-Formation am Beispiel des Normalprofils im Weserbergland (nach DUCHROW 1968a).

Diese untypische Ausbildung der Unteren Exter-Formation wurde beispielsweise in der Bohrung Bürvenich 1 nachgewiesen und enthält dort Mikrofossilien, die für eine biostratigraphische Einstufung geeignet sind. Es wurde u. a. die Ostrakoden-Art *Rhombocythere*

rueggeri longa WILL nachgewiesen (RESCHER 1993). Die stratigraphische Reichweite dieser durch WILL (1969) als *Notocythere hechti longa* WILL aufgestellten Leitform reicht von der oberen gracilis-Zone (*rueggeri*-Subzone), welche noch zum obersten Nor (Sevat) gehört, bis in die penarthensis-Zone (Unterrhät) (KOZUR, mdl. Mitt.). Deshalb wird dieser Abschnitt, trotz untypischer lithologischer Ausbildung, im Folgenden als Äquivalent der Unteren Exter-Formation bezeichnet (Abb. 72). Lithologisch besteht dieses aus grüngrauen dolomitischen Tonsteinen, die teilweise eine feine Lamination aufweisen und wenige Steinmergelbänke enthalten. Die Lamination wird durch eine Wechsellagerung von tonigem Material mit unterschiedlichen Karbonatgehalten hervorgerufen. In einer Teufe von 45,60 m wurden in der Bohrung Bürvenich 1 Stromatolithe nachgewiesen (Abb. 70), die ähnlich wie in der Arnstadt-Formation bei Göttingen (ARP et al. 2005) wohl in einem lakustrinen Ablagerungsraum entstanden.

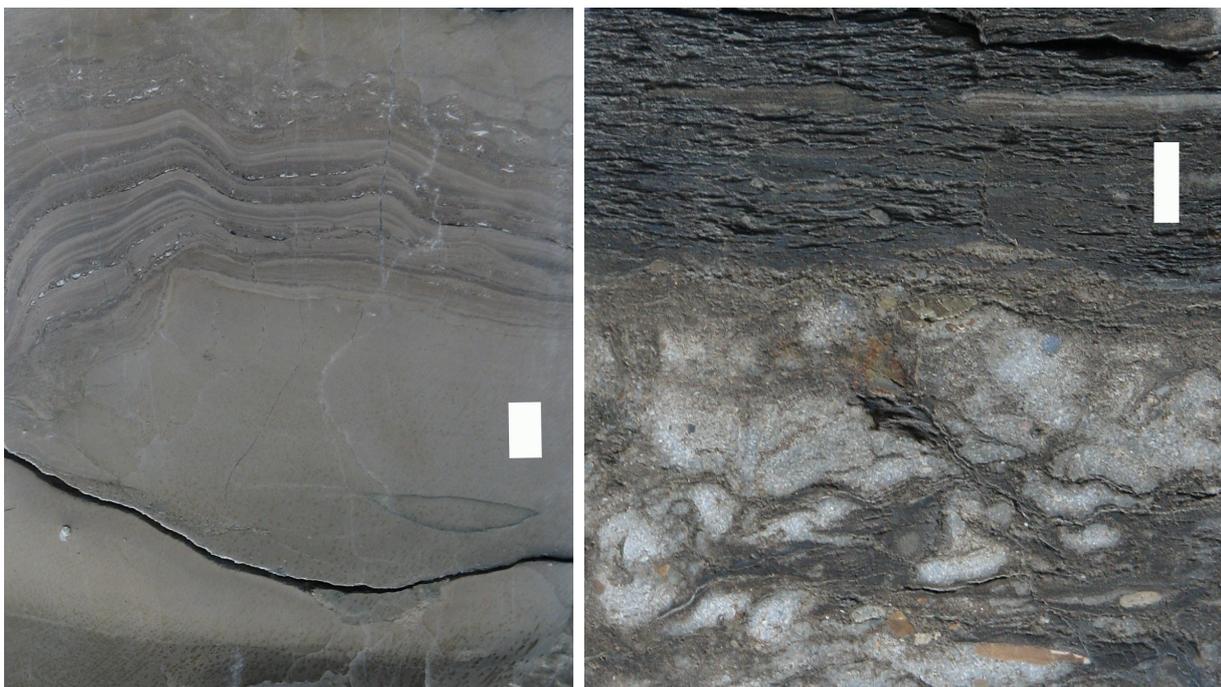


Abb. 70: Kernfotos der Bohrung Bürvenich 1. Links: Stromatolithe im Äquivalent der Unteren Exter-Formation (45,6 m); rechts: scharfe Grenze zwischen dem Äquivalent der Unteren Exter-/Mittleren Exter-Formation (Diskordanz D6; 37,9 m).

Die Tonmineralassoziation der Unteren Exter-Formation setzt sich im Wesentlichen aus Illit und Kaolinit zusammen (GRÜNHAGEN 1993), welche als Verwitterungsprodukte in einem humiden Klima gedeutet werden. Zum Hangenden nimmt der Sandanteil in den dolomitischen Tonsteinen allmählich zu und es treten vereinzelt Aufarbeitungslagen mit Klasten von dolomitischem Tonstein auf (Abb. 72).

Im nordwestlichen Niedersachsen, an der Nordseeküste (Bohrung Westerwanna 3) beschrieb bereits WILL (1969) eine Entwicklung der Unteren Exter-Formation, welche durch ein Zurücktreten der sandigen Fazies bei Einschaltung von mächtigen Ostrakodenschillkalken gekennzeichnet ist. Diese interpretierten BEUTLER & TESSIN (2005) als becken tiefste Fazies. Da diese Entwicklung aber in keiner der bearbeiteten Bohrkern nachgewiesen wurde, wird im Folgenden nicht weiter auf sie eingegangen.

Die Obergrenze der Unteren Exter-Formation und ihrer Äquivalente wird entsprechend dem Vorschlag von SCHOTT (1942) an den deutlichen Wechsel von bunten zu überwiegend schwarzen und grauen Gesteinsfarben gelegt. Diese Grenze ist in Bohrkernen stets scharf ausgebildet (Abb. 70, 71) und fällt im östlichen Niedersachsen an die Basis der Unteren Mittelrhätschiefer, welche durch ihre markante lithologische Ausbildung eine eindeutige Grenzziehung ermöglichen. Aufgrund der Abnahme des Sandgehaltes in westliche Richtung lässt sich diese Grenze jedoch nur in ausgewählten geophysikalischen Logs nachvollziehen.



Abb. 71: Links: Grenze zwischen der Unteren und Mittleren Exter-Formation (Teufe 31,6 m) in der Bohrung Velpke BK2; rechts: Mittelrhät-Hauptsandstein mit starker Bioturbation in der Bohrung Velpke BK3 (Teufe 38,5 m).

Die Mächtigkeiten der Unteren Exter-Formation und deren Äquivalente schwanken in Nordwestdeutschland zwischen 10 m (Osnabrücker Bergland, DUCHROW 1984) und 108 m (Bohrung Sterup-Steinfeld Z1), wobei die geringere Mächtigkeit häufig durch Erosion an der Basis der Mittleren Exter-Formation (Diskordanz D6) hervorgerufen wird. Die mächtigeren Profile sind zumeist in Rinnenfazies ausgebildet, die durch mächtige Sandsteine charakterisiert ist.

Mittlere Exter-Formation

Die Mittlere Exter-Formation setzt mit markanten grauen bis schwarzen Ton- und Sandsteinen über der zumeist bunten Unteren Exter-Formation ein. Diese Farbgenze lässt sich in allen bearbeiteten Kernbohrungen und Aufschlüssen Nordwestdeutschlands nachweisen (Abb. 70, 71). Im östlichen Niedersachsen liegt die Grenze an der Basis der Unteren Mittelrhätschiefer, welche den Wechsel von überwiegend fluviatilen und fluviolakustrinen Bedingungen in der Unteren Exter-Formation zu deltaischen bis marinen Bedingungen in der Mittleren Exter-Formation anzeigen. Den Verzahnungsbereich zwischen der marinen westeuropäischen Schwarztonfazies und der v. a. in Nordostdeutschland und dem östlichen Niedersachsen vertretenen Sandsteinfazies des deltaischen Ablagerungsraums (BEUTLER & TESSIN 2005) bildet eine Nord-Süd-streichende, etwa 100 km breite Zone, die auch in den Bohrungen Velpke BK2 und Velpke BK3 vorgefunden wurde. In diesem Verzahnungsbereich stellte SCHOTT (1942) eine Untergliederung des Mittelrhäts aufgrund von zwei markanten Sandsteinen auf, dem Mittelrhät-Hauptsandstein und dem Flasersandstein. Die Untergliederung in Untere Mittelrhätschiefer, Mittelrhät-Hauptsandstein, Mittlere Mittelrhätschiefer, Flasersandstein und Obere Mittelrhätschiefer lässt sich auch in Logs nachweisen (GAUPP 1991). Aufgrund der sukzessiven Abnahme der Mächtigkeiten der Sandsteinhorizonte nach Westen, kann diese Gliederung im Folgenden jedoch nicht für die überregionale Korrelation benutzt werden. Die Mittelrhätschiefer bestehen aus einer Wechsellagerung aus feinblättrigen schwarzen Tonsteinen mit zahlreichen Lagen und Linsen von Silt- und Feinsandsteinen. Neben hohen Anteilen an Pflanzenhäcksel ist insbesondere eine starke Bioturbation kennzeichnend, die teilweise zu einer völligen Entschichtung führt (Abb. 71). Die Sandsteine des Mittelrhäts sind in der Regel kompakt ausgebildet, besitzen teilweise Aufarbeitungslagen und bilden zwischen den Mittelrhätschiefern markante Horizonte, welche innerhalb der asymmetrischen Tonstein-Sandstein-Zyklen den Abschluss markieren (Abb. 68). In den Bohrungen Velpke BK2 und Velpke BK3 konnten in der Mittleren Exter-Formation insgesamt drei Tonstein-Sandstein-Zyklen nachgewiesen werden, welche ein

Zyklenbündel bilden (Abb. 68). Auch auf der nahe gelegenen Lappwald-Scholle (Bohrung Morsleben 54a, 61a) wurden durch BEUTLER & STOTTMEISTER (2007) drei ähnliche Zyklen beschrieben. Im Weserbergland und Osnabrücker Bergland wird der Mittelrhät-Hauptsandstein durch die Quarzitschiefer vertreten, welche eine bis zu 10 m mächtige Abfolge von stark bioturbaten, quarzitischen Feinsandsteinen darstellen, die mit schieferigen, dunkelgrauen Tonsteinen wechsellagern (DUCHROW 1968a; Abb. 69). Darauf folgen die Unteren Rhättone sensu DUCHROW, welche hauptsächlich aus schieferigen, dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen mit wenig Feinsandstein-Anteilen bestehen. In diesem Bereich dürfte auch das Äquivalent des Flasersandsteins liegen, welches hier jedoch in toniger Fazies vorliegt. Bereits im Osnabrücker Bergland und den westlich anschließenden Gebieten besitzt die Mittlere Exter-Formation nahezu keine Sandsteine mehr und wird überwiegend von dunklen Tonsteinen aufgebaut (WOLBURG 1969a, DUCHROW 1984).

In der Bohrung Bürvenich 1 wurde die Mittlere Exter-Formation trotz der randlichen Lage zwischen dem London-Brabanter Massiv und dem Rheinischen Massiv in typischer mariner westeuropäischer Schwarztonefazies nachgewiesen. Sie beginnt mit einer scharfen Basis über dem Äquivalent der Unteren Exter-Formation (Abb. 70). Lithologisch besteht die Mittlere Exter-Formation in der Bohrung Bürvenich 1 aus schwarzen, blätterigen Tonsteinen, welche Feinglimmer und Pyrit führen und durch feine Feinsandlaminae eine Parallelschichtung besitzen (Abb. 72). Neben einer intensiven Bioturbation wurden zahlreiche Mollusken und Pflanzenhäcksel nachgewiesen. Innerhalb der Mittleren Exter-Formation treten zwei jeweils 0,2 m mächtige Bänke von kalkigem und flaserigem Feinsandstein auf, die vereinzelt Mollusken führen (Abb. 72). Sie stellen wahrscheinlich die distalen Ausläufer des Mittelrhät-Hauptsandsteins und Flasersandsteins dar.

Die Obergrenze der Mittleren Exter-Formation ist lithologisch unscharf ausgebildet und wird entsprechend dem Vorschlag von SCHOTT (1942) an den Wechsel von dunklen zu rötlichen, braunen und teilweise grünlichen Farben gelegt. Dieser ermöglicht die Abgrenzung der Oberen Mittelrhätschiefer von den Unteren Oberrhätschiefern (SCHOTT 1942). Beide besitzen jedoch eine ähnliche Lithologie, was eine Festlegung der Grenze in geophysikalischen Logs erschwert. Die Grenze liegt zumeist inmitten eines Intervalls mit monotonem Kurvenverlauf des GR und SL (Abb. 68, Anl. 7). Aus diesem Grund kann die Grenze zwischen der Mittleren und Oberen Exter-Formation nur an Bohrkernen oder in Aufschlüssen zweifelsfrei festgelegt werden. Selbst dort ist diese Farbgränze häufig nicht eindeutig. Sie konnte nur in der Bohrung Velpke BK3 durch einsetzende Rotfleckung nachgewiesen werden (Abb. 68). Diese Grenze lässt sich bis zum Weserbergland und in das Osnabrücker Bergland verfolgen (Anl. 3), ist

aber bereits in der Bohrung Bürvenich 1 lithologisch nicht mehr nachzuweisen (Abb. 72). Die Mächtigkeiten der Mittleren Exter-Formation schwanken in Nordwestdeutschland zwischen 16 m (Bohrung Dörpen Z1) und 155 m (Bohrung Sterup-Steinfeld Z1). Besonders in den mächtigen Profilen des östlichen Niedersachsens sind der Mittelrät-Hauptsandstein und der Flasersandstein sehr mächtig entwickelt.

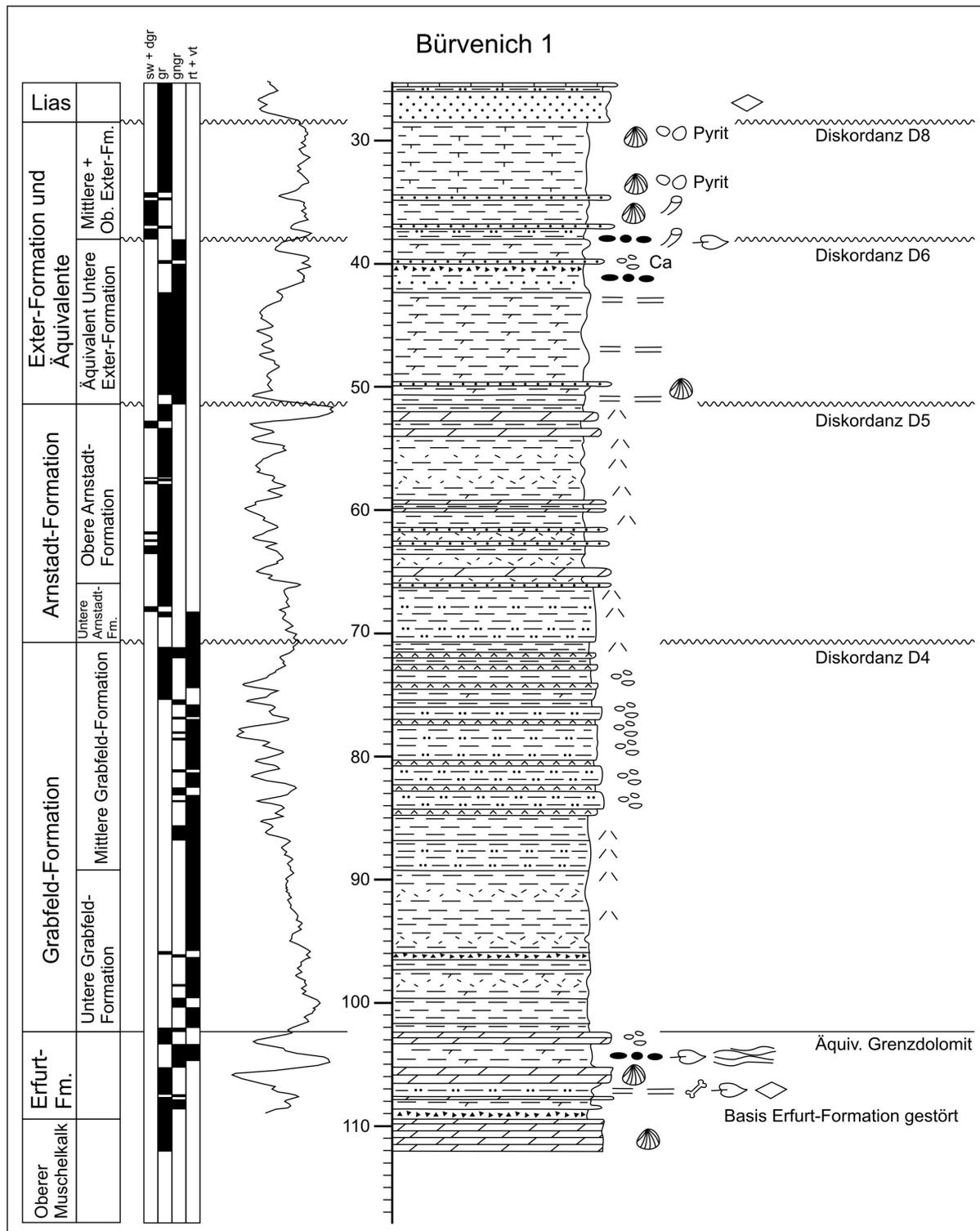


Abb. 72: Keuper in der Bohrung Bürvenich 1.

Obere Exter-Formation

Die lithologisch undeutlich ausgebildete Grenze zwischen der Mittleren und Oberen Exter-Formation liegt in einem Abschnitt mit monoton verlaufenden GR- und SL-Logs (Anl. 7) und lässt sich deshalb nur anhand ausgewählter Bohrungen sicher festlegen. Die lithologisch und faziell sehr variabel ausgebildete Obere Exter-Formation wurde überwiegend unter limnischen Bedingungen abgelagert (WILL 1969) und lässt je nach Bildungsraum lokal eine Dreiteilung in Untere Oberrhätsschiefer, Oberrhätssandstein und Obere Oberrhätsschiefer zu (SCHOTT 1942, WOLBURG 1969a). Diese kann jedoch nicht überregional angewendet werden, weshalb die Obere Exter-Formation im Folgenden ungegliedert betrachtet wird.

In der Bohrung Velpke BK3 beginnt die Obere Exter-Formation mit den Unteren Oberrhätsschiefern, welche als eine Wechsellagerung von grauen, rotfleckigen Tonsteinen mit Feinsandsteinlinsen und -bänken charakterisiert werden kann. Zum Hangenden hin nimmt der Sandgehalt kontinuierlich zu und kulminiert im Oberrhätssandstein, welcher den Abschluss eines asymmetrischen Tonstein-Sandstein-Zyklus markiert (Abb. 68). Der Oberrhätssandstein ist tonflaserig, enthält reichlich Pflanzenhäcksel und besitzt markante Schichtgefüge in Form von Wellenrippeln und trogförmiger Schrägschichtung. Im hangenden Abschnitt der Oberen Exter-Formation folgen die Oberen Oberrhätsschiefer, welche eine ähnliche lithologische Zusammensetzung wie die Unteren Oberrhätsschiefer besitzen. Die biostratigraphische Zuordnung dieses auch als Präplanorbis-Schichten bezeichneten Abschnittes zum Lias wurde durch WILL (1969) diskutiert, wobei eine eindeutige Zuordnung zum Rhät oder Lias bis heute aussteht (LUND 2003). Die Obergrenze der Oberen Exter-Formation wird in der Bohrung Velpke BK 3 an die Oberkante eines knapp 1 m mächtigen markanten siltigen Feinsandsteins gelegt, welcher durch zahlreiche flaserige dunkle Tonsteinlagen ein markantes Schichtgefüge besitzt (Abb. 73). Mit diesem Sandstein, der zugleich den Abschluss des zweiten Tonstein-Sandstein-Zyklus in der Oberen Exter-Formation bildet (Abb. 68), erfolgt der Wechsel von den überwiegend grauen, teils dolomitischen Tonsteinen der Oberen Exter-Formation hin zu schwarzen, karbonatischen Tonsteinen des Lias (Abb. 73). Eine ähnliche Grenzziehung zwischen der Exter-Formation und dem Lias anhand eines markanten Sandsteins beschrieben BEUTLER & STOTTMEISTER (2007) für das Gebiet der Lappwald-Scholle aufgrund des Fehlens der Planorbis-Bank in karbonatischer Entwicklung.

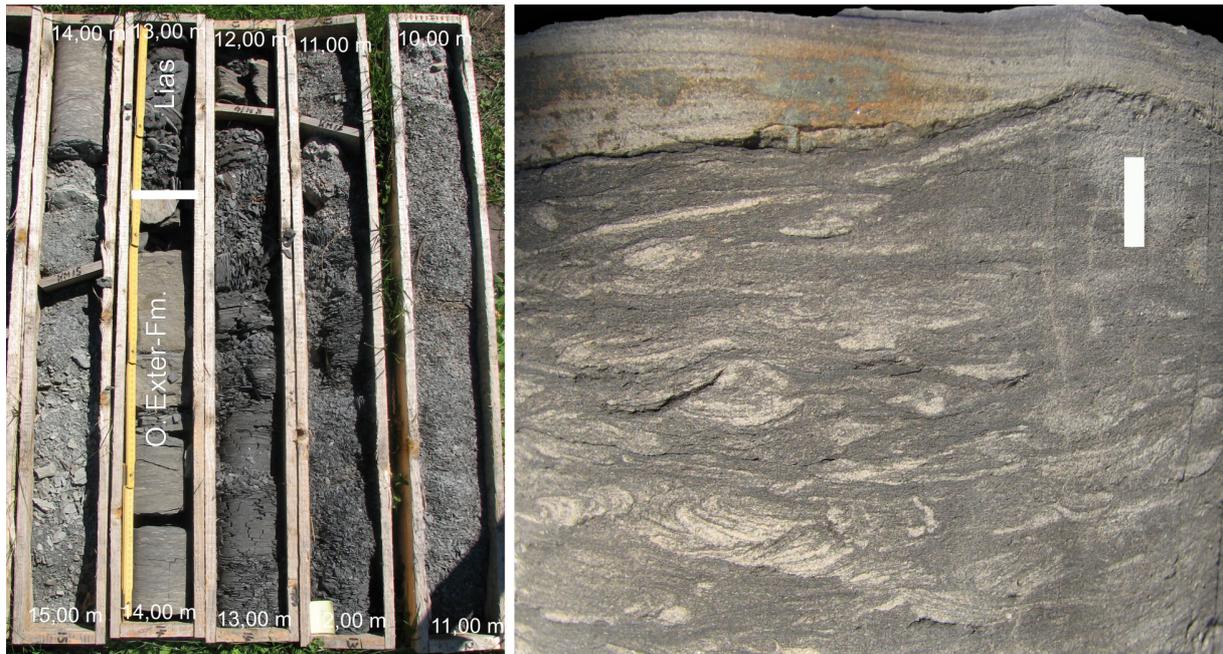


Abb. 73: Links: Grenze zwischen der Oberen Exter-Formation (bei 13,35 m) und dem Lias in der Bohrung Velpke BK3; rechts: Äquivalent des Glimmersandsteins in der Bohrung Velpke BK3 (bei 13,60 m). Maßstab 1 cm.

Im Weserbergland und Osnabrücker Bergland besitzt die Obere Exter-Formation einen ähnlichen Aufbau, wobei jedoch der obere tonige Abschnitt (Obere Oberrhätschiefer) undeutlich ausgebildet ist (Anl. 3). Im oberen Abschnitt beschrieb DUCHROW (1968a, 1984) einen als Glimmersandstein bezeichneten Horizont, welcher aufgrund seiner lithologischen Charakteristik als Äquivalent des flaserigen Sandsteins in der Bohrung Velpke BK3 angesehen wird. Die bereits in der Unteren und Mittleren Exter-Formation beschriebene Abnahme des Sandgehaltes nach Westen hin kann auch für die Obere Exter-Formation des Weserberglands und des Osnabrücker Berglands nachgewiesen werden.

Bereits in der Bohrung Bürvenich lässt sich die Abgrenzung zwischen Mittlerer und Oberer Exter-Formation lithologisch nicht mehr sicher durchführen. Die Grenze zum Lias wird hier an die Basis eines Feinsandsteins gelegt, welchem aufgrund von Mikrofossilien ein eindeutig jurassisches Alter (Lias $\alpha 1$) zuzuweisen ist (RESCHER 1993). Diese Grenze bildet sich auch aufgrund eines markanten Wechsels hin zu niedrigeren GR- und höheren SL-Werten ab und lässt sich überregional korrelieren (Anl. 6, 7).

Die Mächtigkeiten der Oberen Exter-Formation schwanken zwischen 11 m (Bohrung Dörpen Z1) und 42 m (Bohrung Sterup-Steinfeld Z1). Besonders in den mächtigen Profilen des östlichen Niedersachsens ist der Oberrhätsandstein sehr mächtig entwickelt.

Südliches Dänemark (südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Untere Exter-Formation

Das Äquivalent der Unteren Exter-Formation wird im südlichen Dänemark und der dänischen Nordsee durch das Upper Keuper Claystone-Member gebildet, welches v. a. auf dem süddänischen Festland großflächig durch jüngere Erosion abgetragen wurde (Abb. 66). Es wird überwiegend von grüngrauen und grauen Tonsteinen und dolomitischen Tonsteinen aufgebaut (MICHELSEN & CLAUSEN 2002). Besonders im östlichen Dänemark (Bohrungen Rødby 1, Ørslev 1) schalten sich mächtige Sandsteine in die Schichtenfolge ein, weshalb die äquivalenten Bildungen dort als Vinding-Formation bezeichnet werden (BERTELSEN 1978). Die Sandsteine, die mit dolomitischen und karbonatischen Tonsteinen wechsellagern, werden als Äquivalente des Unterrhät-Sandsteins Nordwestdeutschlands angesehen. Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Unteren Exter-Formation schwanken zwischen wenigen 10er Metern in der dänischen Nordsee (Bohrung Dansk Nordø O1, U1) und 56 m auf dem dänischen Festland (Bohrung Rødby 1).

Mittlere Exter-Formation

Äquivalente der Mittleren Exter-Formation werden südlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs durch den unteren Abschnitt der Sleen-Formation gebildet (Abb. 26). Diese besteht aus dunkelgrauen Tonsteinen, in welchen vereinzelt Kalksteinbänke vorkommen. Dieser Teil der Sleen-Formation ist nach MICHELSEN & CLAUSEN (2002) im Wesentlichen auf die dänische Nordsee beschränkt. Nach Osten, in Richtung zum dänischen Festland, schalten sich zunehmend Sandsteine ein. Dadurch sahen MICHELSEN & CLAUSEN (2002) hier die Grenze einer möglichen Korrelation. Durch Log-Korrelation können diese Sandsteine dem Mittelrhät-Hauptsandstein und dem Flasersandstein Nordwestdeutschlands zugeordnet werden. Dadurch lässt sich die Mittlere Exter-Formation Nordwestdeutschlands mit Teilen der Gassum-Formation korrelieren. Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Mittleren Exter-Formation schwanken zwischen wenigen 10er Metern in sandfreier Fazies (Bohrung Dansk Nordø O1, U1) und maximal 42 m (Bohrung Rødby 1) in sandführender Fazies.

Obere Exter-Formation

Das Äquivalent der Oberen Exter-Formation wird in der dänischen Nordsee durch den oberen Teil der Sleen-Formation gebildet, welche aus braun gefärbten, sandigen Tonsteinen mit vereinzelt Kalksteinbänken besteht (MICHELSEN & CLAUSEN 2002). In Richtung auf das dänische Festland erlaubt die Einschaltung zahlreicher Sandsteine eine Zuordnung zur

oberen Gassum-Formation, deren oberster Teil das Äquivalent der Oberen Exter-Formation Nordwestdeutschlands bildet. Die Obergrenze des Äquivalents der Oberen Exter-Formation wird durch die Basis der Fjerritslev-Formation gebildet, welche nach MICHELSEN & CLAUSEN (2002) allerdings bereits ein jurassisches Alter besitzt. Auf die in Richtung der Beckenränder zunehmende deutliche Diachronie der Faziesgrenze zwischen Gassum- und Fjerritslev-Formation verwies bereits BERTELSEN (1978). Da diese Grenze aber im zentralen Teil des Dänischen Beckens nach BERTELSEN (1978) etwa der Rhät/Lias-Grenze entspricht, kann sie südlich des Rinkøbing-Fyn-Hochs als Obergrenze des Äquivalents der Oberen Exter-Formation angesehen werden.

Die Mächtigkeiten der Äquivalente der Exter-Formation schwanken zwischen wenigen 10er Metern in sandfreier Fazies (Bohrung Dansk Nordø O1, U1) und maximal 40 m (Bohrung Ørslev 1) in sandführender Fazies.

Niederlande

Neben dem Äquivalent der Arnstadt-Formation besitzen die äquivalenten Bildungen der Exter-Formation in den Niederlanden die größte Verbreitung (Abb. 66). Die Übertragung der Dreigliederung der Exter-Formation beruht im Wesentlichen auf Log-Korrelationen und lässt sich nur an ausgewählten Bohrungen sicher durchführen.

Untere Exter-Formation

Das Äquivalent der Unteren Exter-Formation wird in den Niederlanden v. a. durch das Upper Keuper Claystone-Member gebildet, welches überwiegend aus grauen, siltigen Tonsteinen besteht, in welche geringmächtige feinkörnige Sandsteine eingeschaltet sind (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994a). Dieses Member wurden von GELUK (2005) genetisch noch zum liegenden Steinmergelkeuper gezählt. V. a. in den östlichen Niederlanden ist das Äquivalent der Unteren Exter-Formation großflächig abgetragen (Diskordanz D6, Abb. 80), weshalb die Exter-Formation in diesem Bereich mit dem Äquivalent der Mittleren Exter-Formation beginnt (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994b).

Da Kerne und Aufschlüsse in den südlichen Niederlanden, also nördlich des London-Brabanter Massivs fehlen, kann aufgrund der Nähe zur Niederrheinischen Bucht eine ähnliche fazielle Ausbildung der Unteren Exter-Formation in Steinmergelkeuperfazies wie in der Bohrung Bürvenich 1 nur vermutet werden. Es deutet sich jedoch ein ähnlicher Kurvenverlauf der geophysikalischen Logs an, weshalb in diesem Gebiet auch die oberen Abschnitte des Dolomitic Keuper-Members als Äquivalent der Unteren Exter-Formation angesehen

werden müssen (Anl. 13). Gestützt wird dies durch die Bohrung Hilvardenbeek 1, welche nördlich des London-Brabanter Massivs abgeteuft wurde (Anl. 2-7). Dort werden aus dem Äquivalent der Unteren Exter-Formation gut sortierte grünliche Feinsandsteine beschrieben, welche mit grüngrauen Tonsteinen und Tonmergelsteinen wechsellagern (Schichtverzeichnis Hilvardenbeek 1). Dies erlaubt die eindeutige lithologische Korrelation mit Nordwestdeutschland.

Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Unteren Exter-Formation schwanken in den Niederlanden zwischen 12 m (Bohrung Emmer-Compascuum 1) und 95 m (Bohrung F 17-2).

Mittlere Exter-Formation

Äquivalente der Mittleren Exter-Formation werden in den Niederlanden durch den unteren Teil der Sleen-Formation gebildet, welche überwiegend aus schwarzen und grauen, fossilführenden Tonsteinen besteht, die vereinzelt sandige Lagen enthalten (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994b). *Rhaetavicula contorta* wurde in der Sleen-Formation bereits durch HARSVELDT (1956) beschrieben und konnte auch in der ostniederländischen Bohrung de Lutte 3 (Schichtverzeichnis de Lutte 3) nachgewiesen werden. Dies belegt die Korrelation mit der Mittleren Exter-Formation (Contorta-Schichten) in Nordwestdeutschland (Abb. 26). Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Mittleren Exter-Formation schwanken in den Niederlanden zwischen wenigen Metern (u. a. Bohrungen De Lutte 3, Noordwijk 2) und mehreren 10er Metern (Bohrungen Ottoland 1, F 17-2, P 2-2), wobei mit zunehmender Entfernung von Nordwestdeutschland aufgrund der zunehmenden Gleichförmigkeit der geophysikalischen Logs eine Trennung der Mittleren von der Oberen Exter-Formation unsicher bzw. unmöglich wird (Anl. 6). Dies liegt größtenteils daran, dass die für die Grenzziehung bedeutsame und für große Bereiche Nordwestdeutschlands charakteristische Sandsteinführung in der Mittleren und Oberen Exter-Formation, selbst in mächtigen Profilen des niederländischen Zentral-Grabens, nicht mehr vorhanden ist. Hier erreichen die Mittlere und Obere Exter-Formation zusammen eine Mächtigkeit von maximal 55 m (Bohrung F 17-2).

Obere Exter-Formation

Das Äquivalent der Oberen Exter-Formation wird in den Niederlanden durch den oberen Teil der Sleen-Formation gebildet, welche im oberen Abschnitt braune bis rote, sandige Tonsteine mit zahlreichen Megasporen führen (VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1994b). Durch die Megasporen und die braune Farbe ist eine eindeutige litho- und biostratigraphische

Korrelation mit der Oberen Exter-Formation (Triletes-Schichten) Nordwestdeutschlands möglich. Die Obergrenze wird durch die Basis der Aalburg-Formation gebildet, welche bereits zum Unteren Jura gehört (WONG 2007).

Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Oberen Exter-Formation schwanken in den Niederlanden zwischen wenigen bis mehreren 10er Metern, wobei die Abgrenzung von der Mittleren Exter-Formation mangels sandiger Einschaltungen oftmals erschwert ist.

Englische Nordsee

Untere Exter-Formation

Das Äquivalent der Unteren Exter-Formation Nordwestdeutschlands wird in der englischen Nordsee durch den oberen Teil der Triton-Formation gebildet (Abb. 26). Diese setzt sich aus dolomitischen Tonsteinen und grünlichen Dolomitlagen zusammen, welche aufgrund ihrer Grünfärbung und der lithologischen Ähnlichkeit mit der Blue Anchor-Formation des englischen Festlandes korreliert wurden (LOTT & WARRINGTON 1988, JOHNSON et al. 1994). Kennzeichnend für diesen Abschnitt sind deutlich höhere GR- und niedrigere SL-Werte als im Äquivalent der Oberen Arnstadt-Formation (Anl. 6, 10), welche als Resultat eines steigenden Karbonatgehaltes bei gleichzeitigem Fehlen evaporitischer Bildungen angesehen werden. Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Unteren Exter-Formation schwanken zwischen 14 m (Bohrung 42-29-3) und maximal 31 m (Bohrung 49-21-5).

Mittlere Exter-Formation

Äquivalente der Mittleren Exter-Formation werden in der englischen Nordsee durch den unteren Teil der rhätischen Penarth Group gebildet (Abb. 26). Für diesen Abschnitt beschrieb RHYS (1974) im Sole Pit-Becken das Rhaetic Sandstone-Member, welches überwiegend von Feinsand- und Siltsteinen aufgebaut wird, die mit dunklen Tonsteinen wechsellagern und oben-fein-Zyklen bilden. Die Sandsteinführung nimmt nach LOTT & WARRINGTON (1988) jedoch in östlicher Richtung zugunsten von dunklen Tonsteinen ab. Die Sandsteine erreichen z. T. beträchtliche Mächtigkeiten von mehreren 10er Meter (40 m; Bohrung 49-21-2) und wurden v. a. im Sole Pit-Beckens nachgewiesen (Bohrungen 47-5-a2, 47-5-a3, 48-6-22, 48-12-1, 49-21-2, 49-21-3, 49-21-5, 53-2-2, 53-2-3, 53-2-4). Die Westgrenze ihrer Verbreitung bildet das auch für die Mächtigkeitsverteilung der Exter-Formation bedeutsame Dowsing-Störungssystem. Die Sandsteine sind zumeist hellgrau, gut sortiert und teilweise glaukonitisch ausgebildet und wechsellagern mit dunklen, teilweise pyritischen Tonsteinen (Schichtverzeichnisse 47-5-a2, 47-5-a3, 48-6-22, 48-12-1, 49-21-2, 49-21-3, 49-21-5, 53-2-2,

53-2-3, 53-2-4). Durch die große lithologische Ähnlichkeit und das in ihnen nachgewiesene Charakterfossil *Rhaetavicula contorta* (LOTT & WARRINGTON 1988) lassen sie sich zweifelsfrei als analoge Bildungen zu den Mittelrhätsandsteinen Nordwestdeutschlands betrachten. Aufgrund der paläogeographischen Position lässt sich als Herkunftsgebiet das London-Brabanter Massiv ableiten.

Die Grenze zwischen den Äquivalenten der Unteren und Mittleren Exter-Formation wird durch die Basis der Penarth Group gebildet. Die Penarth Group beginnt lithologisch mit dem Einsetzen schwarzer Tonsteine, wobei sich diese sowohl durch die Farbe als auch durch den geringeren Karbonatgehalt deutlich gegenüber dem Liegenden abheben. In Logs zeichnet sich diese Grenze in sandfreien Profilen durch einen deutlichen Anstieg der GR-Werte bei gleichzeitigem Abfall der SL-Werte ab (Anl. 6). In sandführender Fazies ist die Untergrenze aufgrund des deutlichen Abfalls der GR- und Anstiegs der SL-Werte charakterisiert (Anl. 10). Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Mittleren Exter-Formation in der englischen Nordsee schwanken zwischen etwa 12 m (Bohrung 42-29-3) und 46 m (Bohrung 49-21-2), wobei besonders bei großen Mächtigkeiten stets markante Sandsteine entwickelt sind.

Obere Exter-Formation

Das Äquivalent der Oberen Exter-Formation Nordwestdeutschlands wird in der englischen Nordsee durch den oberen Abschnitt der Penarth Group gebildet. Dieser wird überwiegend von dunklen und braunen Tonsteinen aufgebaut, in welche sich vereinzelt Sandsteinbänke einschalten (CAMERON et al. 1992). Damit ähnelt die Lithologie dem Äquivalent der Mittleren Exter-Formation in tonreicher Fazies, weshalb allein aufgrund geophysikalischer Logs oftmals keine Unterscheidung möglich ist. In sandführender Fazies fällt die Grenze mit dem Aussetzen der deutlichen Sandführung zusammen (Anl. 10). Die Obergrenze der Oberen Exter-Formation wird an die Basis markanter Kalksteinbänke gelegt, welche bereits zur Lias Group gestellt werden, die jedoch in ihrem basalen Abschnitt noch ein rhätisches Alter besitzt (siehe Kapitel „Ostengland“). Diese Grenze lässt sich auch in Logs aufgrund niedriger GR- und hoher SL-Werte stets zweifelsfrei festlegen (Anl. 6, 10). Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Oberen Exter-Formation schwanken zwischen 10 m (Bohrung 42-29-3) und 22 m (Bohrung 49-21-5).

Ostengland

Untere Exter-Formation

Das Äquivalent der Unteren Exter-Formation wird in Ostengland durch die Blue Anchor-Formation gebildet. Diese setzt sich aus den basalen Tea Green Marls und den besonders im südwestlichen England darauf folgenden Grey Marls (RICHARDSON 1906, 1911) zusammen, welche jedoch in den Midlands und Ostengland fehlen. Die Blue Anchor-Formation besitzt ein obernorisches bis rhätisches Alter (u. a. MORBEY 1975, AUDLEY-CHARLES 1992, BACHMANN & KOZUR 2004, CARNEY et al. 2004, HOUNSLOW et al. 2004). Bereits WILL (1969) wies darauf hin, dass sich seine „Grünen KRUMBECKSchen Lagen“ (höheres Unterrhät) mit den Tea Green Marls korrelieren lassen.

Die Lithologie der Blue Anchor-Formation in Ostengland ähnelt nahezu vollständig dem Äquivalent der Unteren Exter-Formation in der Bohrung Bürvenich 1. In der Bohrung Asfordby Hydrological und dem Aufschluss Bantycoc besteht diese aus graugrünen dolomitischen Tonsteinen, in die vereinzelt Dolomitbänke eingeschaltet sind (Abb. 64, 75). Diese weisen z. T. Anzeichen einer synsedimentären Brekziierung auf. Die Untergrenze ist aufgrund des abrupten Aussetzens der Gipsführung, welche mit einem Farbwechsel von rotbunten zu graugrünen Farben einhergeht, stets scharf ausgebildet (Abb. 74).



Abb. 74: Aufschluss Bantycoc. Profil der Äquivalente der Oberen Arnstadt-Formation (1), der Unteren Exter-Formation (2) (5 m) und der Mittleren und Oberen Exter-Formation (3).

Im Logbild ist das Äquivalent der Unteren Exter-Formation durch einen regelmäßigen Kurvenverlauf mit mittleren GR- und SL-Werten gekennzeichnet (Anl. 8). Die Obergrenze zum Äquivalent der Mittleren Exter-Formation ist aufgrund eines lithologischen Wechsels von grüngrauen dolomitischen Tonsteinen zu reinen dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen mit lokalen sandigen Einschaltungen stets scharf ausgebildet (Abb. 75).

Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Unteren Exter-Formation schwanken in Ostengland zwischen 5 m (Bohrung Belvoir 1, Aufschluss Bantycocock) und 13 m (Bohrung Brigg 1).



Abb. 75: Aufschluss Bantycocock. Links: Grenze zwischen den Äquivalenten der Unteren und Mittleren Exter-Formation (Blue Anchor-Formation, Westbury-Formation); rechts: Äquivalent der Mittleren Exter-Formation (Westbury-Formation).

Mittlere Exter-Formation

Das Äquivalent der Mittleren Exter-Formation wird im östlichen England durch den unteren Teil der Penarth Group, die Westbury-Formation gebildet. Eine Korrelation aufgrund von Ostrakoden in der Penarth Group mit dem nordwestdeutschen Mittelrhät wurde bereits von ANDERSON (1964) beschrieben. Die Westbury-Formation setzt sich überwiegend aus dunkelgrauen bis schwarzen, blätterigen Tonsteinen zusammen, in welche vereinzelt dünne Feinsandlaminae und Feinsandsteinbänke eingeschaltet sind. Diese nehmen an Bedeutung und Mächtigkeit zum Rand des London Brabanter Massivs zu (WARRINGTON & IVIMEY-COOK 1992, STORRS 1993). Das Alter der Westbury-Formation ist aufgrund des Auftretens von Fossilien, insbesondere von *Rhaetavicula contorta* und *Rhaetipollis germanicus* eindeutig Rhät (ORBELL 1973). Die untere Grenze ist stets scharf, teilweise erosiv mit einer Aufarbeitungslage ausgebildet, wobei im Liegenden häufig Bohrspuren und Trockenrisse

aufzutreten (ELLIOTT 1961, HAINS & HORTON 1969, BENTON et al. 2002), welche einen längeren Hiatus belegen. Dieser korreliert mit der Diskordanz D6 in Nordwestdeutschland (Abb. 75). Diesen diskontinuierlichen Übergang zwischen den Äquivalenten der Unteren und der Mittleren Exter-Formation beschrieb im südwestlichen England bereits RICHARDSON (1911). In Ostengland geht diese Grenze mit dem Beginn von tektonischen Aktivitäten einher, die auch zur Hebung des Market Weighton Blocks (nördlich des Flusses Humber) führten (KENT 1980). Dies äußert sich auch in der Gesamtmächtigkeit des Äquivalents der Exter-Formation, welche in dieser Region lediglich 10 m mächtig wird (z. B. Bohrung Scaling 1).

In Logs tritt die untere Grenze deutlich durch einen Anstieg der GR-Werte bei gleichzeitigem Abfall der SL-Werte hervor (Abb. 64). Die Obergrenze zum Äquivalent der Oberen Exter-Formation lässt sich lithologisch an Bohrkernen und in Aufschlüssen gut nachweisen, kann aber allein mit Hilfe von Logs nicht eindeutig festgelegt werden.

Die Mächtigkeiten schwanken nach BERRIDGE et al. (1999) zwischen 1,2 m (Ruskington 1) und 5,2 m (Aufschluss Bantycok), wobei im östlichsten Teil des englischen Festlandes Mächtigkeiten von 11 m erreicht werden (KENT 1980).

Obere Exter-Formation

Das Äquivalent der Oberen Exter-Formation ist in Ostengland der höhere Teil der Penarth Group. Es wird als Lilstock-Formation bezeichnet, wurde in einem lagunären Ablagerungsraum gebildet (MAYALL 1983) und lässt sich weiter in das Cotham-Member und das Langport-Member untergliedern (Abb. 13). Das Cotham-Member wird überwiegend von grauen und graugrünen Tonsteinen und Schiefertönen aufgebaut, in welche sich teilweise feinkörnige Silt- und Sandsteine und geringmächtige Kalksteinbänke einschalten (Abb. 76). Nahe der Nordseeküste werden verbreitet auch braune und rötliche Tonsteinfarben beschrieben, welche erneut Ablagerungsbedingungen anzeigen, wie sie zur Zeit der Äquivalente der Arnstadt-Formation geherrscht haben (KENT 1980). Der Farbumschlag von schwarzen zu teilweise rötlichen bis braunen Farben im unteren Abschnitt der Oberen Exter-Formation ist für den gesamten Westteil des Zentraleuropäischen Beckens charakteristisch und scheint ein Phänomen im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken zu sein. WILL (1969) korrelierte diesen Farbumschlag mit den Levallois-Tönen Süddeutschlands. Darauf folgen Tonsteine des Langport-Members, welche einen höheren Karbonatgehalt besitzen, mit Kalksteinbänken wechsellagern und die Obergrenze des Äquivalents der Oberen Exter-Formation bilden. Dieser obere Abschnitt der Lilstock-Formation besitzt jedoch keine

flächige Verbreitung und konnte auch in den bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüssen nicht nachgewiesen werden. Die darauf folgenden diskordant auflagernden, markanten und hochreinen Kalksteinbänke (Abb. 76), gehören bereits zur Lias Group (Präplanorbis-Schichten), welche jedoch im unteren Abschnitt noch ein rhätisches Alter besitzt (HOUSLOW et al. 2004).



Abb. 76: Aufschluss Bantycocock. Links: Äquivalent der Oberen Exter-Formation (Lilstock-Formation, Cotham-Member); rechts: Profil des Äquivalents der Oberen Exter-Formation (Lilstock-Formation, Cotham-Member (1)) und Lias (Lias Group (2)), Bildhöhe ca. 5 m.

Diese lithostratigraphische Korrelation mit den in Nordwestdeutschland definierten Formationen lässt sich auch biostratigraphisch stützen. Demnach werden Äquivalente der Triletes-Schichten durch den obersten Teil der Westbury-Formation und das Cotham-Member gebildet (MORBEY 1975). Das Langport-Member besitzt jedoch eine Übergangsflora, für die es kein stratigraphisches Äquivalent in Mitteleuropa gibt.

Die Mächtigkeiten des Äquivalents der Oberen Exter-Formation in Ostengland schwanken zwischen wenigen Metern und 11 m (BERRIDGE et al. 1999, AUDLEY-CHARLES 1992).

Nord-Dänemark (nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs)

Aufgrund der überwiegend sandigen Ausbildung der Äquivalente der Exter-Formation und des damit verbundenen monotonen Kurvenverlaufs der geophysikalischen Logs kann die Dreiteilung der Exter-Formation nördlich des Ringkøbing-Fyn-Hochs nicht angewendet werden. (Anl. 5).

Die Exter-Formation wird in dieser Region durch die Vinding-Formation und die Gassum-Formation vertreten, welche zusammen die Mors Group bilden (Abb. 26). Die Vinding-Formation besitzt nach LARSEN (1966) und BERTELSEN (1980) ein norisches bis rhätisches Alter. Sie wird überwiegend von grauen und dunkelgrauen Ton- und Sandsteinen aufgebaut, in welche sich vereinzelt Karbonate einschalten. Damit scheint sowohl biostratigraphisch als auch lithologisch eine Korrelation der Vinding-Formation mit der Unteren Exter-Formation Nordwestdeutschlands möglich.

Die folgende Gassum-Formation wurde als fluviodeltaische bis marine Bildung gedeutet (NIELSEN et al. 1989) und weist eine lithologische Dreiteilung auf. Der untere, sanddominierte Abschnitt zeigt eine oben-grob-Tendenz und wird als Bildung eines Deltas angesehen. Darüber folgen dunkle Tonsteine mit *Rhaetavicula contorta*, womit dieser Bereich eindeutig mit der Mittleren Exter-Formation Nordwestdeutschlands korreliert werden kann. Dieser Abschnitt wurde als Resultat einer „ertrinkenden Deltaebene“ gedeutet (BERTELSEN 1978). Darüber folgen wiederum Sandsteine, in welche teilweise rötliche Tonsteine eingeschaltet sind. Aufgrund dieses bereits im südlichen Zentraleuropäischen Becken beschriebenen Charakteristikums der Äquivalente der rotgefärbten Levallois-Tone ist eine Korrelation mit der Oberen Exter-Formation möglich. Die Grenze zwischen der Gassum-Formation und der Fjerritslev-Formation verläuft diachron und entspricht im zentralen Dänischen Becken etwa der Trias/Jura-Grenze. An den Beckenrändern liegt die Grenze jedoch bereits im Sinemur (BERTELSEN 1978).

Die Äquivalente der Exter-Formation erreichen Mächtigkeiten zwischen 98 m (Bohrung Stenlille 1) und 229 m (Bohrung Mors 1).

5.2. Diskontinuierliche Entwicklung

Der Begriff Diskordanz wird in der Trias-Stratigraphie häufig unterschiedlich und abweichend von seiner ursprünglichen Definition gebraucht.

Als *tektonische Diskordanz* wird eine zeitliche Lücke innerhalb der Schichtenfolge angesehen, wobei die folgenden Schichtglieder über einem tektonisch gestörten Untergrund lagern (BRINKMANN 1990). Diese auch als *Winkeldiskordanz* bezeichnete Grenzfläche (GHOSH 1993) ist häufig flachwinkelig, oftmals über große Strecken auch konkordant ausgebildet und steht im Gegensatz zur *Erosionsdiskordanz*. Diese wird durch Erosion verursacht und ist im Allgemeinen kleinräumig z. B. an der Basis von Rinnen ausgebildet. Im Keuper treten sowohl Erosionsdiskordanzen als auch tektonische Diskordanzen auf. Da die Datengrundlage im Wesentlichen aus Bohrkernen, geophysikalischen Logs und nur wenigen Aufschlüssen besteht, sind Erosionsdiskordanzen und tektonische Diskordanzen oft kaum oder gar nicht voneinander zu unterscheiden und werden im Folgenden pragmatisch unter dem Sammelbegriff „Diskordanz“ zusammengefasst. Diese Verallgemeinerung des Begriffes wurde auch in der Keuper-Monographie (DSK 2005) unkommentiert verwendet.

Der Keuper im Zentraleuropäischen Becken beinhaltet insgesamt bis zu acht Diskordanzen (BEUTLER 1995, 2005d), welche unterschiedliche Verbreitung und Bedeutung haben.

In einer Detailstudie wurde für ein eng begrenztes Gebiet im nördlichen Teil der Eichsfeld-Altmark-Schwelle mit Hilfe von 160 Bohrungen die Auswirkung der keuperzeitlichen Diskordanzen auf die Sedimentation untersucht (BARNASCH et al. 2004, 2005b). Ein wesentliches Ergebnis war, dass sich die an die Diskordanzen gebundenen Schichtausfälle generell aus zwei Teilen, Erosion und Anlagerung, zusammensetzen. Im Liegenden der Diskordanzen werden Schichten erodiert. Die Sedimentation darüber setzt im Hangenden der Diskordanzen aufgrund von Anlagerungs-Effekten (Onlap) besonders auf Schwellen verzögert ein, wodurch sich eine Schichtlücke ergibt, die sich aus einem erosiven und einem fehlenden angelagerten Teil zusammensetzt. Dadurch ist der Hiatus auf dem Schwellenscheitel am größten und nimmt zu den Flanken sukzessive ab.

Die in dieser Detailstudie erarbeiteten Ergebnisse kamen im Rahmen dieser Arbeit beckenweit zur Anwendung. Trotz der geringeren Aufschlussdichte und den damit verbundenen Korrelationsproblemen zeigte sich, dass die jeweiligen Diskordanzen im westlichen Zentraleuropäischen Becken eine unterschiedliche Bedeutung besitzen.

Der Schwerpunkt der Bearbeitung lag auf den im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken bedeutsamen Diskordanzen D2, D4 und D6, welche sich großflächig nachweisen lassen (Abb. 78, 79, 80). Wichtige Strukturelemente im westlichen Zentraleuropäischen

Becken, an denen sich die Diskordanzen mit zum Teil großen Erosionsbeträgen nachweisen lassen, sind die Eichsfeld-Altmark-Schwelle, die Niederlande-Schwelle und die nördlichen und südwestlichen Beckenränder (Ringkøbing-Fyn-Hoch, London-Brabanter Massiv und Rheinisches Massiv; Abb. 1). Im Folgenden werden nur die im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken bedeutsamen Diskordanzen D2, D4 und D6 ausführlich und regional differenziert beschrieben. Die restlichen, zumeist nur lokal bedeutsamen Diskordanzen, werden hingegen nur kurz charakterisiert.

5.2.1. Diskordanz D1

Die Diskordanz D1 ist an der Basis der Erfurt-Formation und ihrer Äquivalente ausgebildet (Abb. 77). Schichtausfälle im Liegenden der Diskordanz wurden nur an ausgewählten Bohrungen quantifiziert und scheinen an Schwellen und Hochlagen im mittleren Teil des Zentraleuropäischen Beckens gebunden zu sein. So wurden auf dem Scheitel der Eichsfeld-Altmark-Schwelle Schichtausfälle von bis zu 35 m nachgewiesen. Hier wurden bis zu 15 m des Oberen Muschelkalks erodiert, während die unteren 20 m der basalen Erfurt-Formation als Folge der Anlagerung fehlen (BARNASCH et al. 2005b). Diesem eng begrenzten Gebiet der Eichsfeld-Altmark-Schwelle steht das westlich daran anschließende Nordwestdeutschland gegenüber, in welchem die Diskordanz D1 mit keinen erkennbaren Schichtausfällen verbunden ist. Hier scheint die Grenze zwischen Muschelkalk und Erfurt-Formation in der Hauptsache konkordant zu sein. Dieser Befund steht im Gegensatz zu BEUTLER et al. (1992), wonach auch in Norddeutschland teilweise mehr als 20 m Schichtausfälle nachgewiesen wurden. Auch DUCHROW (1984) beschrieb für das Weserbergland und das Osnabrücker Bergland die so genannte „Mosterholz-Sekludenz“ als Äquivalent der Diskordanz D1.

Die Korrelation von Logs in diesen Gebieten erbrachte jedoch nur die bereits im Kapitel 5.1.1.3. besprochene Mächtigkeitsreduktion der Erfurt-Formation nordnordwestlich des Osnabrücker Berglandes, welche auch für die Ostflanke der Niederlande-Schwelle charakteristisch ist (Abb. 22, Anl. 11). Da die einzelnen Zyklen hier jedoch in kondensierter Form nachgewiesen werden konnten, ist die geringe Mächtigkeit der Erfurt-Formation in dieser Region ausschließlich auf Schichtkondensation und nicht auf Erosion und Anlagerung zurückzuführen (Anl. 4).

Stufe	Ma	Gruppe	Formation	Subformation	Diskordanz
Hettang		Lias			
Rhaet	201,5	Keuper	Exter-Formation	Obere Exter-Formation	Diskordanz D8
	206			Mittlere Exter-Formation	Diskordanz D7
				Untere Exter-Formation	Diskordanz D6 Diskordanz D5.2 Diskordanz D5.1
Nor	226		Arnstadt-Formation	Obere Arnstadt-Formation	
				Untere Arnstadt-Formation	Diskordanz D4
Karn	231		Weser-Formation	Obere Weser-Formation	Diskordanz D3.2
				Mittlere Weser-Formation	Diskordanz D3.1
				Untere Weser-Formation	
	237		Stuttgart-Formation		Diskordanz D2.3 Diskordanz D2.2 Diskordanz D2.1
238				Grabfeld-Formation	Obere Grabfeld-Formation
		Mittlere Grabfeld-Formation			
	Untere Grabfeld-Formation				
Ladin	239	Erfurt-Formation		Diskordanz D1	
		Muschelkalk	Warburg-Formation		

Abb. 77: Lithostratigraphie des Keupers mit Position und Bezeichnung der keuperzeitlichen Diskordanzen. Chronostratigraphie nach KOZUR & BACHMANN (2008). Nicht maßstäblich.

Im Kapitel 5.1.1.3. wird die sandfreie Ausbildung der Äquivalente der Erfurt-Formation in den westlichen Niederlanden und England und das damit einhergehende Problem der Festlegung der Muschelkalk/Keuper-Grenze erörtert. Dadurch werden auch die Aussagemöglichkeiten über die Verbreitung und Ausbildung der Diskordanz D1 in diesen Gebieten eingeschränkt. Vereinzelt konnte jedoch die Muschelkalk/Keuper-Grenze aufgrund des Wechsels von überwiegend karbonatischen zu klastischen Gesteinen (v. a. Tonsteine) trotzdem mit Hilfe von Logs identifiziert und korreliert werden (Anl. 6). Da in diesen Bohrungen keine nennenswerte Erosion des Oberen Muschelkalkes auftritt, ist die Grenze in diesen Gebieten überwiegend konkordant ausgebildet. Das Äquivalent der Erfurt-Formation in Ostengland, der Cotgrave Sandstone, besitzt an seiner Basis keine Aufarbeitungslagen, setzt jedoch mit scharfer Grenze unmittelbar über den gipsführenden Mudstones der Gunthorpe-Formation ein. Dieser scharfe lithologische Wechsel kann ein Indiz für eine längere Sedimentationsunterbrechung sein, die mit der Diskordanz D1 in Nordwestdeutschland korreliert. Erosion der liegenden und Anlagerung der hangenden Schichten lassen sich jedoch nicht nachweisen.

5.2.2. Diskordanz Deh

BEUTLER (2005d) erwähnte an der Basis der Oberen Grabfeld-Formation (Mönchsberg-Subformation) die Diskordanz Deh (Abb. 77), welche bisher jedoch nur in Süddeutschland (LUTZ & ETZOLD 2003) und im Pariser Becken (MARCHAL 1983) nachgewiesen wurde.

In Nordwestdeutschland scheint die Diskordanz Deh nach Korrelation von Logs in der Region nordöstlich des Weserberglandes (u. a. Bohrung Hemmendorf Z1) vorhanden zu sein (BARNASCH et al. 2005a). Ob dabei tatsächlich Erosion des oberen Teils der Mittleren Grabfeld-Formation (Vörden-Subformation sensu BEUTLER 2005a) vorhanden ist, oder ob dieser Profilabschnitt lediglich in kondensierter Form vorliegt, lässt sich jedoch nur schwer abschätzen. Gegen die Deutung als Diskordanz spricht, dass die Obere Grabfeld-Formation über der Diskordanz Deh sowohl in vollständigen als auch in scheinbar unvollständigen Profilen stets mit einem gipsarmen Intervall dolomitischer Tonsteine beginnt, die sich durch markant hohe GR- und niedrige SL-Werte auszeichnen (Mönchsberg-Subformation sensu BEUTLER 2005a). Im Falle einer Diskordanz müssten diese als Folge der Anlagerung ganz oder teilweise fehlen. Hinzu kommt, dass die Diskordanz besonders in Gebieten mit geringen Mächtigkeiten der Grabfeld-Formation und des gesamten Keupers vermutet wurde. Auch dies spricht eher für eine kondensierte Schichtenfolge, wie sie im Rahmen der vorliegenden Arbeit in ähnlicher Form nordwestlich des Osnabrücker Berglandes und auf der Ostflanke der Niederlande-Schwelle beschrieben wird (Kapitel 5.1.2.3.). Ein weiteres Indiz für eine kondensierte Sedimentation ist die starke Gipsführung der Mittleren Grabfeld-Formation. Die Gipse gehen aus Aridisolen (NITSCH 2005e) hervor und sind Bodenbildungen, die sich über längere Zeiträume hinweg bei niedrigeren Sedimentationsraten bzw. Sedimentationsunterbrechungen entwickelten. Auch in den anschließenden westlichen Niederlanden und in England konnte im Liegenden der Diskordanz Deh keine Erosion, wohl aber eine verstärkte Gipsführung in der Mittleren Grabfeld-Formation nachgewiesen werden.

5.2.3. Diskordanz D2

Die Diskordanz D2 lässt sich in drei Teildiskordanzen D2.1, D2.2 und D2.3 untergliedern (BEUTLER 2005d). Diese befinden sich jeweils an der Basis der Unteren, Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation (Abb. 77) und besitzen bezüglich Entstehung, Verbreitung und Bedeutung einen unterschiedlichen Charakter. Die Diskordanz D2.1 ist durch ihre überregionale Verbreitung und ihre Größenordnung am bedeutsamsten. Sie bildet zumeist die Basis der Stuttgart-Formation und wird als das Ergebnis großräumiger tektonischer Prozesse angesehen (BEUTLER 2005d). Diese wurden nach KOZUR & WEEMS (2007) hauptsächlich durch die Schließung der Paläotethys hervorgerufen und äußern sich in Nordwestdeutschland durch eine großflächige Erosion von bis zu 100 m (Emsland; BEUTLER 2005d) und der Aktivierung Nord-Süd-streichender Grabenstrukturen (FRISCH & KOCKEL 1999). Diese tektonischen Prozesse gingen mit einem plötzlichen Klimawechsel von arid zu humid einher

(„Mid-Carnian Wet Intermezzo“; KOZUR & BACHMANN 2008), welcher sowohl im Zentral-europäischen Becken als auch z. B. im Newark Becken auftritt (KOZUR & WEEMS 2007). Diese erste Phase der Stuttgart-Formation, die der Unteren Stuttgart-Formation entspricht, ist überwiegend durch limnische bis brackische Ablagerungsräume charakterisiert (Kapitel 5.1.3.2.).

Die Diskordanzen D2.2 und D2.3 wurden hingegen als erosive Bildungen, z. B. in Form von eingeschnittenen Tälern (incised valleys), interpretiert (AIGNER & BACHMANN 1992, KÖPPEN 1997, LUTZ & ETZOLD 2003) und sind hauptsächlich an die Strömungsbänder der Stuttgart-Formation gebunden (Kapitel 5.1.3.1.). Gegenüber der Unteren Stuttgart-Formation überwiegt ein fluviatiles Milieu (SHUKLA & BACHMANN 2007). Lediglich in Süddeutschland und Luxemburg wurden ästuarine Ablagerungsräume beschrieben (u. a. GEHRMANN & AIGNER 2002, SHUKLA & BACHMANN 2007). Beide Diskordanzen (D2.2 und D2.3) gehen mit geringeren Erosionsbeträgen einher als die Diskordanz D2.1. So beschrieb DUCHROW (1984) im Weserbergland und Osnabrücker Bergland Äquivalente der Diskordanz D2.2, welche er als „Grevenburg-Seklundenz“ bezeichnete. Diese schneidet sich an der Basis der Rinnen bis zu 17,5 m tief in die liegende Grabfeld-Formation ein.

Für die überregionale Betrachtung wird im Folgenden auf die oben beschriebene Differenzierung der Diskordanz D2 verzichtet. Sie kann, wie auch die Dreigliederung der Stuttgart-Formation, nur in Bohrkernen und Aufschlüssen zweifelsfrei durchgeführt werden (Kapitel 5.1.3.3.). Zusätzlich kommt es häufig zu einer Bündelung der Diskordanzen, da die Untere Stuttgart-Formation (Übergangsschichten) und teilweise auch die Mittlere Stuttgart-Formation durch die jüngeren Diskordanz D2.2 und D2.3 erodiert sein können. Dadurch liegen die Diskordanzen dann häufig in amalgamierter Form vor, weshalb der Erosionsbetrag lediglich summiert dargestellt werden kann (Abb. 78).

Die Diskordanz D2 lässt sich im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachweisen (Abb. 78) und zeigt in ihrer flächigen Darstellung ein differenziertes Bild, in welchem sich Gebiete mit vollständig überlieferter Grabfeld-Formation engräumig mit Gebieten abwechseln, in denen die Grabfeld-Formation nur unvollständig vorliegt. Durch die oben beschriebene, häufige Amalgamierung der einzelnen Diskordanzen der Stuttgart-Formation zeigt die Abb. 78 häufig die Summe aller Erosionsereignisse (D2.1–D2.3).

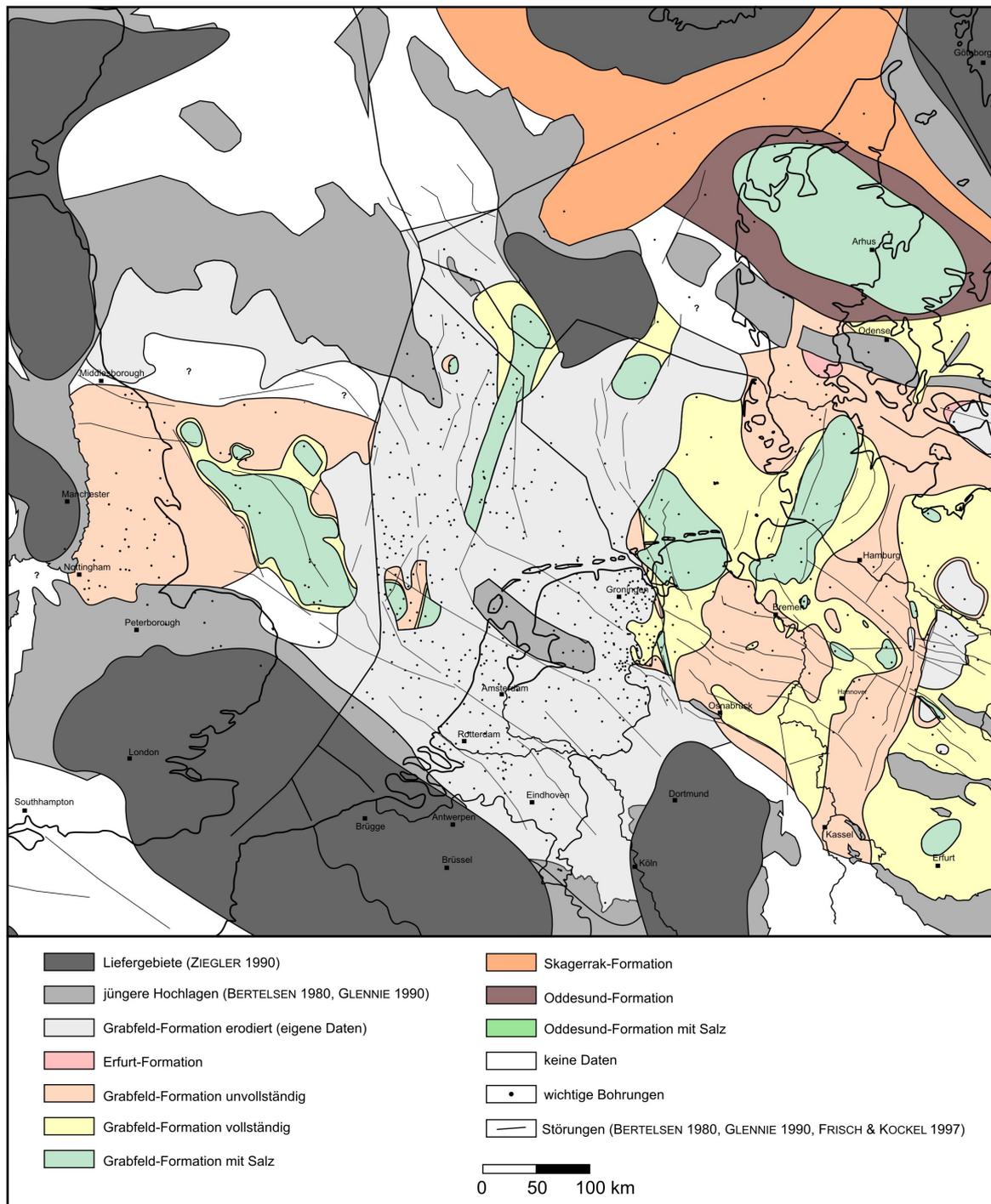


Abb. 78: Karte der Diskordanz D2 im westlichen Zentraleuropäischen Becken. Verbreitung der Salze in der englischen Nordsee nach JOHNSON et al. (1994); im Dänischen Becken nach BERTELSEN (1980); Nordwestdeutschland z. T. nach BEUTLER (pers. Mitt.). Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1.

Profile mit vollständiger Grabfeld-Formation sind insbesondere in Gebieten mit maximalen Subsidenzraten entwickelt, welche in Abb. 78 durch Steinsalze in der Grabfeld-Formation angezeigt werden. Diesen Depozentren stehen Gebiete mit deutlicher Erosion im Liegenden

der Diskordanz D2 gegenüber. Diese wird als lineare Abtragung gedeutet und auf fluviatile Erosion zurückgeführt. Ein auffälliges Erosionsgebiet ist durch die Nord-Süd-streichende Zone mit unvollständiger Grabfeld-Formation angezeigt, welches sich vom Ringkøbing-Fyn-Hoch über den Raum Hamburg und die Region westlich des Harzes bis in das Grabfeld zieht (Abb. 78). In diesem Gebiet sind die obersten 10er Meter der Grabfeld-Formation erodiert. Es stimmt auffällig gut mit dem in Abb. 36 dargestellten und ebenfalls Nord-Süd-streichenden Strömungsband der Stuttgart-Formation überein. Daraus kann geschlossen werden, dass hier die Erosion im Wesentlichen auf fluviatile Prozesse zurückzuführen ist.

Neben dieser linearen Erosion gibt es auch eine flächige Erosion, die an beckeninterne Schwellen und die Beckenränder gebunden ist.

Eichsfeld-Altmark-Schwelle

In der Umrandung der Eichsfeld-Altmark-Schwelle lassen sich Erosionsbeträge von maximal 25 m belegen. Ein höherer Betrag ist für den Schwellenscheitel wahrscheinlich, kann jedoch aufgrund jüngerer Erosion im Zusammenhang mit der Diskordanz D4 nicht mehr nachgewiesen werden. Die Eichsfeld-Altmark-Schwelle besteht aus drei Teilschwellen, welche durch Gräben voneinander getrennt werden (Abb. 78). In diesen Gräben fand im Liegenden der Diskordanz 2 keine Erosion statt. Aufgrund der fehlenden Verbindung zwischen den Erosionsgebieten fand offenbar keine lineare fluviatil bedingte Abtragung statt, sondern eine flächige Erosion, die auf tektonische Prozesse zurückgeführt wird.

Niederlande-Schwelle

Die Äquivalente der Stuttgart-Formation sind im Bereich der Niederlande-Schwelle größtenteils erodiert. Aus diesem Grund sind nur begrenzte Aussagen bezüglich der Charakteristik und Ausbildung der Diskordanz D2 möglich. Die Ostflanke der Niederlande-Schwelle ist in ihrem Randbereich nordwestlich des Osnabrücker Berglandes gerade noch erfasst und zeigt geringe Erosionsbeträge von 17 m (Annaveen Z1). Diese dürften im zentralen Teil der Schwelle erheblich größer gewesen sein, lassen sich jedoch nicht mehr rekonstruieren (BARNASCH et al. 2007).

Südwestlicher Beckenrand (London-Brabanter Massiv)

Am südlichen Beckenrand sind aufgrund jüngerer Erosion keine Aussagen über die Diskordanz D2 möglich. Durch den Nachweis der Diskordanz D2 im nördlich davon gelegenen Broad Forteens-Becken (Anl. 14), lässt sich jedoch in Beckenrandlage ein

großflächiges Abtragungsgebiet vermuten, welches später v. a. durch die Diskordanz D4 überprägt wurde.

Englische und Niederländische Nordsee und Ostengland

In der englischen und niederländischen Nordsee und in Ostengland fehlen die obersten Abschnitte der Äquivalente der Grabfeld-Formation großflächig. Bereiche mit vollständiger Grabfeld-Formation sind an Profile in salzführender Fazies im Zentral-Graben, dem Broad Forteens- und dem Sole Pit-Becken gebunden (Abb. 78).

Nördlicher Beckenrand (Ringkøbing-Fyn-Hoch)

Die größten an die Diskordanz D2 gebundenen Abtragungsbeträge wurden auf dem süddänischen Festland (Bohrung Rødekro 1) und auf der Insel Lolland (Bohrung Søllested 1) festgestellt. Hier lagert das Äquivalent der Stuttgart-Formation auf dem Äquivalent der Erfurt-Formation, weshalb im Vergleich zur benachbarten Bohrung Løgumkloster 1 auf einen Schichtausfall von mehr als 100 m geschlossen werden kann (Abb. 78). Da das Äquivalent des Schilfsandsteins in der Bohrung Rødekro 1 überwiegend aus mächtigen Sandsteinen besteht, welche direkt über der Diskordanz folgen, fehlt das Äquivalent der Unteren Stuttgart-Formation und es liegt hier wahrscheinlich eine Amalgamierung der Diskordanzen D2.1 und D2.2 vor. Somit lässt sich in diesem Bereich der Anteil tektonisch bedingter, flächiger Erosion nicht von der fluviatil bedingten, linearen Erosion trennen.

5.2.4. Diskordanz D3

Die Diskordanz D3 lässt sich nach BEUTLER (2005d) in die Diskordanzen D3.1 und D3.2 untergliedern, welche insbesondere in Süddeutschland nachgewiesen werden können. Bei den eigenen Untersuchungen konnten im Arbeitsgebiet weder die Diskordanz D3.1 noch D3.2 nachgewiesen werden. Letztere beschrieb jedoch DUCHROW (1984) im Weserbergland als „Kortenberg-Sekludenz“ an der Basis der Rischenau-Subformation. Weder das bearbeitete Profil Köllergrund, in welchem dieser Schichtabschnitt aufgeschlossen ist (Abb. 44, 45), noch die Korrelation der umliegenden Bohrungen Exten 1, Hemmendorf Z1 und Linsburg Z1 erbrachten jedoch Hinweise auf eine Diskordanz in diesem Bereich.

5.2.5. Diskordanz D4

Die Diskordanz D4 wurde in ihrem Charakter und ihrer Bedeutung bereits von LÖGTERS (1950) und WOLBURG (1969a, b) aus dem westlichen Nordwestdeutschland beschrieben; sie

erhielt durch BEUTLER & SCHÜLER (1978) die Bezeichnung „Altkimmerische Hauptdiskordanz“ und stellt die bedeutendste keuperzeitliche Diskordanz dar. Im Weserbergland und Osnabrücker Bergland benannte DUCHROW (1984) diese Schichtlücke unabhängig davon als „Wehrendorf-Sekludenz“.

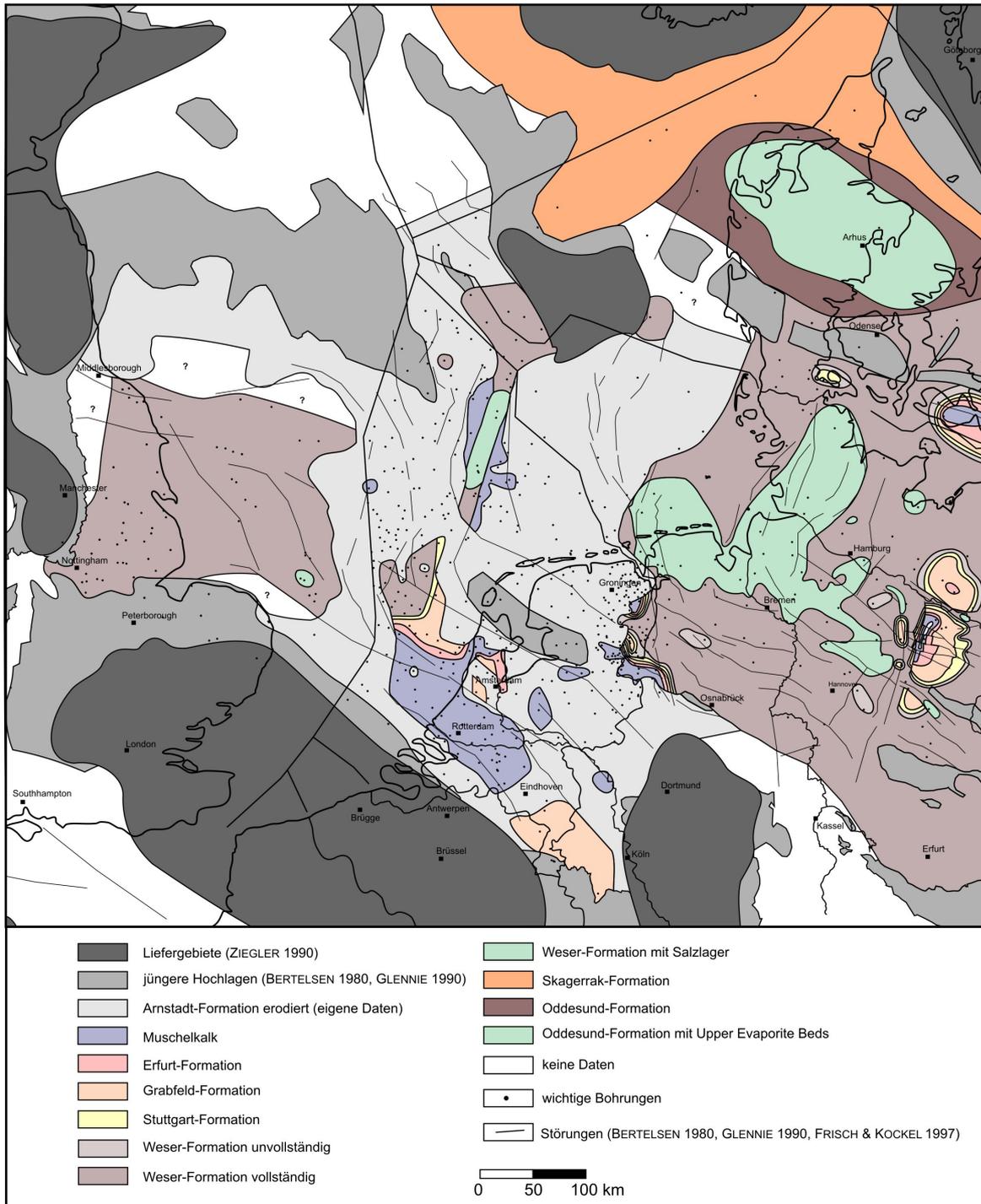


Abb. 79: Karte der Diskordanz D4 im westlichen Zentraleuropäischen Becken. Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1. Verbreitung der Salze im Dänischen Becken nach BERTELSEN (1980); Nordwestdeutschland z. T. nach BEUTLER (pers. Mitt.).

Die Diskordanz D4 befindet sich an der Basis der Arnstadt-Formation (Abb. 77) und wurde als Resultat großräumiger tektonischer Bewegungen interpretiert (BRAUSE & BEUTLER 1977, BEUTLER & SCHÜLER 1978). Bereits BEUTLER (1979) beschrieb, dass die Diskordanz D4 nur auf Schwellen und an den Beckenrändern deutlich ausgebildet ist. Dies kann durch die eigenen Untersuchungen bestätigt werden. Abb. 79 zeigt das Liegende der Diskordanz D4. Der Großteil des Beckens wird von großen, zusammenhängenden Flächen eingenommen, in welchen der Heldburggips und seine Äquivalente vollständig erhalten sind. Dieser bildet den Abschluss der Weser-Formation, was belegt, dass in diesen Gebieten keine nennenswerte Erosion stattgefunden haben kann, da sonst die Gipse fehlen würden. Die Interpretation des Heldburg-Gipses als Aridisol (NITSCH 2005e; Kapitel 5.1.4.3.) lässt jedoch auf eine länger andauernde Sedimentationsunterbrechung bzw. eine kondensierte Sedimentation schließen, als deren Folge sich diese mächtigen Paläoböden gebildet haben.

Die Gebiete maximaler Subsidenz werden durch Steinsalzlager in der Weser-Formation angezeigt, welche insbesondere an Gräben gebunden sind, wie z. B. an den Glückstadt- und Ems-Graben. An die Diskordanz D4 geknüpfte Abtragung ist nur an den Beckenrändern und auf eng umgrenzten Schwellen nachgewiesen worden.

Eichsfeld-Altmark-Schwelle

In Nordwestdeutschland bildet die Eichsfeld-Altmark-Schwelle das markanteste Abtragungsgebiet (Anl. 11). Hier lagert die Arnstadt-Formation im Schwellenscheitel diskordant auf Mittlerem Muschelkalk, was einem Erosionsbetrag von mehr als 500 m entspricht. Zusätzlich kann aufgrund der Anlagerung der basalen Arnstadt-Formation ein Paläorelief von etwa 50 m rekonstruiert werden (BARNASCH et al. 2005b). Die Schwelle hat eine maximale Breite von 50 km und eine Nord-Süd-Erstreckung von 170 km. Sie wird durch zwei markante Gräben in drei Teilschwellen geteilt, welche hinsichtlich ihrer Struktur sehr verschieden sind (Abb. 79). Der südliche Teil der Schwelle befindet sich südwestlich des Flechtinger Höhenzuges und weist die geringsten Erosionsbeträge von knapp über 100 m auf. Diese südliche Teilschwelle wird im Norden von einer Störung begrenzt, welche die Südgrenze eines auch keuperzeitlich aktiven Grabens bildet. In diesem befindet sich die bearbeitete Bohrung Morsleben 52a. Nördlich davon folgt die eigentliche Altmark-Schwelle, welche durch eine große Ausdehnung und Erosionsbeträge von mehr als 500 m gekennzeichnet ist. Sie weist einen ausgeprägten Leistenschollenbau mit WNW-ESE bis NW-SE orientierten Störungen auf und wird durch eine nahezu parallele Anordnung der einzelnen Störungen regelmäßig gegliedert. Die einzelnen Schollen sind etwa 8 km breit. Zusätzlich

treten untergeordnet N-S orientierte Querstörungen auf, unter denen besonders die Diesdorf-Störung (SCHULZE in BENOX et al. 1997) bedeutsam ist.

Durch das steilere Einfallen der Westflanke ist die Altmark-Schwelle deutlich asymmetrisch. Auf einzelnen Leistenschollen treten im Scheitel Aufwölbungen verschiedenen Ausmaßes auf, die unterschiedlich starke Schichtausfälle zur Folge haben (BARNASCH et al. 2005b). Nördlich der Altmark-Schwelle folgt ein weiterer Graben, an den die bereits keuperzeitlich aktiven Salzstöcke Aulosen und Dömitz gebunden sind. Dieses trennende Element zwischen der Altmark- und der Südwestmecklenburg-Schwelle wurde bereits von BEUTLER & SCHÜLER (1978) beschrieben. Die Südwestmecklenburg-Schwelle weist als nördlichste der drei Teilschwellen eine symmetrische Form auf (Abb. 79). Die maximale Abtragung wird durch die diskordante Auflage der Arnstadt-Formation auf der Erfurt-Formation (Bohrung Gorlosen 6/57, FRANZ, mdl. Mitt.) belegt, was einem Schichtausfall von mehr als 250 m entspricht.

Niederlande-Schwelle

Die Niederlande-Schwelle reicht in ihrer Ausdehnung zur Zeit der Diskordanz D4 bis nach Nordwestdeutschland und besitzt im Osten eine kompliziert gebaute, steil einfallende Flanke, welche durch die schmalen Ausstrichzonen der einzelnen Formationen des Keupers angezeigt wird (Abb. 79, Anl. 11). Dies ändert sich mit der Ausstrichzone des Muschelkalks. Diese ist wesentlich breiter und kann trotz einer großflächigen jüngeren Erosion der Arnstadt-Formation in den zentralen Bereichen der Niederlande-Schwelle bis an den südwestlichen Beckenrand korreliert werden. Auch die Westflanke der Niederlande-Schwelle weist einen komplizierten Bau auf und kann aufgrund jüngerer Erosion nur im Broad Forsteens-Becken erfasst werden. Es deutet sich ein relativ flaches Einfallen der Westflanke an, welches durch die breite Ausstrichzone der Erfurt-, Grabfeld- und Stuttgart-Formation angezeigt wird (Abb. 79, Anl. 14).

Die Struktur der Schwelle zeigt eine große, kuppelförmige Hochlage mit steilen Flanken an. Diese Hochlage ist jedoch nicht auf die Niederlande-Schwelle beschränkt, sondern reicht bis zum Rand des London-Brabanter Massivs im Südwesten und dem Rheinischen Massiv im Südosten. Eine ähnliche Hochlage, welche vom Rheinischen Massiv bis zur Niederlande-Schwelle reichte, vermutete bereits WOLBURG (1969a).

Die Abtragung im zentralen Bereich der Niederlande-Schwelle ist teils an die Diskordanz D6 gebunden, teils jedoch auch jura- und kreidezeitlich (Abb. 79). Da in diesen Gebieten vereinzelt unterhalb der Diskordanz D6 Buntsandstein nachgewiesen wurde (u. a.

LÖGTERS 1950, WOLBURG 1969a, GELUK et al. 1996, GELUK 2005) und diese Diskordanz nur geringe Schichtausfälle hervorruft (siehe Kapitel 5.2.7.), reichte die maximale, an die Diskordanz D4 gebundene Erosion wahrscheinlich bis auf den Buntsandstein hinab. Damit ist die Erosion mit deutlich mehr als 500 m wesentlich größer als auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle.

Englische und Niederländische Nordsee und Ostengland

Interessant ist die Ausbildung der Diskordanz D4 im niederländischen Zentral-Graben. Dieser besitzt einen komplexen Bau und ist durch SSW-NNE-streichende Störungen scharf gegen eine Hochlage abgesetzt, auf welcher die Arnstadt-Formation direkt auf Oberem Muschelkalk lagert (Bohrungen F 11-3, F 15-2, F 18-2 und F 18-8). Aufgrund der wenigen Bohrungen in dieser Region kann nicht ausgeschlossen werden, ob die hohen Erosionsbeträge an Salinartektonik oder gekoppelt sind und damit nur kleinräumig auftreten, oder ob es sich dabei um gestörte Profile handelt. Weitere ähnlich starke Erosionbeträge in der westlichen Niederländischen Nordsee (Bohrung J 3-1) scheinen jedoch auf ein größeres Erosionsgebiet hinzuweisen, als es in Abb. 79 dargestellt ist.

In Ostengland konnte eine an die Diskordanz D4 gebundene Erosion nur lokal in den Bohrungen Biscathorpe 1 und Conningsby 1 nachgewiesen werden, wobei die Schichtausfälle lediglich den obersten Teil der Weser-Formation umfassen. Dies entspricht maximalen Erosionsbeträgen von nur wenigen Metern.

Südwestlicher Beckenrand (London-Brabanter Massiv)

Nördlich des London-Brabanter Massivs streicht unterhalb der Diskordanz D4 großflächig der Untere Muschelkalk aus. Die überlagernde Untere Arnstadt-Formation ist durch geringe Mächtigkeitsschwankungen gekennzeichnet, was auf eine gleichmäßige Anlagerung und ein nur geringes Paläorelief schließen lässt (Abb. 53, Anl. 15). Die Gebiete nördlich des London-Brabanter Massivs besitzen die oben beschriebene Verbindung mit der Niederlande-Schwelle und dem Rheinischen Massiv. Für die zwischen den beiden Massiven liegende Niederrheinische Bucht wurden in den bearbeiteten Bohrungen geringere Erosionsbeträge und eine kondensierte Sedimentation nachgewiesen. Dieser Befund ließ sich in der bearbeiteten Bohrung Bürvenich 1 auch lithologisch verifizieren (Abb. 72, Anl. 13).

Da der Untere und der Mittlere Muschelkalk in den südlichen Niederlanden eine ähnliche fazielle Ausbildung wie die Arnstadt-Formation besitzen, ist teilweise eine Korrelation allein aufgrund von Logs unter Vorbehalt zu sehen. Dies erklärt auch die vereinzelt vorkommende

unterschiedliche Interpretation verschiedener Profile gegenüber Arbeiten von GELUK (2005). So interpretiert GELUK (2005) die in dieser Arbeit als Arnstadt-Formation gedeuteten Schichtabschnitte der Bohrungen Buurmalsen 1 und Rozenburg 1 (Anlage 13) als Muschelkalk.

Nördlicher Beckenrand (Ringkøbing-Fyn-Hoch)

Der Nördliche Beckenrand am Ringkøbing-Fyn-Hoch war während des Keupers eine Hochlage, die jedoch teilweise mit Sedimenten überdeckt wurde, was durch Keuper-Mächtigkeiten zwischen 100 und 200 m belegt ist (Abb. 22). Vereinzelt treten jedoch an speziellen Hochlagen ungewöhnlich hohe Erosionsraten auf, was als flächige Abtragung in Folge tektonischer Prozesse gedeutet wird. Die Arnstadt-Formation lagert auf der Falster- und Lolland-Schwelle direkt auf Muschelkalk (z. B. Bohrung Rødby 1), was einem Erosionsbetrag von mehr als 200 m entspricht. Auf dem süddänischen Festland überlagert in der Bohrung Varnæs 1 die Arnstadt-Formation diskordant die Stuttgart-Formation, was einem Erosionsbetrag von etwa 70 m entspricht. Ähnliche Erosionsraten und zusätzlich damit einhergehende Anlagerungs-Prozesse beschrieben CLAUSEN & PEDERSEN (1999) aus dem süddänischen Raum. Demnach erfolgt eine sukzessive Vervollständigung der Schichtfolge gegen das Ringkøbing-Fyn-Hoch sowohl von Süden als auch von Norden her. Da diese Erscheinungen in ähnlicher Form auch auf der Eichfeld-Altmark-Schwelle nachgewiesen wurden (BARNASCH et al. 2004, 2005b), bestätigt sich, dass Schichtlücken stets aus einem erosiven und einem Anlagerungs-Anteil bestehen.

Die scheinbar nur geringen Größen der einzelnen Schwellen im südlichen Dänemark (Abb. 79) lassen sich möglicherweise auf die geringe Anzahl der bearbeiteten Bohrungen und auf die damit verbundene niedrige Aufschlussdichte zurückführen. Ein großes zusammenhängendes Abtragungsgebiet, wie es am südwestlichen Beckenrand nachgewiesen werden konnte, kann jedoch durch die zahlreichen dazwischen liegenden Bohrungen mit vollständig überliefertem Äquivalent der Weser-Formation ausgeschlossen werden (Abb. 79).

5.2.6. Diskordanz D5

Die Diskordanz D5 wurde erstmals von WOLBURG (1969a) aus dem Emsland beschrieben und hat nach BEUTLER (1995) den Charakter einer Erosionsdiskordanz von überregionaler Bedeutung. Sie lässt sich in die Diskordanzen 5.1 und 5.2 untergliedern (BEUTLER 2005d). Die Diskordanz D5.1 befindet sich an der Basis der Exter-Formation und bildet zugleich eine scharfe lithologische Grenze zur Arnstadt-Formation. An der Basis der Diskordanz D5.1

treten Schichtausfälle von bis zu maximal 30 m auf, v. a. an der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (BARNASCH et al. 2005b) und der Niederlande-Schwelle (BEUTLER 1995). Im Osnabrücker Bergland benannte DUCHROW (1984) diese bis zu mehrere 10er Meter umfassende Schichtlücke als „Hohlhöfen-Seklundenz“.

APPEL (1981) beschrieb aus dem östlichen Niedersachsen damit verbundene pedogene Bildungen in der obersten Arnstadt-Formation, welche als Äquivalente der Mühlburg-Bank (sensu FRANZ 2008) gedeutet werden können. Diese von FRANZ (2008) beschriebene Leitbank besitzt aufgrund ihrer markanten Ausbildung sowohl in lithologischen Profilen als auch in Logs im östlichen Zentraleuropäischen Becken einen großen Leitwert. In den bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüssen des eigenen Arbeitsgebietes, konnte die Mühlburg-Bank jedoch nicht nachgewiesen werden. Sie scheint somit nur im östlichen Beckenbereich aufzutreten. In den zentralen Bereichen des Beckens ist die Grenze zwischen der Arnstadt- und der Exter-Formation im Gegensatz zu den Schwellen überwiegend konkordant ausgebildet. Dies deutet sich an aufgrund des Nachweises des Äquivalents der Unteren Exter-Formation nördlich des London-Brabanter Massivs und in den südlichen Niederlanden (Anl. 15). In Ostengland entspricht die Grenze zwischen der Arnstadt- und der Exter-Formation der Basis der Blue Anchor-Formation (Kapitel 5.1.6.3.). Für diese Schichtgrenze beschrieben u. a. OLD et al. (1987) und BARCLAY et al. (1997) im südwestlichen England einen deutlich ausgebildeten Erosionskontakt, welcher jedoch auf diese Region beschränkt zu sein scheint, da er sich schon in Ostengland nicht mehr nachweisen lässt. Möglicherweise kann jedoch der abrupte Fazieswechsel zwischen der Cropwell Bishop-Formation und der Blue Anchor-Formation als Indiz für eine Schichtlücke gedeutet werden, die sich jedoch nicht als markante Erosion äußert.

Die Diskordanz D5.2 befinden sich an der Basis des Postera-Sandsteins im oberen Teil der Unteren Exter-Formation und ist größtenteils als Erosionsdiskordanz ausgebildet, wobei auch großflächige Schollenkippen als Ursache diskutiert werden (BEUTLER 2005d). Die bereits im Kapitel 5.1.6.3. beschriebene Abnahme des Sandgehaltes in westlicher Richtung beschränkt Aussagen zur Verbreitung dieser an die sandige Fazies gebundenen Diskordanz auf die Gebiete östlich der Niederlande-Schwelle. Im anschließenden Emsland wies WOLBURG (1969a) die diskordante Auflage des Postera-Sandsteins auf der Arnstadt-Formation nach, was einem Schichtausfall von wenigen 10er Metern entspricht. Aufgrund der eigenen Bearbeitung scheint es sich dabei aber nur um ein regionales Phänomen zu handeln, da in den zentralen Abschnitten des Beckens keine nennenswerten Schichtausfälle nachgewiesen werden konnten.

5.2.7. Diskordanz D6

Die Diskordanz D6 befindet sich an der Basis der Mittleren Exter-Formation und zählt neben den Diskordanzen D2 und D4 zu den bedeutendsten keuperzeitlichen Diskordanzen (BEUTLER 2005d). Sie wurde bereits früh u. a. durch KOERT (1924) und BENTZ (1926) aus dem deutsch-niederländischen Grenzgebiet beschrieben.

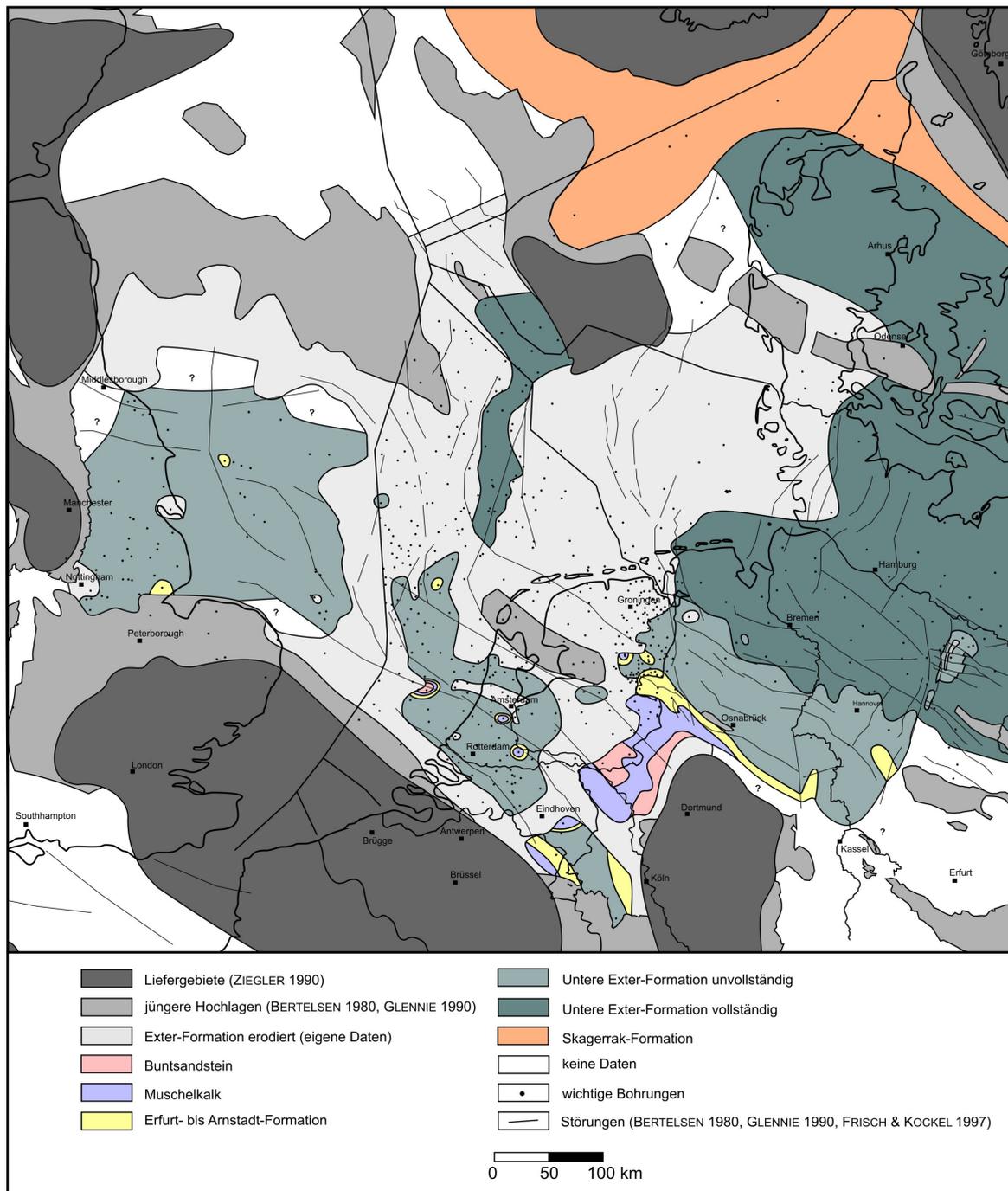


Abb. 80: Karte der Diskordanz D6 im westlichen Zentraleuropäischen Becken. Nordwestdeutschland teilweise nach BEUTLER (2005d). Zur Bezeichnung der Strukturelemente siehe Abb. 1.

Im Osnabrücker Bergland beschrieb DUCHROW (1984) an der Basis der Mittleren Exter-Formation die „Contorta-Transgressionsdiskordanz“, mit welcher der erosive Ausfall eines Großteils der Unteren Exter-Formation verbunden ist. Die Abtragung ist dabei an Schwellen und andere eng begrenzte Gebiete gebunden. So wies BEUTLER (1995) erosionsbedingte Ausfälle der Unteren Exter-Formation südlich des Allertal-Lineaments nach, wohingegen nördlich davon vollständige Profile auftreten. Dies kann durch die eigenen Untersuchungen gestützt werden (Abb. 80), da die Bohrungen nördlich des Allertal-Lineaments (Anl. 7, 11) zumeist vollständige Profile ohne Schichtausfälle aufweisen. Dieses im gesamten Keuper aktive Lineament beeinflusst auch in großem Maße die Mächtigkeiten der Exter-Formation (Abb. 66). Südlich davon ist die Mächtigkeit der Exter-Formation deutlich reduziert. Dort lässt sich die Diskordanz D6 besonders auf der Niederlande-Schwelle und vereinzelt auch am südlichen Beckenrand nachweisen (Abb. 80).

Eichsfeld-Altmark-Schwelle

An die Diskordanz D6 sind auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle Schichtausfälle von maximal 40 m gebunden (BARNASCH et al. 2005b). Der bereits für die Diskordanz D4 beschriebene charakteristische Bau der Schwelle mit unterschiedlich einfallenden Schwellenschenkeln und den quer zum Streichen der Schwelle verlaufenden Grabeneinbrüchen bleibt erhalten (Abb. 80). Das Liegende der Diskordanz D6 wird wegen des deutlich steileren Einfallens der westlichen Flanke bereits etwa 10 km vom Schwellenscheitel entfernt wieder durch die vollständig erhaltene Untere Exter-Formation gebildet.

Niederlande-Schwelle

Die Niederlande-Schwelle stellte zur Zeit der Diskordanz D6 ein Hochgebiet dar, dessen Form sich aufgrund einer jüngeren, zumeist jura- und kreidezeitlichen Erosion nur eingeschränkt rekonstruieren lässt. So wurde an der Ostflanke der Schwelle die diskordante Auflagerung der Mittleren Exter-Formation auf Muschelkalk nachgewiesen (BARNASCH et al. 2007). Dies entspricht einem scheinbaren Schichtausfall von mehreren 100 m, doch sind in direkter Umgebung dieser Gebiete Bohrungen vorhanden, in denen unter der Diskordanz D6 die Arnstadt-Formation nachgewiesen werden konnte. Diese lagert wiederum diskordant auf Muschelkalk (Diskordanz D4), weshalb die große Schichtlücke zwischen der Mittleren Exter-Formation und dem Muschelkalk als eine amalgamierte Diskordanz interpretiert wird, deren größter Anteil auf die Diskordanz D4 zurückgeht (Abb. 79). Die Niederlande-Schwelle besaß zur Zeit der Diskordanz D6 eine wesentlich geringere Ausdehnung als zur Zeit der

Diskordanz D4. So umfasste die Niederlande-Schwelle an der Grenze Weser-/Arnstadt-Formation auch die bereits beschriebenen Gebiete nördlich des London-Brabanter Massivs, in welchen unterhalb der Diskordanz D4 großflächig Muschelkalk ausstreicht. In diesem Gebiet konnte jedoch an der Basis der Mittleren Exter-Formation keine Erosion nachgewiesen werden; das Äquivalent der Unteren Exter-Formation konnte durchgängig nachgewiesen werden (Abb. 80, Anl. 13, 15). So treten beispielsweise in der Bohrung Buurmalsen 1 unterhalb der Diskordanz D6 die Äquivalente der Unteren Exter-Formation und der Arnstadt-Formation auf (Anl. 15). Nur im Bereich des Schwellenscheitels und am Niederrhein ist aufgrund der von LÖGTERS (1950), WOLBURG (1969a), GELUK et al. (1996) und GELUK (2005, 2007) beschriebenen diskordanten Auflage der Mittleren Exter-Formation auf Buntsandstein ein größerer Erosionsbetrag anzunehmen (Abb. 80). Diese große Erosion ist jedoch auch Folge einer Amalgamierung einzelner Diskordanzen, unter denen die Diskordanz D4 den Großteil der Erosion umfasst. Von LÖGTERS (1950) und WOLBURG (1969a) wurde ein zusammenhängendes Gebiet beschrieben, welches sich aus der Niederlande-Schwelle und dem Rheinischen Massiv zusammensetzt und durch eine großflächige Abtragung gekennzeichnet ist. Eine ähnliche Fläche bestand, wie bereits beschrieben, auch zur Zeit der Diskordanz D4, jedoch in größerer Ausdehnung, weshalb diese Aussage bestätigt werden kann.

Südwestlicher Beckenrand (London-Brabanter Massiv)

Die Diskordanz D6 bildet am Niederrhein und den umliegenden Gebieten durch die bereits frühzeitig nachgewiesene Auflage von Mittlerer Exter-Formation auf Mittlerer Trias, Unterer Trias (Oberer Buntsandstein) und sogar Zechstein (u. a. THIENHAUS 1962), scheinbar die bedeutendste Diskordanz im Keuper. Diese Aussage kann jedoch aufgrund der eigenen Untersuchungen revidiert werden. Nördlich des London-Brabanter Massivs wurde vereinzelt die diskordante Auflage der Mittleren Exter-Formation auf Unterem Muschelkalk nachgewiesen, was große Erosionsbeträge vortäuscht. Jedoch befindet sich auch in diesem Gebiet, wie bereits für die Niederlande-Schwelle beschrieben, stets nahe gelegene Bohrungen, in welchen unter der Diskordanz D6 die Äquivalente der Unteren Exter- und der Arnstadt-Formation erhalten sind (Abb. 80). Dies spricht gegen eine überregional verbreitete tiefgreifende Erosion. Ein gutes Beispiel stellt die Bohrung P 12-3 in der südlichen Nordsee der Niederlande dar, in welcher die Mittlere Exter-Formation in diskordanter Auflagerung auf Oberem Buntsandstein nachgewiesen wurde. Nur 20 km südlich dieser Bohrung lagert jedoch in der Bohrung P 15-1 die Arnstadt-Formation auf Unterem Muschelkalk und die

Diskordanz D6 folgt auf dem vollständigen Äquivalent der Unteren Exter-Formation. Diese amalgamierte Diskordanzfläche täuscht also nur eine großflächige und tiefgründige Erosion vor. Eine weitere Erklärung für die diskordante Auflagerung der Mittleren Exter-Formation auf Oberem Buntsandstein wäre die Annahme einer Störung, wie sie beispielsweise in der benachbarten Bohrung P12-1 auftritt. Die an die Diskordanz D6 gebundene Abtragung nördlich des London-Brabanter Massivs scheint aufgrund der bearbeiteten Bohrungen eher an zahlreiche, eng begrenzte, Gebiete gebunden zu sein, was auf Halotektonik zurückzuführen ist. Ähnliche Ergebnisse beschrieb THIENHAUS (1962). Lediglich in direkter Nähe zu den Hochlagen des Rheinischen Massivs und des London-Brabanter Massivs deutet sich eine flächige Abtragung an, welche wegen der jüngeren Überprägung jedoch nur noch in Relikten nachgewiesen werden kann (Abb. 80). Die genauen Werte der maximalen, an die Diskordanz D6 gebundene Erosion in Gebieten ohne halotektonische Einflüsse, lassen sich schwer rekonstruieren, dürften aber mehrere 10er Meter kaum überschreiten.

Englische und Niederländische Nordsee und Ostengland

Im Niederländischen Zentral-Graben und in der englischen Nordsee tritt unterhalb der Diskordanz D6 nur lokal starke Erosion auf. So konnte in den Bohrungen K 15-3 (Niederlande) und 42-29-1 (Großbritannien) die diskordante Auflage der Äquivalente der Mittleren Exter-Formation auf den Äquivalenten der Grabfeld- bzw. Arnstadt-Formation nachgewiesen werden (Abb. 80). Wegen der geringen Ausdehnung dieser Erosionsgebiete wird dies auf Halotektonik zurückgeführt. Für den Großteil der englischen Nordsee und Ostengland konnten hingegen die Äquivalente der Unteren Exter-Formation nachgewiesen werden. Aufgrund der im östlichen England beschriebenen erosiven Schichtgrenze zwischen Blue Anchor- und Westbury-Formation (WARRINGTON & IVIMEY-COOK 1992), dürfte das Äquivalent der Unteren Exter-Formation jedoch nicht vollständig entwickelt sein (Abb. 80). Anzeichen dafür sind lokal an der Basis der Westbury-Formation entwickelte Bonebeds und Aufarbeitungslagen mit Geröllen der liegenden Blue Anchor-Formation. Die Obergrenze der Blue Anchor-Formation besitzt zudem häufig ein unebenes Relief und Bohrspuren (HAINS & HORTON 1969, BENTON et al. 2002).

Mit Beginn der rätischen Transgression wurden große Teile des East Midland-Schelfs zu küstennahen, flachmarinen und niederenergetischen Bereichen, die zum Rand des London-Brabanter Massivs in eine litorale Sandfazies übergingen (WARRINGTON & IVIMEY-COOK 1992, STORRS 1993). Am Rand des London-Brabanter Massivs erfolgte die diskordante

Übergreifen auf ältere Einheiten (WARRINGTON & IVIMEY-COOK 1992). Dieses konnte jedoch nur in der Bohrung Sibsey 1 belegt werden (Abb. 80).

Nördlicher Beckenrand (Ringkøbing-Fyn-Hoch)

Am nördlichen Beckenrand wurden die Äquivalente der Exter-Formation besonders im westlichen Teil Dänemarks durch jüngere Erosion großflächig abgetragen (Abb. 66). In den östlich anschließenden Gebieten konnten keine Schichtausfälle nachgewiesen werden (Abb. 80).

5.2.8. Diskordanz D7

Die Diskordanz D7 befindet sich an der Basis der Oberen Exter-Formation (BEUTLER 2005d). Sie markiert einen Fazieswechsel von der überwiegend marinen Mittleren Exter-Formation zur brackisch ausgebildeten Oberen Exter-Formation. Einen damit verbundenen Erosionsbetrag von bis zu 30 m beschrieb BEUTLER (1995) für die Rügen-Schwelle und Südostbrandenburg. Im Westteil des Zentraleuropäischen Beckens konnten hingegen keine Schichtausfälle belegt werden, weshalb die Diskordanz nur eine regional stark begrenzte Bedeutung besitzt. Hinweise auf tektonische Aktivitäten, die sich in Erdbeben und damit einhergehenden Deformationsstrukturen in den Äquivalenten der Oberen Exter-Formation äußern, wurden durch MAYALL (1983) im südwestlichen England beschrieben.

5.2.9. Diskordanz D8

Die Diskordanz D8 befindet sich an der Grenze Keuper/Jura. Aus Süddeutschland wurden größere Schichtausfälle beschrieben (SINGH 1966, GEYER & GWINNER 1991). In Nordwestdeutschland besitzt die Diskordanz D8 nach BEUTLER (2005d) bei geringen Schichtausfällen von maximal 10 m eine überregionale Verbreitung. Diese konnte in den bearbeiteten Bohrungen ebenfalls beobachtet werden, wobei die Erosionsbeträge teilweise deutlich unter 10 m liegen und somit schwer nachweisbar sind. Nach LUND (2003) lässt sich die Diskordanz in der Bohrung Eitzendorf 8 auch biostratigraphisch belegen.

5.3. Zyko- und Sequenzstratigraphie

5.3.1. Vorbemerkungen, Definition der Zyklen

Im folgenden Kapitel wird zunächst eine zykostratigraphische Gliederung des Keupers vorgelegt, die auf dem bereits in Kapitel 5.1. ausführlich beschriebenen zyklischen Aufbau des Keupers basiert. Diese Zyklen unterschiedlicher Hierarchien werden anschließend sequenzstratigraphisch interpretiert und in ein sequenzstratigraphisches Modell des Keupers integriert. Die zykostratigraphische Gliederung beruht im Wesentlichen auf der Bearbeitung der Bohrungen Morsleben 52a, Velpke BK2–3 und wenigen Tagesaufschlüssen im Weserbergland. Auf die Notwendigkeit der Interpretation mehrerer miteinander verknüpfter Aufschlüsse für eine exakte zykostratigraphische Zeitreihenanalyse wiesen jedoch bereits STRASSER et al. (2006) hin. Deshalb soll das folgende Kapitel lediglich als Ansatz für eine in Nordwestdeutschland gültige Zyko- und Sequenzstratigraphie gesehen werden, welcher weiterer Untersuchungen bedarf.

Mit dem zyklischen Aufbau des Keupers beschäftigten sich zahlreiche Arbeiten (Kapitel 3.4.), wobei in jüngster Zeit v. a. von BEUTLER et al. (1999b) und NITSCH (2005b) eine Zyklenhierarchie erarbeitet wurde, welche hinsichtlich ihrer Größenordnung in a) Ablagerungszyklen, b) Kleinzyklen, c) Kleinzyklenbündel und d) Großzyklen untergliedert werden kann. Auf dieser Untergliederung wird in dieser Arbeit in abgewandelter Form aufgebaut.

a) Ablagerungszyklen

Ablagerungszyklen sind zumeist nur wenige Dezimeter bis Meter mächtig und können hauptsächlich in Aufschlüssen nachgewiesen werden. Sie werden wegen ihrer geringen überregionalen Korrelierbarkeit in dieser Arbeit nicht näher betrachtet.

b) Zyklen (Z)

Kleinzyklen wurden u. a. von NITSCH (2005b) definiert und werden in dieser Arbeit aus praktischen Gründen als Zyklen bezeichnet. Sie sind zwischen einigen Dezimetern und mehreren Metern mächtig und erreichen nur selten mehr als 10 m. Dies trifft für amalgamierte Zyklen zu, wenn beispielsweise die oberen Teile eines Sandstein-Tonstein-Zyklus aufgrund erosiver Prozesse an der Basis des folgenden Zyklus fehlen, wodurch die basalen Sandsteine miteinander verschmelzen. Solche Erscheinungen konnten in der Bohrung Morsleben 52a beispielsweise in der Erfurt-Formation nachgewiesen werden. Besonders in playa- und sabkhafaziellen Milieus lassen die Zyklen sich sowohl in Aufschlüssen und Bohrkernen meist

zweifelsfrei erkennen und werden als Folge der periodischen Änderung der Orbitalparameter der Erde, beispielsweise der Exzentrizität, gedeutet (u. a. BACHMANN & KOZUR 2004, SCHÄFER 2005, STRASSER et al. 2006). Die Dauer der Perioden schwankt dabei in Abhängigkeit vom Bildungsmilieu zwischen ~20.000, ~41.000, ~100.000 und ~400.000 Jahren. Exzentrizitätszyklen von ~100.000 Jahren treten v. a. in der Erfurt-, Grabfeld- und Weser-Formation auf (SEEGIS 1997, BACHMANN & BEUTLER 1998, BACHMANN & KOZUR 2004). Lange Exzentrizitätszyklen (~400.000 Jahre) werden u. a. von REINHARDT & RICKEN (2000) von der Arnstadt-Formation beschrieben. In den fluviatil geprägten Abschnitten des Keupers, z. B. in Teilen der Stuttgart-Formation, können die Zyklen z. T. wegen Amalgamierung mehrerer Zyklen nicht zweifelsfrei auseinander gehalten werden und lassen sich somit nicht eindeutig Milankovitch-Zyklen zuordnen (u. a. BACHMANN & KOZUR 2004).

Die Zyklen werden in dieser Arbeit durch spitze Dreiecke graphisch dargestellt (z. B. Abb. 23). Durch die Richtung der Dreiecksspitze wird der zyklische Verlauf unterschiedlicher Bedeutung dargestellt, der abhängig vom Bildungsraum und der lithologischen Zusammensetzung ist (Abb. 81). Die Zyklik im Keuper wird im Wesentlichen durch rhythmische Wechsel in der Korngröße, der pedogenen Überprägung, der marinen Beeinflussung und der Wassertiefe hervorgerufen. Die ersten drei genannten Faktoren äußern sich in asymmetrischen Zyklen, die eine scharfe Unter- und Obergrenze besitzen. Symmetrische Zyklen werden hingegen zumeist durch gleichmäßige Schwankungen der Wassertiefe hervorgerufen und besitzen z. T. unscharfe Zyklingrenzen (Abb. 81).

Die Erfurt-, Stuttgart- und Exter-Formation werden überwiegend von Sand- und Tonsteinen aufgebaut. In diesen sind v. a. asymmetrische Zyklientypen entwickelt, die auf einem rhythmischen Wechsel in der Korngröße beruhen (Kapitel 5.1.1., 5.1.3, 5.1.6, Abb. 38, 67, 81). In der Erfurt-Formation ist im oberen Teil einzelner Zyklen eine marine Beeinflussung nachweisbar, was marine Karbonate belegen (Abb. 25). Die Zyklen der Erfurt-, Stuttgart- und Exter-Formation werden durch spitzwinklige Dreiecke dargestellt, wobei die breite Seite des Dreiecks jeweils die maximale Korngröße darstellt.

In der Grabfeld-, Weser- und Arnstadt-Formation fehlen Sandsteine weitestgehend. Die dominierende Lithologie sind Tonsteine, die wechselnde Dolomitgehalte besitzen und in rhythmischer Wechsellagerung mit Karbonaten (v. a. Dolomit) und Evaporiten (Gips, Steinsalz) auftreten. Die Zyklik wird im Wesentlichen durch Sedimentationswechsel und durch pedogene Überprägung gesteuert (Kapitel 5.1.2., 5.1.4, 5.1.5, Abb. 30, 31, 32, 54, 56, 81). Die breite Seite der Dreiecke zeigt dabei jeweils die stärkste pedogene Überprägung an.

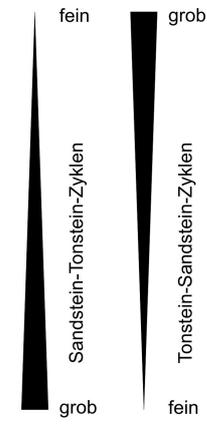
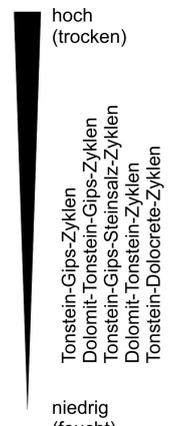
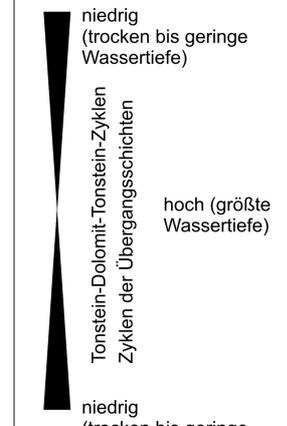
stratigraphisches Vorkommen der Zyklen	Stuttgart-Formation Exter-Formation	Grabfeld-Formation Weser-Formation Arnstadt-Formation	Erfurt-Formation	Stuttgart-Formation Arnstadt-Formation
Art der Zyklen und Benennung				
Zyklen-Parameter	Korngrößentrend	Intensität/Grad der pedogenen Überprägung	Grad der marinen Einflüsse (Ingressionen)	Wassertiefe

Abb. 81: Schematische Darstellung der Zyklenarten, Zyklenparameter und des stratigraphischen Vorkommens der Zyklen.

In der Stuttgart- und Arnstadt-Formation sind neben den asymmetrischen Zyklen auch symmetrische Zyklen entwickelt (Abb. 37, 55, 81). Diese beruhen auf regelmäßigen Schwankungen der Wassertiefe, wobei die Spitzen der Dreiecke, welche die Zyklik darstellen, die jeweils höchste Wassertiefe anzeigen.

c) Zyklenbündel (ZB)

Die Zyklen können aufgrund ähnlicher fazieller Merkmale zu Zyklenbündeln zusammengefasst werden (NITSCH 2005b). Diese besitzen eine Mächtigkeit von mehreren 10er Metern und bilden die kleinste Einheit der überregionalen Korrelationen. Sie werden zumeist durch markante und überregional verfolgbare Leithorizonte oder Diskordanzen begrenzt, spiegeln sich häufig in einem markanten Verlauf der geophysikalischen Logs wider und bilden die Grundlage für eine weitere Untergliederung der Formationen (Kapitel 5.1.1.–5.1.6.).

d) Großzyklen (GZ)

Die Zyklenbündel können zu Großzyklen zusammengefasst werden. Diese werden stets von überregional bedeutsamen Diskordanzen begrenzt, wodurch die Großzyklen im gesamten

westlichen Zentraleuropäischen Becken nachzuweisen sind. Insgesamt können im Keuper vier Großzyklen (GZ I–IV) nachgewiesen werden (Abb. 82).

BACHMANN et al. (2008) beschrieben im Zentraleuropäischen Becken Zyklen 2. Ordnung (Depositional Cycles 2nd order), welche durch überregionale Änderungen in der Beckensubsidenz und des eustatischen Meeresspiegels verursacht werden und eine Dauer zwischen 3–50 Ma besitzen. Sie wurden in ähnlicher Form bereits durch SLOSS (1963) und JACQUIN & DE GRACIANSKY (1998) beschrieben. Der Keuper umfasst nach BACHMANN et al. (2008) Teile des 5. und 6. Zyklus 2. Ordnung. Die Grenze zwischen diesen Zyklen bildet die Diskordanz D4. Die Zyklen 2. Ordnung lassen sich weiter in Zyklen 3. Ordnung (Depositional Cycles 3rd order; STOLLHOFEN et al. 2008) untergliedern (Abb. 82). Diese umfassen nach BACHMANN et al. (2008) eine Zeitspanne zwischen 0,5–3 Ma und entsprechen den vier keuperzeitlichen Großzyklen (Abb. 23, 28, 35, 51, 52, 65). Sie lassen sich alternativ als Sequenzen dritter Ordnung interpretierten, welche die Grundlage der klassischen Sequenzstratigraphie bilden (u. a. VAIL et al. 1977, HAQ et al. 1987, STRASSER et al. 2006). Diese lassen sich wiederum in Zyklen 4. und 5. Ordnung untergliedern, welche eine Dauer von 0,5 Ma – ~10.000 a. besitzen und als Parasequenzen gedeutet werden können. Ihre Entstehung wird auf die Änderungen astronomischer Parameter zurückgeführt; sie werden auch Milankovitch-Zyklen genannt (SCHÄFER 2005). Damit entsprechen sie bezüglich ihrer Hierarchie den oben genannten Ablagerungszyklen, Zyklen und Zyklenbündeln.

Wegen der ursprünglichen Definition der Sequenzstratigraphie im Küsten- und Schelfraum ist die Übertragung auf kontinentale Ablagerungsräume, die keine oder nur zeitweilig geringe marine Beeinflussungen aufweisen, problematisch. Für diese Gebiete wurde deshalb das Baselevel-Konzept angewandt (u. a. HORNING 1998, AIGNER et al. 1999, PÖPPELREITER 1999, GEHRMANN & AIGNER 2002).

Auf die Probleme bei der Anwendung des sequenzstratigraphischen und des Baselevel-Konzeptes wiesen NITSCH (2005d) und FRANZ (2008) hin. Beide Konzepte betrachten demnach nicht alle, die Sedimentation steuernden, Faktoren wie Tektonik, Meeresspiegelschwankungen und Klima. Zudem können nicht alle Systemtrakte in den Sedimenten nachgewiesen werden, da oft keine Äquivalente des Tiefstand-Systemtrakts (LST) vorkommen.

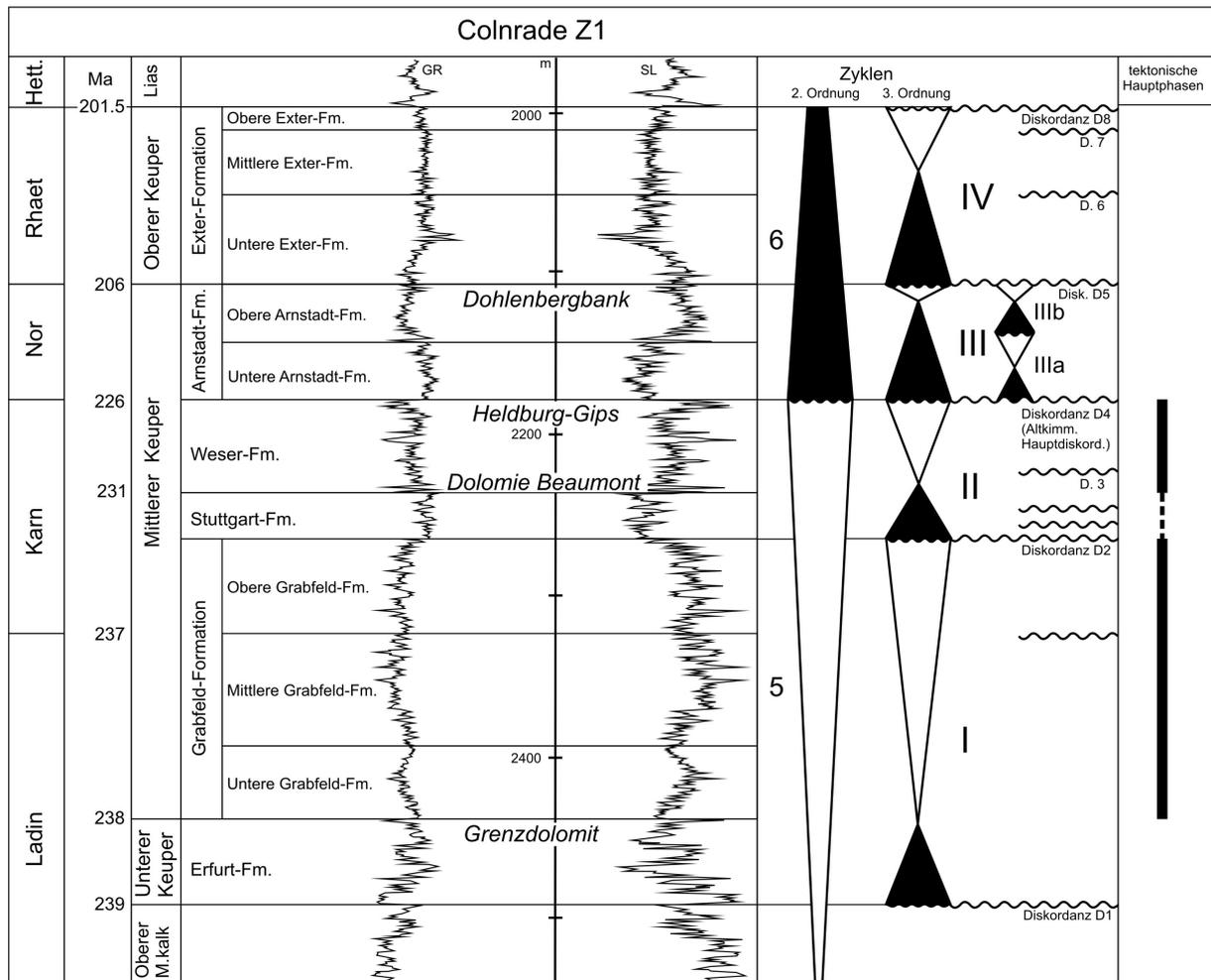


Abb. 82: Zyklen 2. und 3. Ordnung (Großzyklen) in der Bohrung Colnrade Z1 (verändert nach STOLLHOFEN et al. 2008). Chronostratigraphie nach KOZUR & BACHMANN (2008).

FRANZ (2008) entwickelte eine „kontinentale Sequenzstratigraphie“ des Keupers. Dieses Modell berücksichtigt sowohl die Schwankungen des Klimas als auch der Tektonik und des eustatischen Meeresspiegels. Es lässt sich jedoch im Westteil des Zentraleuropäischen Beckens nur eingeschränkt anwenden, da zahlreiche Parameter (z. B. Vorbau der Liefergebiete in Form sandiger Schüttungen) sowohl aufgrund fazieller Änderungen (z. B. westgerichtete Abnahme des Sandgehaltes in der Erfurt- und Exter-Formation, Kapitel 5.1.1. und 5.1.6.) als auch mangels geeigneter Aufschlüsse (v. a. in der Randfazies) nicht rekonstruiert werden können. Weiterhin lassen sich auch einige von FRANZ (2008) beschriebene Leitflächen (z. B. Mühlburgbank) nicht im Arbeitsgebiet nachweisen.

Aus diesem Grund findet trotz der bekannten Probleme der traditionelle Ansatz zur sequenzstratigraphischen Gliederung im folgenden Kapitel Anwendung (BARNASCH 2008, BARNASCH et al. 2008); mögliche Probleme und Schwachstellen werden diskutiert.

5.3.2. Großzyklus I (Erfurt- und Grabfeld-Formation)

Der Großzyklus I umfasst die Erfurt- und Grabfeld-Formation und wird durch die Diskordanzen D1 und D2.1 begrenzt (Abb. 82, 83).

5.3.2.1. Zyклоstratigraphie

Erfurt-Formation

Die Erfurt-Formation in der Bohrung Morsleben 52a umfasst 3 Zyklenbündel, welche sich aus 6 Zyklen (Sandstein-Tonstein-Karbonat-Zyklen) zusammensetzen (Abb. 23). Auch BEUTLER (2005b) beschrieb aus dem nahe gelegenen Subherzynen Becken in der Erfurt-Formation 6 Zyklen. Bei überregionaler Betrachtung ist die Anzahl der ausgebildeten Zyklen im Arbeitsgebiet jedoch aufgrund der unterschiedlichen lithologischen Ausbildung in Strömungsband- und Stillwasserfazies (Kapitel 5.1.1.1.) variabel. In Thüringen beschrieb DOCKTER (2003) in der Erfurt-Formation 8 Zyklen. Diese lassen sich nur bedingt nach Norden und Nordwesten korrelieren, was vereinzelt auch an der Amalgamierung der Zyklen liegt (FRANZ 2008). Die deutlich hervortretenden unterschiedlichen Zyklenmächtigkeiten (v. a. 1. und 5. Zyklus; Abb. 23) und vereinzelt auftretende Aufarbeitungslagen legen eine Verschmelzung mehrerer Zyklen auch in der Bohrung Morsleben 52a nahe, so dass dort möglicherweise mehr als 6 Zyklen entwickelt sind.

Im Osnabrücker Bergland beschrieb DUCHROW (1984) für die Erfurt-Formation 5 „Cyclotheme“, welche zumeist mit tonig-sandigen Bildungen beginnen und zum Hangenden in Dolomit- bis Dolomitmergelsteinhorizonte übergehen. Dadurch korrelieren diese „Cyclotheme“ mit den Sandstein-Tonstein-Karbonat-Zyklen. Im Weserbergland lassen sich 6 solcher Zyklen (Eilversen- bis Papenhöfen-Glied nach DUCHROW 1984) nachweisen (Anl. 3). Durch die Abnahme der Sandsteinführung in der Erfurt-Formation nach Westen (Kapitel 5.1.1.3.) ist westlich des Osnabrücker Berglandes eine zyklische Gliederung aufgrund sandiger Einschaltungen nicht mehr möglich.

Die Grenze zwischen der Erfurt- und Grabfeld-Formation wird durch die Dachfläche des Grenzdolomits gebildet. Die zyκλοstratigraphische Interpretation dieses besonders im südlichen Beckenteil marin beeinflussten Horizonts ist unterschiedlich. NITSCH (2005b) und FRANZ (2008) sahen den Grenzdolomit als basalen Teil eines „WEIGELIN-Zyklus“ (Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen; Kapitel 5.1.2.2.), womit er aus zyκλοstratigraphischer Sicht bereits zur Grabfeld-Formation gehören würde. Nach eingehender Untersuchung geeigneter Grenzprofile wird der Grenzdolomit hier jedoch im Sinne von SEIDEL (1965), KÄSTNER (1972) und

DUCHROW (1984) als Endglied des höchsten Sandstein-Tonstein-Karbonat-Zyklus der Erfurt-Formation gedeutet. Die Grabfeld-Formation beginnt daraufhin mit Tonstein-Gips-Zyklen.

Grabfeld-Formation

Die Grabfeld-Formation setzt sich in der Bohrung Morsleben 52a aus 6 Zyklenbündeln zusammen, welche die Grundlage für die Dreigliederung der Grabfeld-Formation bilden. Die Zyklenbündel bestehen aus insgesamt 29 Zyklen. Allerdings wurden an der Diskordanz D2 die obersten Abschnitte der Grabfeld-Formation erosiv gekappt, weshalb die obersten Zyklen fehlen (Kapitel 5.1.2.3.). In der Unteren und Mittleren Grabfeld-Formation dominieren Tonstein-Gips-Zyklen. In der Oberen Grabfeld-Formation treten zusätzlich zahlreiche Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen auf. FRANZ (2008) beschrieb in der Grabfeld-Formation des östlichen Zentraleuropäischen Beckens 3 Kleinzyklenbündel, welche in ihrer Verbreitung (mit Ausnahme des Grenzdolomits; siehe oben) der in dieser Arbeit verwendeten Untergliederung in Untere, Mittlere und Obere Grabfeld-Formation entsprechen. Im Weserbergland und Osnabrücker Bergland beschrieb DUCHROW (1968a, 1984) eine v. a. auf der zyklischen Wechselfolge zwischen Ton-/Siltsteinen und Gipsresiduen basierende Zyklizität, ohne diese jedoch genetisch deuten zu können. Er gliederte die Grabfeld-Formation in zahlreiche Subformationen (Anl. 3). Demgegenüber beschrieb HAUSCHKE (1985) im Weserbergland zwei Typen von geringmächtigen Kleinzyklen, ohne eine konkrete Anzahl zu nennen. Diese lassen sich als Ablagerungszyklen interpretieren. Einer der Zyklentypen ist an den Wechsel von Playa-/Playasee-Phasen gebunden, der andere Zyklentyp an Seespiegelschwankungen in einem perennierenden See (HAUSCHKE 1985, 1988, 1994). Diese in Aufschlüssen beschriebenen Ablagerungszyklen lassen sich in der Bohrung Morsleben 52a jedoch nicht dokumentieren und zur Parallelisierung heranziehen. Für überregionale Korrelationen eignen sich zum Vergleich von Kernen und Logs, wie im Kapitel 5.1.1.–5.1.6. aufgeführt, erst wieder Zyklen auf einer höheren Hierarchieebene.

Bezug zur Chronostratigraphie

Die Zyklen der Erfurt-Formation lassen sich nach BACHMANN & KOZUR (2004) als kurzzeitige Exzentrizitätszyklen mit Perioden von ~100.000 Jahren interpretieren. Durch die Annahme von maximal 8 Zyklen und einer durch die Diskordanz D1 hervorgerufenen Lücke von 0,2 Ma beträgt die Dauer der Erfurt-Formation ~1 Ma. Für die Untere und Mittlere Grabfeld-Formation gaben BACHMANN & KOZUR (2004) 9 Exzentrizitätszyklen mit Perioden von ~100.000 Jahren an. Dadurch ergibt sich zusammen mit der Diskordanz Deh (0,1 Ma)

eine Dauer von 1 Ma. Die in der Bohrung Morsleben 52a in diesem Bereich nachgewiesenen 21 Zyklen scheinen Zyklen höherer Frequenz zu sein, die auf die Schiefe der Erdachse gegenüber der Ebene der Erdumlaufbahn zurückzuführen sind. Diese Zyklen besitzen eine Zyklizität von ~41.000 a, wodurch sich für die Untere und Mittlere Grabfeld-Formation eine Dauer von 0,86 Ma ergibt, die erstaunlich nahe an den durch BACHMANN & KOZUR (2004) beschriebenen 0,9 Ma liegt. Die Probleme des Nachweises der Diskordanz Deh wurden bereits im Kapitel 5.2.2. diskutiert.

Die Obere Grabfeld-Formation in der Bohrung Morsleben 52a beinhaltet 8 Zyklen, wobei der oberste Teil erosionsbedingt fehlt. Kennzeichnend ist die zunehmende Bedeutung von Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen. Durch die Annahme einer ähnlichen Zyklizität von ~41.000 a ergibt sich eine Dauer von 0,33 Ma. Zu dieser kommt ein in die Diskordanz D2.1 fallender zeitlicher Anteil, so dass die Dauer der Oberen Grabfeld-Formation etwa 0,5 Ma beträgt. Möglicherweise besitzen die in der Oberen Grabfeld-Formation hervortretenden Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen jedoch eine andere Zyklendauer (z. B. ~100.000 a), wodurch der deutliche Unterschied zu der durch FRANZ (2008) vermuteten Dauer von 1 Ma kleiner ausfallen würde.

5.3.2.2. Sequenzstratigraphie

Der Großzyklus I kann als eine Sequenz 3. Ordnung interpretiert werden (BACHMANN et al. 2008, BARNASCH 2008), deren untere Sequenzgrenze (SB) durch die Diskordanz D1 gebildet wird (AIGNER & BACHMANN 1992, BARNASCH et al. 2008). Diese ist in großen Teilen des Beckens jedoch überwiegend konkordant (Kapitel 5.2.1.). FRANZ (2008) sah in seiner „kontinentalen Sequenzstratigraphie“ die Diskordanz D1 als Sequenzgrenze ungeeignet, da diese aufgrund der Progradation von Sedimentkörpern von den skandinavischen Liefergebieten diachron ausgebildet sein müsse. Er sah die Basis der Trochitenkalk-Formation (Oberer Muschelkalk) als „Sequenzgrenze“. Auf den Beginn der Transgression in der Oberen Diemel-Formation (Mittlerer Muschelkalk) in Nordwestdeutschland (Bohrung Remlingen 7) wies schon RÖHLING (2000) hin, da hier bereits das erste Einsetzen einer marinen Fauna, insbesondere von Acritarchen, nachgewiesen wurde.

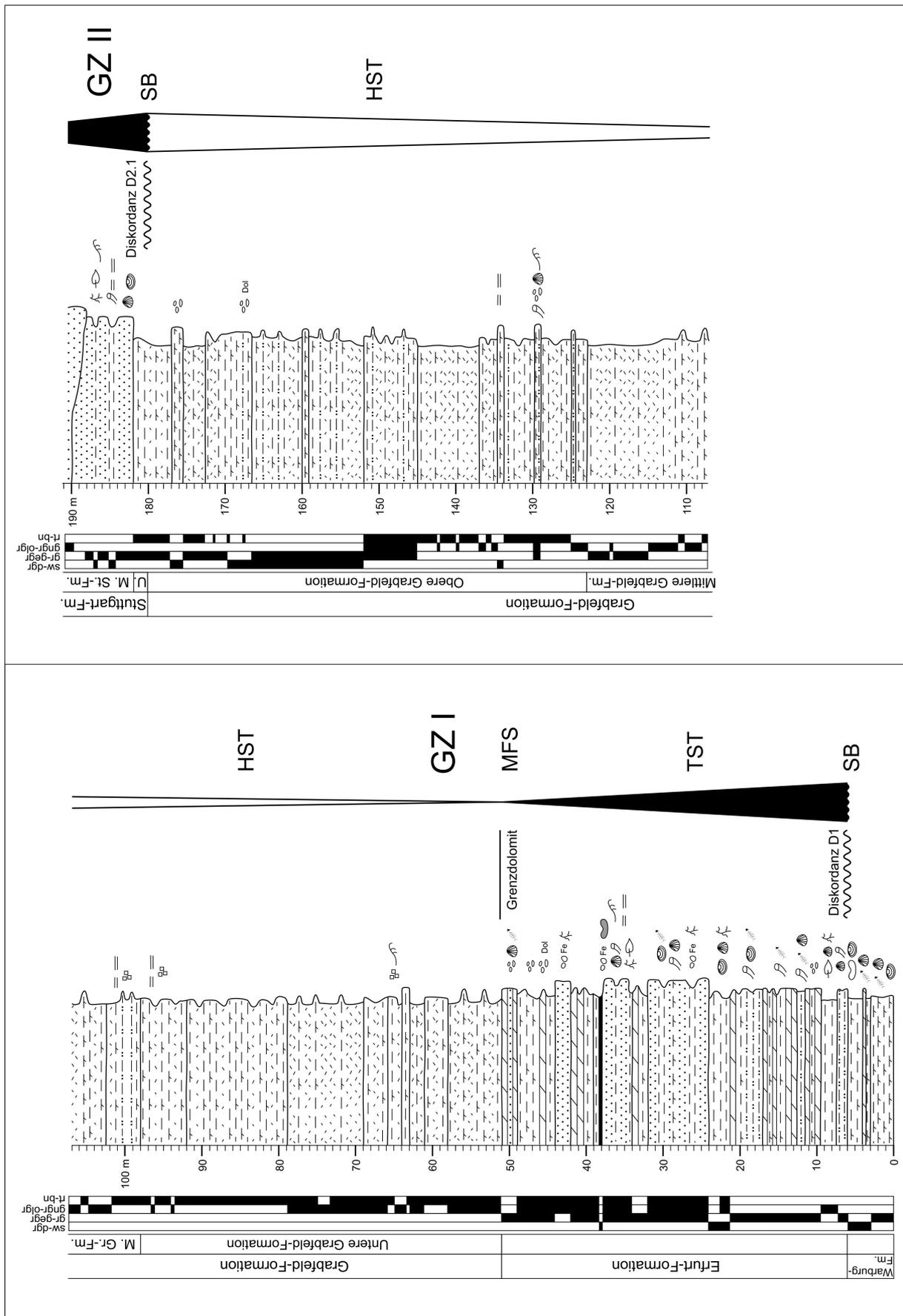


Abb. 83. Großzyklus I (GZ I) und sequenzstratigraphische Interpretation am Normalprofil im Weserbergland (nach DUCHROW 1968a).

Die Korrelation geophysikalischer Logs ermöglicht jedoch den Nachweis der Diskordanz D1 bzw. deren dazugehörige Konkordanzfläche auch außerhalb des Einflussgebietes sandiger Schüttungen, z. B. in der niederländischen und englischen Nordsee. Die Diskordanz D1 deutet sich dort aufgrund des Wechsels von überwiegend karbonatischen zu klastischen Gesteinen (v. a. Tonsteine) an (Kapitel 5.2.1.) und wird im Folgenden deshalb als Sequenzgrenze gedeutet (Abb. 83).

Die Erfurt-Formation bildet den Transgressiven Systemtrakt (TST) und ist v. a. durch klastische Ablagerungen charakterisiert, die in einem fluviatil-deltaischen bis ästuarinen System vom Fennoskandischen Hochland in südliche Richtung geschüttet wurden und sich dort mit z. T. marinen Sedimenten verzahnten.

Im südlichen Beckenteil kam es zu einer zunehmenden marinen Beeinflussung, die sich auch im beckenzentralen Bereich durch kurzzeitige marine Ingressionen widerspiegeln, welche zur Bildung der Karbonatbänke führen. Der Grad und die Verbreitung der marinen Beeinflussung nehmen dabei zum Hangenden stetig zu und kulminieren im Grenzdolomit, welcher südlich einer Linie, die vom Harzvorland bis zum Nordrand der Eifel reicht, marine Fossilien (u. a. *Costatoria goldfussi*) führt (BLANCKENHORN 1885, NAUMANN 1925, SCHRÖDER 1927, KNAPP 1999). Der Grenzdolomit wird als maximale Überflutungsfläche (MFS) interpretiert und lässt sich mit seinen Äquivalenten bis in die englische Nordsee nachweisen. Die Grabfeld-Formation bildet den Hochstand-Systemtrakt (HST), was sich im Umschwung zu sabkha- bis playafaziellen tonig-evaporitischen Ablagerungen widerspiegelt (BARNASCH et al. 2008). Die Obergrenze der Sequenz wird durch die Diskordanz D2.1 gebildet (Abb. 83).

5.3.3. Großzyklus II (Stuttgart- und Weser-Formation)

Der Großzyklus II umfasst die Stuttgart- und Weser-Formation und wird von den Diskordanzen D2.1 und D4 begrenzt (Abb. 82, 84).

5.3.3.1. Zyклоstratigraphie

Stuttgart-Formation

Die Stuttgart-Formation wird in der Bohrung Morsleben 52a aus 3 Zyklenbündeln aufgebaut, welche sich insgesamt aus 8 Zyklen zusammensetzen (Abb. 35). Die drei Zyklenbündel bilden die Grundlage der Dreigliederung der Stuttgart-Formation (BEUTLER 2005a; Kapitel 5.1.3.1.). Sie wurden in ähnlicher Form im Weserbergland (ROSENFELD 1968), am Harznordrand (BACHMANN & BEUTLER 1996) und im östlichen Zentraleuropäischen Becken (FRANZ 2008) beschrieben. Die Art der Zyklik ist in der Stuttgart-Formation stark variabel. In

der Unteren Stuttgart-Formation sind symmetrische Zyklen entwickelt, die in der Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation von asymmetrischen Sandstein-Tonstein-Zyklen abgelöst werden (Kapitel 5.1.3.2.). Die Zahl der jeweiligen Zyklen ist wegen häufiger Erosion an der Basis der Sandsteine und damit verbundenen häufigen Amalgamierungen verschiedener Zyklen in der Strömungsband- und Stillwasserfazies stark variabel (Kapitel 5.3.2.). Vereinzelt, z. B. im Osnabrücker Bergland, ist durch das Fehlen der Unteren Stuttgart-Formation auch der Ausfall ganzer Zyklenbündel belegt (DUCHROW 1984). In Gebieten mit Stillwasserfazies lässt sich die Zyklik durch fehlende sandige Einschaltungen nur bedingt nachweisen. So ist besonders in den Niederlanden und der Englischen Nordsee durch die überwiegend tonige Ausbildung der Äquivalente der Stuttgart-Formation keine zyklische Gliederung nachweisbar. In Gebieten mit starkem randfaziellen Einfluss, beispielsweise in Ostengland, werden die Äquivalente der Stuttgart-Formation ausschließlich von Sandsteinen aufgebaut, was in den bearbeiteten Bohrungen eine zyklische Gliederung ebenfalls unmöglich macht (Kapitel 5.1.3.3.).

Weser-Formation

Die Weser-Formation besteht in der Bohrung Morsleben 52a aus 3 Zyklenbündeln, welche die Grundlage für die Dreigliederung der Weser-Formation Nordwestdeutschlands bilden. Die Zyklenbündel setzen sich aus insgesamt 18 Zyklen zusammensetzen (Abb. 35). Durch ähnliche Bildungsbedingungen wie in der Grabfeld-Formation sind in der Weser-Formation ähnliche Zyklientypen, v. a. Tonstein-Gips-Zyklen entwickelt. Neben diesen sind Dolomit-Tonstein-Gips-, Tonstein-Gips-Steinsalz- und Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklen ausgebildet (Kapitel 5.1.4.2.). FRANZ (2008) beschrieb aus dem östlichen Zentraleuropäischen Becken 2 Zyklenbündel, die mit der in dieser Arbeit definierten Unteren Weser-Formation bzw. der Mittleren und Oberen Weser-Formation korrelieren. Aus dem Weserbergland beschrieb DUCHROW (1984) eine lithologische und zyklische Zweiteilung der Weser-Formation, welche später durch BEUTLER et al. (1999) bestätigt werden konnte.

Bezug zur Chronostratigraphie

Durch die bereits beschriebene Variabilität der Zyklenzahl in der Stuttgart-Formation erfolgt die zeitliche Interpretation der Zyklen unter Vorbehalt. Die Stuttgart-Formation wurde nach KOZUR & BACHMANN (2008) ins Mittlere Karn (Jul) eingestuft. Die Basis des Juls ist wegen der Diskordanz D2.1 jedoch nicht durch Ablagerungen belegt (KOZUR & WEEMS 2007). Die Obergrenze der Stuttgart-Formation entspricht der Grenze Jul/Tuval (KOZUR & BACHMANN

2008), welche nach KOZUR (2003) ein Alter von 231 Ma besitzt. Danach ergibt sich für die Stuttgart-Formation, je nach Zeitdauer der Oberen Grabfeld-Formation (siehe 5.3.2.1.), eine Zeitspanne von 3–3,5 Ma, welche zum Teil durch Ablagerungen überliefert wird, zum Teil jedoch auch in den Diskordanzen enthalten ist. Eine Interpretation der 8 in der Bohrung Morsleben 52a nachgewiesenen Zyklen als längere Exzentrizitätszyklen mit Perioden von ~400.000 Jahren würde bei der Annahme, jede der drei Diskordanzen (D2.1–D2.3) würde ~100.000 a beinhalten, die Zeitspanne von 3,5 Ma ergeben. Diese Annahme erscheint aber aufgrund der Fazies der Stuttgart-Formation und der damit verbundenen häufigen Nicht-Erhaltung von Zyklen als fraglich. Besonders in der Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation treten mächtige Rinnensandsteine auf. Im Zuge der vorangegangenen Erosion, in welcher die Rinnen gebildet wurden, könnten mehrere zuvor abgelagerte Zyklen abgetragen worden sein. Aus diesem Grund wären für die exakte zyклоstratigraphische Bearbeitung mehr Aufschlüsse zu berücksichtigen, als es in dieser Arbeit möglich war.

Auf ähnliche Probleme wies auch FRANZ (2008) hin, interpretierte die Zyklen der Stuttgart-Formation im östlichen Zentraleuropäischen Becken jedoch als kurze Exzentrizitätszyklen von ~100.000 Jahren und sah einen Großteil der Differenz zwischen Zyklendauer und dem zeitlichen Umfang der Stuttgart-Formation Erosions- und Amalgamierungsprozessen geschuldet.

Die Weser-Formation wurde von KOZUR & BACHMANN (2008) dem Tuval zugeordnet, womit sie etwa 6 Ma umfasst. Insgesamt wurden in der Weser-Formation der Bohrung Morsleben 52a 18 Zyklen nachgewiesen. Bei einer Annahme kurzer Exzentrizitätszyklen mit Perioden von ~100.000 Jahren für alle Zyklen würde sich dadurch eine Dauer von 1,8 Ma ergeben, bei langen Exzentrizitätszyklen mit Perioden von ~400.000 Jahren hingegen 7,2 Ma. Durch diese Diskrepanz scheint diese Annahme von gleich langen Exzentrizitätszyklen unwahrscheinlich zu sein. Unter den 18 Zyklen sind 12 als Tonstein-Gips-Zyklen, 3 als Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen und 3 als Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklen ausgebildet. Aufgrund ähnlicher Ablagerungsbedingungen wie in der Grabfeld-Formation dürften die beiden erstgenannten Zyklentypen wie in der Grabfeld-Formation jeweils entweder ~100.000 Jahres-Zyklen oder ~41.000 Jahres-Zyklen entsprechen. Ähnliche ~100.000 Jahres-Zyklen in der Weser-Formation postulierte bereits SEEGIS (1997), weshalb ihnen der Vorzug gegenüber der Zyklizität von ~41.000 Jahren gegeben wird. Dadurch besäßen die Tonstein-Gips- und Dolomit-Tonstein-Gips-Zyklen der Weser-Formation eine Dauer von 1,5 Ma.

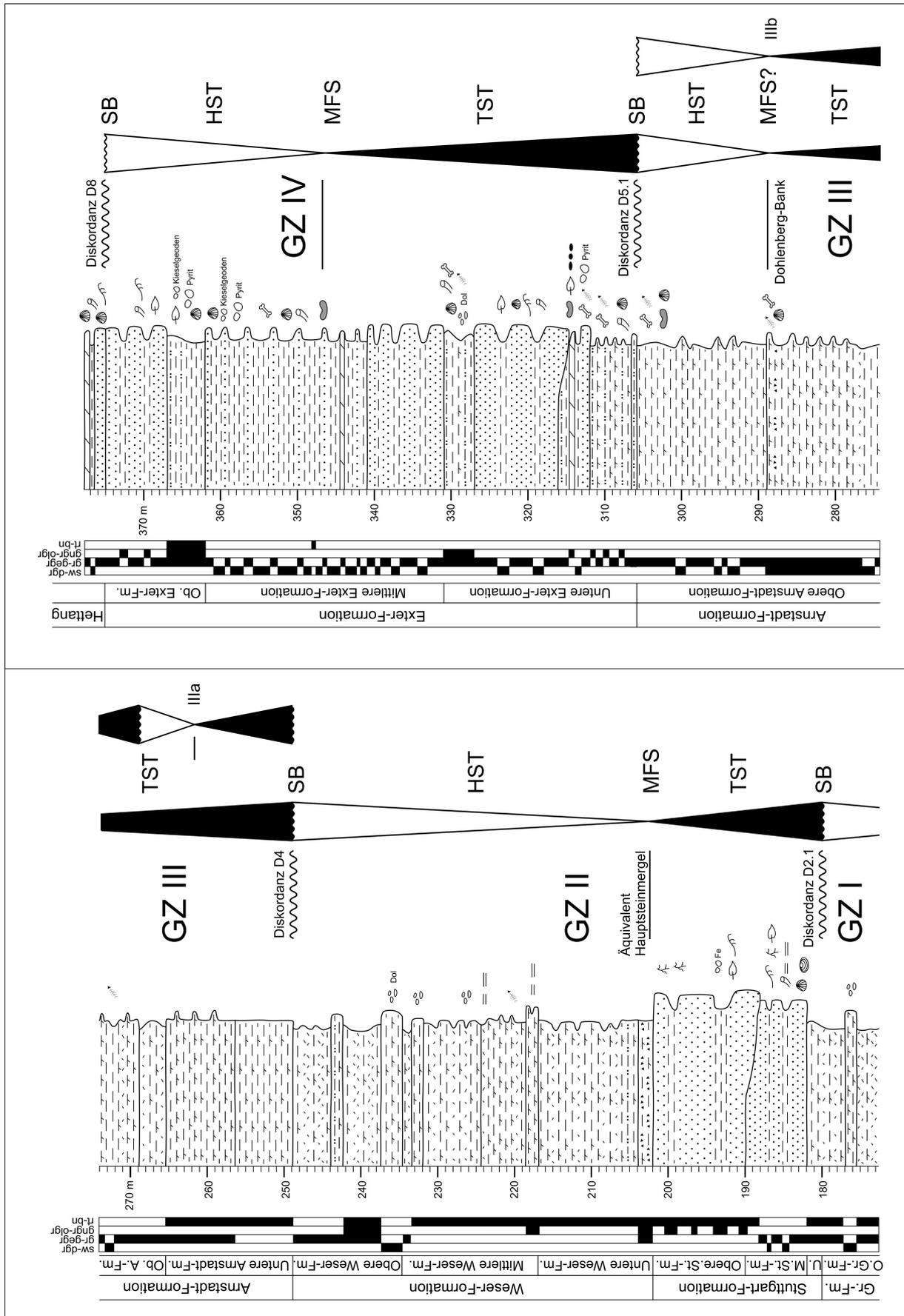


Abb. 84. Großzyklen II–VI (GZ II - IV) und sequenzstratigraphische Interpretation am Normalprofil im Weserbergland (nach DUCHROW 1968a).

Die Abschätzung der Dauer der Tonstein-Brekzie-Gips-Zyklen ist schwierig, da zu ihrer Entstehung zahlreiche Prozesse beitrugen, die zeitlich voneinander unabhängig verliefen (Kapitel 5.1.4.2.). Der Großteil der Differenz gegenüber den 6 Ma liegt möglicherweise auch in den z. T. mächtigen Gipsknollenlagen, z. B. dem Heldburg-Gips und seinen Äquivalenten. Diese dürften wesentlich längere Sedimentationsunterbrechungen repräsentieren, als die geringmächtigeren Gipsknollenlagen. Die Aufstellung eines schlüssigen zylostratigraphischen Konzeptes zur Klärung der langen Dauer der Weser- Formation ist aufgrund der vorliegenden Daten derzeit noch nicht möglich. Zu ähnlichen Ergebnissen kam FRANZ (2008) für das östliche Zentraleuropäische Becken.

5.3.3.2. Sequenzstratigraphie

Der Großzyklus II kann als eine Sequenz 3. Ordnung interpretiert werden (BACHMANN et al. 2008, BARNASCH 2008), deren untere Sequenzgrenze durch die Diskordanz D2.1 gebildet wird (Abb. 84). Die Stuttgart-Formation wird von fluviatilen, fluviolakustrinen bis ästuarinen Sand- und Tonsteinen dominiert, die vom Nordwestrand des Fennoskandischen Hochlandes in südliche Richtung transportiert wurden. Die sandigen Ablagerungen der Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation werden als Füllungen von eingeschnittenen Tälern (incised valleys) interpretiert (Kapitel 5.2.3.). Diese werden nach HAQ et al. (1987) durch Abfall und anschließenden Wiederanstieg des relativen Meeresspiegels hervorgerufen, wodurch die Stuttgart-Formation als Transgressiver Systemtrakt interpretiert wird (BARNASCH et al. 2008). Die Weser-Formation beginnt in Süddeutschland mit dem Hauptsteinmergel (Beaumont-Dolomit) und seinen Äquivalenten (ETZOLD & SCHWEIZER 2005), welche als maximale Überflutungsfläche gedeutet werden. Die folgenden playa- und sabkhafaziellen evaporitischen Ton- und Siltsteine bilden den Hochstand-Systemtrakt. Dieser enthält Ablagerungen kurzzeitiger mariner Ingressionen, die sich in den Lehrberg-Schichten äußern. Der Hochstand-Systemtrakt endet mit den im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken verbreiteten, mehrere 10er Meter mächtigen Gypcrete-Bildungen des Heldburg-Gipses und seiner Äquivalente. Er wird von der Diskordanz D4 abgeschlossen, welche den Abschluss der Sequenz bildet.

5.3.4. Großzyklus III (Arnstadt-Formation)

Der Großzyklus III umfasst die Arnstadt-Formation, wird von den Diskordanzen D4 und D5.1 begrenzt und setzt sich aus zwei Zyklen 3. Ordnung zusammen (Abb. 82, 84).

5.3.4.1. Zyклоstratigraphie

Arnstadt-Formation

Die Arnstadt-Formation in der Bohrung Morsleben 52a beinhaltet 2 symmetrische Zyklenbündel, welche sich aus 34 Zyklen zusammensetzen. KELLNER (1997) beschrieb dagegen in Thüringen Äquivalente von 6 Zyklenbündeln. VOLLMER (2005) übertrug diese Interpretation auf die Bohrung Morsleben 52a in der Allertalzone und beschrieb die Zyklenkorrelation mit Thüringen, die mit enormen Mächtigkeitsunterschieden der einzelnen Zyklen einhergeht. FRANZ (2008) wies jedoch nach, dass sich in den Untersuchungen von KELLNER (1997) Profilverdoppelungen als Folge falscher Korrelationen ergaben. FRANZ (2008) beschrieb 4 Zyklenbündel, welche sich aus bis zu 35 Zyklen zusammensetzen, die im Großteil des östlichen Zentraleuropäischen Becken nachzuweisen sind. Grundlage seiner zyklischen Gliederung ist das beckenwärtige Vordringen der Randfazies, welches jedoch das westliche Zentraleuropäischen Becken nur teilweise in Form sandiger Schüttungen erreicht, während weitgehend lakustrine und playafazielle Verhältnisse vorherrschten.

In der Arnstadt-Formation sind sowohl asymmetrische als auch symmetrische Zyklen entwickelt. Der Wechsel von den symmetrischen Zyklen in der obersten Unteren Arnstadt-Formation zu den asymmetrischen Zyklen in der untersten Oberen Arnstadt-Formation bildet die Grundlage der Zweigliederung der Arnstadt-Formation und spiegelt im wesentlichen klimatische Wechsel und damit einhergehende Wechsel in der Wassertiefe wider (Kapitel 5.1.5.3.). In Nordwestdeutschland ist besonders im höheren Teil der Unteren Arnstadt-Formation und in der Mitte der Oberen Arnstadt-Formation bei der größten Ausweitung des Ablagerungsraumes ein See entwickelt, welcher zur Bildung symmetrischer Tonstein-Dolomit-Tonstein-Zyklen führt (Kapitel 5.1.5.2., 5.1.5.3.). Durch diese beiden Profilabschnitte, in denen der See seine größte Wassertiefe besaß, erscheint eine Korrelation dieser Abschnitte mit den beiden Flächen der lakustrinen Flutung in der „kontinentalen Sequenzstratigraphie“ von FRANZ (2008) möglich (Abb. 85).

Bezug zur Chronostratigraphie

Die Arnstadt-Formation besitzt mit ca. 20 Ma eine ungewöhnlich lange Zeitdauer (KOZUR & BACHMANN 2008). Die im Vergleich dazu relativ geringen Mächtigkeiten von zumeist weniger als 200 m (Kapitel 5.1.5.1.; Abb. 53) spiegeln eine ausgeprägte Mangelsedimentation wider (rechnerisch nur 0,0001 mm/a). Daraus ergibt sich eine lange Dauer der einzelnen Zyklen, welche u. a. durch REINHARDT & RICKEN (2000), BACHMANN & KOZUR (2004) und VOLLMER (2005) als lange Exzentrizitätszyklen von ~400.000 Jahren interpretiert wurden.

Die in der Bohrung Morsleben 52a nachgewiesenen 34 Zyklen ergäben bei dieser Annahme eine Dauer von 13,6 Ma. Es erscheint jedoch fraglich, ob wirklich alle nachgewiesenen Zyklen in dieser Weise interpretiert werden können. In der Grabfeld- und Weser-Formation besitzen die Tonstein-Gips-Zyklen eine Dauer von ~100.000 Jahren, weshalb aufgrund der ähnlichen Ausbildung der Zyklen in der Oberen Arnstadt-Formation eine ähnliche Dauer vermutet werden kann. Dadurch wäre die bei einer Zyklendauer von ~400.000 Jahren für alle Zyklen errechnete zeitliche Diskrepanz zur tatsächlichen Dauer der Arnstadt-Formation (siehe oben) jedoch noch größer. FRANZ (2008) berechnete eine geringere Differenz von 3,5 Ma, welche er zum Teil durch die mächtigen pedogenen Karbonatkrusten (Dolocretes) der Oberen Arnstadt-Formation erklärt. Da diese in der Bohrung Morsleben 52a jedoch nur in geringer Anzahl und in überwiegend geringmächtiger Ausbildung auftreten, könnte ein Großteil der zeitlichen Differenz auch auf die Diskordanz D4 an der Basis der Arnstadt-Formation entfallen. Für diese gaben BACHMANN & KOZUR (2004) eine Dauer von bis zu 10 Ma an, welche in jüngster Zeit jedoch als wesentlich kürzer angesehen wird (KOZUR & BACHMANN 2008). Dies würde demzufolge mit den eigenen Ergebnissen übereinstimmen.

5.3.4.2. Sequenzstratigraphie

Die sequenzstratigraphische Interpretation von Großzyklus III wird unter Vorbehalt vorgenommen, da dieser im Gegensatz zu den Großzyklen I, II und IV im gesamten Arbeitsgebiet überwiegend unter lakustrischen und playa-faziellen Verhältnissen ohne marine Einflüsse abgelagert wurde, welche z. B. das Aushalten einer „maximalen Überflutungsfläche“ erlauben würden. Trotz dieses fehlenden Bezugs zum Meeresspiegel werden im Folgenden die Begriffe Transgression und Regression im Sinne einer limnischen „Trans-“ bzw. „Regression“ (SUESS 1888) benutzt. Auch ein Zusammenhang mit dem Meeresspiegel kann nicht völlig ausgeschlossen werden. Aufgrund der Charakteristik der Zyklenbündel der Arnstadt-Formation deutet sich v. a. in Nordwestdeutschland ein zweifacher Wechsel von trockenen und feuchten Phasen an, welche möglicherweise mit der Hebung oder Senkung des Baselevels einhergehen. Demzufolge kann der Großzyklus III als eine Sequenz interpretiert werden, die sich in zwei Teilsequenzen (IIIa und IIIb) untergliedern lässt (Abb. 84). Die „Sequenzgrenze“ der unteren Teilsequenz wird durch die Diskordanz D4 gebildet. Daran schließt sich ein basaler transgressiver Abschnitt („Transgressiver Systemtrakt“) an. Dieser ist durch eine zum Hangenden zunehmende Wassertiefe charakterisiert, womit eine Abnahme der pedogenen Beeinflussung und ein Wechsel von asymmetrischen zu symmetrischen Zyklen einhergeht. Die größte Wassertiefe wird durch fossilführende karbonatische Bänke

angezeigt, die sich von der Bohrung Morsleben 52a bis ins Weserbergland nachweisen lassen. Ob diese Phase außerhalb des Zentraleuropäischen Beckens mit einer marinen Transgression einhergeht oder lediglich klimatisch bedingt ist, lässt sich derzeit nicht nachweisen. In den Meeresspiegelkurven von HAQ et al. (1987) und HARDENBOL et al. (1998) wird während des gesamten Nor ein zunächst langsam absinkender und schließlich allmählich steigender eustatischer Meeresspiegel beschrieben. Damit bleibt die mögliche Deutung dieser Karbonatbänke als „maximale Überflutungsfläche“ offen“ und ist daher spekulativ. Daran schließt sich eine Hochstandsphase als „Hochstand-Systemtrakt“ an, in welcher eine Regression in Form einer Wasserspiegelabsenkung auftritt. Diese bewirkt in der Bohrung Morsleben 52a erneut die Ausbildung zunehmend pedogen beeinflusster, asymmetrischer Zyklen mit zahlreichen Gipsknollenlagen. Die Oberkante der mächtigsten Gipsknollenlage (Bohrung Morsleben 52a: 173,2 m) belegt einen längeren Hiatus und bildet die „Sequenzgrenze“ für die folgende Teilsequenz. Auch diese ist zunächst durch einen „Transgressiver Systemtrakt“ gekennzeichnet, welcher bis zu einer markanten Karbonatbank reicht, die im Weserbergland als Dohlenbergbank (nach KÜHL 1956) bezeichnet wird. Diese bildet sowohl für die Sequenz, die den gesamten Großzyklus III umfasst als auch für die Teilsequenz IIIb die „maximale Überflutungsfläche“ (Abb. 84). Die Dohlenbergbank wurde bereits von LUTZ (2005) als „maximale Überflutungsfläche“ interpretiert. Der daran anschließende oberste Teil der Oberen Arnstadt-Formation wird mit seinen Dolocret-Bildungen als „Hochstand-Systemtrakt“ interpretiert. Er wird von der Diskordanz D5.1 abgeschlossen, welche den Abschluss der Sequenz bildet.

Aufgrund des zweifachen Wechsels von trockenen und feuchten Phasen und der damit verbundenen Interpretation ist eine Korrelation mit der von FRANZ (2008) beschriebenen kontinentalen Sequenzstratigraphie im Ostteil des Beckens möglich (Abb. 85), wobei jeder „Systemtrakt“ einer „Teilsequenz“ von FRANZ (2008) zugeordnet werden kann.

Auffällig sind die deutlich ausgeprägten unterschiedlichen Mächtigkeiten der einzelnen „Systemtrakte“ in der Arnstadt-Formation, welche sowohl in der Bohrung Colnrade Z1 (Abb. 82) als auch in der Bohrung Morsleben 52a (Abb. 51, 52) nachgewiesen wurden und damit einen überregionalen Trend belegen. Der Abschnitt des „Transgressiven Systemtraktes“ (unterer Abschnitt der Zyklenbündel) weist gegenüber dem „Hochstand-Systemtrakt“ (oberer Abschnitt der Zyklenbündel) eine deutlich größere Mächtigkeit auf. Die geringmächtige Entwicklung des „Hochstand-Systemtrakt“ könnte auf eine verstärkte Mangersedimentation hinweisen, die sich in der vermehrten Einschaltung pedogener Krusten (Gips- und Dolomit) äußert.

diese Arbeit				FRANZ (2008)	
Diskordanz D5.1		Sequenzgrenze (SB)	asymmetrische Zyklen	4. Teilsequenz (retrogradierend)	
fossilführende Karbonatbank		regressiver Abschnitt (HST)	↑		
		größte Wassertiefe (MFS?)	symmetrische Zyklen	↑	Fläche des maximalen Vorbaus (MV) bzw. der maximalen lakustrinen Flutung (LF)
		transgressiver Abschnitt (TST)			
Gipsknollenlage (Hiatus)		Sequenzgrenze (SB)	asymmetrische Zyklen	Hiatus	
fossilführende Karbonatbank	regressiver Abschnitt (HST)	↑	2. Teilsequenz (retrogradierend)		
	größte Wassertiefe (MFS?)	symmetrische Zyklen	↑	Fläche des maximalen Vorbaus (MV) bzw. der maximalen lakustrinen Flutung (LF)	
	transgressiver Abschnitt (TST)				
Diskordanz D4		Sequenzgrenze (SB)	asymmetrische Zyklen	1. Teilsequenz (progradierend)	

Abb. 85: Korrelation des sequenzstratigraphischen Modells der Arnstadt-Formation und Art der Zyklik (asymmetrisch/symmetrisch) in der Bohrung Morsleben 52a mit der kontinentalen Sequenzstratigraphie nach FRANZ (2008). Nicht maßstäblich.

5.3.5. Großzyklus IV (Exter-Formation)

Der Großzyklus IV umfasst die Exter-Formation und wird von den Diskordanzen D5.1 und D8 begrenzt (Abb. 82, 84).

5.3.5.1. Zyклоstratigraphie

Exter-Formation

Die Exter-Formation war in keiner der bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse in vollem Umfang aufgeschlossen. Ein zusammengesetztes Profil der drei nahe beieinander liegenden Bohrungen Morsleben 52a, Velpke BK2 und Velpke BK3 erlaubt jedoch eine zyκλοstratigraphische Interpretation. Die Exter-Formation setzt sich aus 5 Zyklenbündeln zusammen, welche die Grundlage der Dreigliederung der Exter-Formation bilden (Kapitel 5.1.6.3.). Die hauptsächlich auf Korngrößentrends beruhende Zyklik ist besonders im Einflussbereich der Sandsteinfazies des deltaisichen Ablagerungsraums im östlichen Niedersachsen gut entwickelt, in welchem sich auch die o. g. Bohrungen befinden. Die Untere Exter-Formation enthält bis zu 3 Zyklenbündel, die Mittlere und Obere Exter-Formation je 1 Zyklenbündel. Insgesamt wurden in den Bohrungen 19 Zyklen nachgewiesen (Abb. 65, 68). Unter diesen dominieren

asymmetrische Sandstein-Tonstein- und Tonstein-Sandstein-Zyklen, wobei die Sandsteine häufig Aufarbeitungslagen an der Basis besitzen, die als Anzeiger für Erosion bzw. Amalgamierung von Zyklen angesehen werden können. Deshalb werden die insgesamt 19 nachgewiesenen Zyklen im Folgenden unter Vorbehalt interpretiert.

In Thüringen, im nördlichen Harzvorland und in der Allertalzone wurden von SEELING (1999) ähnliche Zyklen beschrieben. Auch DUCHROW (1984) beschrieb z. T. ähnliche Zyklen im Weserbergland und Osnabrücker Bergland, wobei die Erkennung einzelner Zyklen im Osnabrücker Bergland durch die deutlich zurückgehende Sandführung erschwert wird. Hier beginnt der über die Niederlande bis nach England reichende Bereich, ab dem die Exter-Formation nach Westen hin in mariner Schwarztonfazies ausgebildet ist (Kapitel 5.1.6.3.). Somit ist die Gültigkeit der folgenden zyклоstratigraphische Interpretation auf Gebiete in sandiger Fazies der Exter-Formation beschränkt.

Bezug zur Chronostratigraphie

Die zeitliche Interpretation erfolgt aufgrund der möglichen Erosionsausfälle und der Amalgamierung einzelner Zyklen im Folgenden unter Vorbehalt. Die Exter-Formation wird nach KOZUR & BACHMANN (2008) mit den obersten Teilen des obersten Nor (Sevat) und dem Rhät korreliert. Da lediglich die Grenzen Nor/Rhät mit 206 Ma und Rhät/Lias mit 201–201,5 Ma biostratigraphisch fixiert sind, lässt sich die Dauer der Exter-Formation nur ungenau abschätzen und wird im Folgenden auf ca. 4,5 Ma veranschlagt. Da in der Exter-Formation zahlreiche, z. T. auch im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken bedeutsame Diskordanzen (Diskordanz D6) auftreten, die teilweise mit Abtragungen von mehreren 10er Metern verbunden sind (Kapitel 5.2.6.–5.2.8.), ist nur ein Teil dieser Zeitspanne durch Sedimente überliefert. FRANZ (2008) postulierte für jede der Diskordanzen eine gleiche Zeitdauer von ~0,2 Ma, was aber aufgrund der unterschiedlichen Größenordnung der mit den Diskordanzen einhergehenden Abtragungen unwahrscheinlich zu sein scheint. Besonders die Diskordanz D6 dürfte eine wesentlich längere Dauer besessen haben.

Die fluviatilen bis fluviolakustrinen oben-fein-Zyklen der Unteren Exter-Formation ähneln den Sandstein-Tonstein-Karbonat-Zyklen der Erfurt-Formation und werden deshalb als kurze Exzentrizitätszyklen von ~100.000 Jahren interpretiert. Besonders im oberen Teil der Unteren Exter-Formation der Bohrung Morsleben 52a sind mächtige Sandsteine entwickelt, die an der Basis häufig Aufarbeitungslagen enthalten (Abb. 65) und teilweise amalgamierte Zyklen bilden. Somit lässt sich die Dauer der Unteren Exter-Formation auf ca. 1,5–2 Ma abschätzen. Die Mittlere Exter-Formation in den Bohrungen Velpke BK2 und BK3 wurde in einem

deltatischen Ablagerungsraum abgelagert (Kapitel 5.1.6.2.), welcher einen markanten Zyklenwechsel zu 3 oben-grob-Zyklen hervorruft. Zwei ähnlich ausgebildete Tonstein-Sandstein-Zyklen sind auch für die Obere Exter-Formation charakteristisch. Diese entstanden jedoch in einem limnischen Ablagerungsraum (WILL 1969). Ob diese oben-grob-Zyklen als kurze oder längere Exzentrizitätszyklen mit Perioden von ~100.000 bzw. ~400.000 Jahren zu interpretieren sind, lässt sich lediglich vermuten. Dementsprechend schwankt die mögliche Dauer der Mittleren und Oberen Exter-Formation zwischen 0,5 und 2 Ma. Wenn man die maximal errechneten Werte zur Grundlage nimmt, ergibt sich für die Dauer der Exter-Formation ein Wert von ca. 4 Ma. Die Differenz von 0,5 Ma zu den 4,5 Ma (siehe oben) entfällt möglicherweise auf die Diskordanzen.

5.3.5.2. Sequenzstratigraphie

Der Großzyklus IV kann als eine Sequenz 3. Ordnung interpretiert werden (BACHMANN et al. 2008, BARNASCH 2008), deren untere Sequenzgrenze durch die Diskordanz D5.1 gebildet wird (Abb. 84). Die Untere Exter-Formation wird von fluviatilen, fluviolakustrinen Sand- und Tonsteinen dominiert, die vom Westrand des Fennoskandischen Hochlands und vom Vindelizisch-Böhmischen Massiv in das Zentraleuropäische Becken geschüttet wurden (PAUL et al. 2008). Sie wird zusammen mit den unteren Abschnitten der Mittleren Exter-Formation als Transgressiver Systemtrakt interpretiert. In der Mittleren Exter-Formation beschrieb bereits WILL (1969) die größte Marinität der gesamten Exter-Formation. SEELING & KELLNER (2002) legten die maximale Überflutungsfläche an die Basis der Unteren Mittelrhätschiefer. LUND (2003) beschrieb jedoch einen graduellen Anstieg der Marinität zwischen Unterer und Mittlerer Exter-Formation und legte die maximale Überflutungsfläche in den höchsten Abschnitt der Mittleren Exter-Formation (Obere Mittelrhätschiefer). Die folgende Obere Exter-Formation wurde überwiegend unter limnischen Bedingungen abgelagert und bildet den Hochstand-Systemtrakt. Eine relativ schnelle Absenkung des Meeresspiegels wird durch das im gesamten westlichen Zentraleuropäischen Becken nachweisbare Einsetzen von rötlichen Tonsteinen (Levallois-Tone nach WILL 1969) belegt (SCHOTT 1942, WILL 1969, BERTELSEN 1978, KENT 1980, KRAUSE 2006). Den Abschluss der Sequenz bildet die Diskordanz D8, über welcher der Untere Jura folgt.

6. Literaturverzeichnis

- AHLBURG, J. (1908): Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im östlichen Holland. – Glückauf. Berg- und Hüttenmännische Zeitschrift, **44**: 1205–1218.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1989): Dynamic stratigraphy of an evaporite-to-red bed sequence, Gipskeuper (Triassic), southwest German Basin. – Sedimentology, **62**: 5–25.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the Germanic Triassic. – Sediment. Geol., **80**: 115–135.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1998): Sequence Stratigraphy of the Germanic Triassic: A Short Overview. – Hallesches Jb. Geowiss., B, **26**: 23–26.
- AIGNER, T., HORNUNG, J., JUNGHANS, W.-D. & PÖPPELREITER, M. (1999): Baselevel cycles in the Triassic of the South-German Basin: a short progress report. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I (1998), **7-8**: 537–544.
- AIGNER, T., SCHAUER, M., JUNGHANS, W.-D. & REINHARDT, L. (1995): Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic. – Sediment. Geol., **100**: 41–61.
- ALBERTI, F. v. (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. – 366 S.
- ALBRECHT, H. & BURCHARDT, I. (1998): Projekt Morsleben. Geologische Bearbeitung von Trias und Jura. – Unveröff. Ber. der Bundesanst. f. Geow. und Rohst. (BGR) in Hannover, Arch.-Nr. 116991: 1–184.
- ANDERSON, F. W. (1964): Rhaetic Ostracoda. – Bull. of the Geol. Survey of Great Britain, **21**: 133–174.
- APPEL, D. (1981): Petrographie und Genese der Sandsteine des Unter- und Mittelrätts im nördlichen Harzvorland (Ostniedersachsen). – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **20**: 1–133.
- ARP, G., BIELERT, F., HOFFMANN, V. E. & LÖFFLER, T. (2005) Palaeoenvironmental significance of lacustrine stromatolites of the Arnstadt Formation ("Steinmergelkeuper", Upper Triassic, N-Germany). – Facies, **51**: 419–441.
- AUDLEY-CHARLES, M. G. (1992): Triassic. – In: DUFF, D. & SMITH, A. J. (eds.): Geology of England and Wales. – 307–324.
- BACHMANN, G. H. & BEUTLER, G. (1996): Fluviale Zyklen im Schilfsandstein (Obere Trias) von Neinstedt am Harz. – Hallesches Jb. Geowiss., B, **18**: 131–140.
- BACHMANN, G. H. & BEUTLER, G. (1998): The Classic Germanic Triassic in the Southern Part of the Germanic Basin: Stratigraphy, Sedimentary Environments, Cyclic and Sequence Stratigraphy. – Hallesches Jb. Geowiss., B, **6**: 153–194.
- BACHMANN, G. H., BEUTLER, G., HAGDORN, H. & HAUSCHKE, N. (1999): Stratigraphie der Germanischen Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias. Eine ganz andere Welt. – 81–104.
- BACHMANN, G. H. & GROSSE, S. (1989): Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens – geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerekarte. – Veröff. der Niedersächs. Akademie der Wissenschaften, **2**: 23–47.
- BACHMANN, G. H. & HOFFMANN, N. (1997): Development of the Rotliegend Basin in Northern Germany. – Geol. Jb., D, **103**: 9–31.
- BACHMANN, G. H. & KOZUR, H. W. (2004): The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity. – Hallesches Jb. Geowiss., B, **26**: 17–62.
- BACHMANN, G. H., VOIGT, T., BAYER, U., VON EYNATTEN, H., LEGLER, B. & LITCKE, R. (2008): Depositional history and sedimentary cycles in the Central European Basin System. – In: LITCKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & NELSAMP, S. (eds.): Dynamics of Complex Sedimentary Basins. The Example of the Central European Basin System. – 157–180.
- BALCHIN, D. A. & RIDD, M. F. (1970): Correlation of the younger Triassic rocks across eastern England. – Quart. Journ. Geol. Soc. London, **126**: 91–101.
- BARCLAY, W. J., AMBROSE, K., CHADWICK, R. A. & PHARAOH, T. C. (1997): Geology of the country around Worcester. – Mem. of the Brit. Geol. Survey, Sheet **199** (England and Wales). HMSO: 156 S.
- BARNASCH, J. (2008): Correlation, cyclicity and subsidence of the Keuper in the western part of the Central European Basin. – SDGG GeoAachen 2008, **60**: 102.
- BARNASCH, J., BACHMANN, G. H. & BEUTLER, G. (2005a): Late Triassic Keuper subsidence, tectonics and unconformities in the western part of the Central European Basin. – Terra Nostra, **6**: 9–12
- BARNASCH, J., BACHMANN, G. H. & BEUTLER, G. (2007): Lithostratigraphic correlation of Late Triassic Keuper in the western part of the Central European Basin. – SDGG GeoPomerania 2007, **53**: 52–53.
- BARNASCH, J., ETZOLD, A. KOZUR, H. W. (in Vorb.): *Norestheria barnaschi* KOZUR & ETZOLD, an important conchostracan guide form for the correlation of the borehole Malschenberg 1 (Kraichgau, southern Germany) with the Arnstadt-Formation of northern Germany.
- BARNASCH, J., FRANZ, M., BACHMANN, G.H. & BEUTLER, G. (2004): High-resolution Keuper lithostratigraphy and Early Cimmerian Unconformity on the Eichsfeld-Altmark Swell, North Germany. – Terra Nostra, **5**: 1–3.

- BARNASCH, J., FRANZ, M., BACHMANN, G. H. & BEUTLER, G. (2008): Ablagerungszyklik, Subsidenz und Korrelation des Keupers im Zentraleuropäischen Becken. – DGMK-Tagungsbericht 2008-1: 299–303.
- BARNASCH, J., FRANZ, M. & BEUTLER, G. (2005b): Hochoflösende Gliederung des Keupers der Eichsfeld-Altmark-Schwelle zur Präzisierung der Diskordanzen. – Hallesches Jb. Geowiss., B, **19**: 153–160.
- BATTERMANN, K. (1989): Das Rhät (Oberer Keuper) im östlichen Niedersachsen. – Z. dt. geol. Ges., **140**: 101–116.
- BECKER, R. E. & LAEMMLEN, M. (1988): Geologische Verhältnisse im Altmorschen-Beisheimer-Grabenknie bei Wichte in Nordhessen. – Geol. Jb. Hessen, **116**, 45–104.
- BENDA, L. (1962): Über die Anreicherung von Uran und Thorium in Phosphoriten und Bonebeds des nördlichen Harzvorlandes. – Geol. Jb., **80**: 313–348.
- BENOX, D., LUDWIG, A.-O., SCHULZE, W., SCHWAB, G., HARTMANN, H., KNEBEL, G. & JANUSZEWSKI, I. (1997): Struktur und Entwicklung mesozoischer Störungszonen in der Südwest-Altmark. – Hallesches Jb. Geowiss., B, **19**: 83–114.
- BENTON, M., COOK, E. & TURNER, P. (2002): Permian and Triassic Red Beds and the Penarth Group of Great Britain. – Geolog. Conversat. Rev. Series, **24**: 337 S.
- BENTZ, A. (1926): Über das Mesozoikum und den Gebirgsbau im Preußisch-Holländischen Grenzgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **87**: 381–500.
- BERRIDGE, N. G., PATTISON, J., SAMUEL, M. D. A., BRANDON, A., HOWARD, A. S., PHARAOH, T. C. & RILEY, N. J. (1999): Geology of the Grantham district. Memoir of the British Geological Survey, sheet 127 (England & Wales). – Brit. Geol. Surv. – 133 S.
- BERTENSEN, F. (1978): The Upper Triassic – Lower Jurassic Vinding and Gassum Formations of the Norwegian-Danish-Basin. – Danm. Geol. Unders., B, **3**: 26 S.
- BERTENSEN, F. (1980): Lithostratigraphy and depositional history of the Danish Triassic. – Danm. Geol. Unders., B, **14**: 59 S.
- BEUTLER, G. (1979): Verbreitung und Charakter der altkimmerischen Hauptdiskordanz in Mitteleuropa. – Z. geol. Wiss., **7**: 617–632.
- BEUTLER, G. (1980): Beitrag zur Stratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers. – Z. geol. Wiss., **8**: 1001–1018.
- BEUTLER, G. (1988): Die Bedeutung der Ostracoden für die Abgrenzung des Räts in der Mitteldeutschen Senke. – Freib. Forschungh., C, **419**: 11–17.
- BEUTLER, G. (1995): Quantifizierung der altkimmerischen Bewegungen in Nordwestdeutschland, Teil I: Stratigraphie des Keupers. – Unveröff. Ber. der Bundesanst. f. Geow. und Rohst. (BGR) in Hannover, Arch.-Nr. 113087: 1–147.
- BEUTLER, G. (2005a): Lithostratigraphie. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 65–84.
- BEUTLER, G. (2005b): Die Erfurt-Formation (Trias, Unterer Keuper) im subherzynen Becken. – Hallesches Jb. Geowiss., B, **27**: 1–12.
- BEUTLER, G. (2005c): Korrelation des Deutschen Keupers mit den Nachbarländern. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV - Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 265–273.
- BEUTLER, G. (2005d): Diskordanzen im Keuper. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 85–93.
- BEUTLER, G. (2008): Keuper. – In: BACHMANN, G. H., EHLING, B. C., EICHNER, R. & SCHWAB, M. (Hrsg.): Geologie von Sachsen-Anhalt. – 213–230.
- BEUTLER, G., ERNST, W., HEUNISCH, C., KELBER, K.-P., OPPERMAN, K., SCHULZ, E. & SEEGIS, D. (2005): Biostratigraphie. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 31–64.
- BEUTLER, G., FARRENSCHON, J., HAUSCHKE, N., OPPERMAN, K. & SEELING, M. (1999a): Das Typusprofil der Weser-Formation (Oberer Gipskeuper, Mittlerer Keuper) nördlich Polle/Weser (südliches Niedersachsen). – Hallesches Jb. Geowiss., B, **231**: 55–66.
- BEUTLER, G., GÄRTNER, H. & RÖHLING, H. G. (1992): Zur Muschelkalk/Keuper-Grenze im Norddeutschen Becken. – Nachr. Deutsche Geol. Ges., **48**: 54–55.
- BEUTLER, G., HAUSCHKE, N. & NITSCH, E. (1999b): Faziesentwicklung des Keupers im Germanischen Becken. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias. Eine ganz andere Welt. – 129–174.
- BEUTLER, G. & HÄUSSER, I. (1982): Über den Schilfsandstein der DDR. – Z. geol. Wiss., **10**: 511–525.
- BEUTLER, G., HEUNISCH, C., LUPPOLD, F. W., RETTIG, B. & RÖHLING, H. G. (1996): Muschelkalk, Keuper und Lias am Mittellandkanal bei Sehnde (Niedersachsen) und die regionale Stellung des Keupers. – Geol. Jb., A, **145**: 67–197.
- BEUTLER, G. & NITSCH, E. (2005a): Paläogeographischer Überblick. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 15–30.

- BEUTLER, G. & SCHUBERT, J. (1987): Fazielle Entwicklung des Mittleren Lettenkeupers im Thüringer Becken. – *Z. geol. Wiss.*, **15**: 475–484.
- BEUTLER, G. & SCHÜLER, F. (1978): Über altkimmerische Bewegungen im Norden der DDR und ihre regionale Bedeutung (Fortschrittsbericht). – *Z. geol. Wiss.*, **6**: 403–420.
- BEUTLER, G. & SCHÜLER, F. (1987): Probleme und Ergebnisse der lithostratigraphischen Korrelation der Trias am Nordrand der Mitteleuropäischen Senke. – *Z. geol. Wiss.*, **15**: 421–436.
- BEUTLER, G. & STOTTMEISTER, L. (2007): Trias. – In: STOTTMEISTER, L., JORDAN, H. & RÖHLING, H. G. (Ed.): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000. Blatt Helmstedt. – 260 S.
- BEUTLER, G. & TESSIN, R. (2005): Der Keuper im Norddeutschen Becken. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 134–150.
- BLANCKENHORN, M. (1885): Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem Roerthale. – *Abh. zur geol. Spezialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten*, **6**: 1–135.
- BLOOS, G. (1999): Aspekte der Wende Trias/Jura. In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias. Eine ganz andere Welt. – 43–68.
- BOIGK, H. (1960): Buntsandstein - Muschelkalk - Keuper. – *Geol. Jb., Beih.*, **37**: 28–49.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **126**: 435–475.
- BRAUSE, H. & BEUTLER, G. (1977): Beitrag zum mesozoischen Bewegungsmodell Mitteleuropas. – *Z. geol. Wiss.*, **5**: 1183–1192.
- BRENNAND, T. P., VAN HOORN, B. & JAMES, K. H. (1975): The Triassic of the North Sea. – In: WOODLAND, A. W. (eds.): Petroleum and the continental shelf of North West Europe, Vol. 1: Geology. – 295–311.
- BRINKMANN, R. (1926): Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. – *Z. dt. geol. Ges.*, **78**: 52–74.
- BRINKMANN, R. (1990): Abriß der Geologie. – 278 S.
- CAMERON, T. D. J., CROSBY, A., BALSON, P. S., JEFFERY, D. H., LOTT, G. K., BULAT, J. & HARRISON, D. J. (1992): The geology of the southern North Sea. – 148. S.
- CARNEY, J. N., AMBROSE, K., BRANDON, A., LEWIS, M. A., ROYLES, C. P. & SHEPPARD, T. H. (2004): Geology of the Melton Mombay district. – Sheet Description of the British Geological Survey, **142**. – 118 S.
- CLAUSEN, O. R. & PEDERSEN, P. K. (1999): Late Triassic structural evolution of the southern margin of the Ringkøbing-Fyn-High, Denmark. – *Mar. and Petr. Geol.*, **16**: 653–665.
- COPE, J. C. W., GETTY, T. A., HOWARTH, M. K., MORTON, N. & TORRENS, H. S. (1980): A correlation of Jurassic rocks in the British Isles. Part one: Introduction and Lower Jurassic. – *Geol. Soc. of London, Spec. Rep.*, **14**: 73 S.
- DEEGAN, C. E. & SCULL, B. J. (1977): A standard lithostratigraphic nomenclature for the Central and Northern North Sea. – *Inst. of Geol. Scie. Norw. Petr. Dir., Bull.*, **77**: 36 S.
- DITTRICH, D. (1989): Der Schilfsandstein als syndimentär-tektonisch geprägtes Sediment - eine Umdeutung bisheriger Befunde. – *Z. dt. geol. Ges.*, **140**: 295–310.
- DOCKTER, J. (1965): Schichtenverzeichnis der Bohrung Schillingstedt 1/64.
- DOCKTER, J. (1974): Keuper. – In: HOPPE, W. & SEIDEL, G. (Hrsg.): Geologie von Thüringen. – 633–682.
- DOCKTER, J. (1997): Bemerkungen zur Zyklostratigraphie des Unteren Keupers (Erfurt-Formation, Trias) zwischen Weimar und Apolda (Thüringer Becken). – *Beitr. Geol. Thür.*, **4**: 63–71.
- DOCKTER, J. (2003): Keuper. – In: SEIDEL, G. (Hrsg.): Geologie von Thüringen. – 357–391.
- DOCKTER, J., LANGBEIN, R., SEIDEL, G. & UNGER, K. P. (1970): Die Ausbildung des Unteren und Mittleren Keupers in Thüringen. – *Jb. Geol.*, **3**: 145–194.
- DOCKTER, J., PUFF, P., SEIDEL, G. & KOZUR, H. W. (1980): Zur Triasgliederung und Symbolgebung in der DDR. – *Z. geol. Wiss.*, **8**: 951–963.
- DOCKTER, J. & SCHUBERT, J. (2005): Der Keuper im Thüringer Becken und im Thüringischen Grabfeld. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 192–202.
- DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 296 S.
- DUCHROW, H. (1968a): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland). – *Z. dt. geol. Ges.*, **117**: 620–662.
- DUCHROW, H. (1968b): Stratigraphie und Lithologie des Keupers im Lippischen Berglande. – *Z. dt. geol. Ges.*, **117**: 371–387.
- DUCHROW, H. (1984): Keuper. – In: KLASSEN, H. (Hrsg.): Geologie des Osnabrücker Berglandes. – 221–334.
- DUIN, E. J. T., DOORNENBAL, J. C., RIJKERS, R. H. B., VERBEEK, J. W. & WONG, T. E. (2006): Subsurface structure of the Netherlands - result of recent onshore and offshore mapping. – *Geol. en Mijnb.*, **85**: 245–276.
- ELLIOTT, E. (1961): The stratigraphy of the Keuper series in Southern Nottinghamshire. – *Proc. of the Yorkshire Geol. Soc.*, **33**: 197–234.

- ETZOLD, A. & SCHWEIZER, V. (2005): Der Keuper in Baden-Württemberg. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 214–258.
- EVANS, D., GRAHAM, C., ARMOUR, A. & BATHURST, P. (2003): The Millennium Atlas: Petroleum geology of the central and northern North Sea. – Geol. Soc. of London. – 390 S.
- FARRENSCHON, J. (2005): Der Keuper des Weserberglandes. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 155–162.
- FISHER, M. J. (1986): Triassic. – In: GLENNIE, K. W. (ed.): Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea. – 113–132.
- FISHER, M. J. & MUDGE, D. C. (1990): Triassic. – In: GLENNIE, K. W. (ed.): Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea. – 191–218.
- FISHER, M. J. & MUDGE, D. C. (1998): Triassic. – In: GLENNIE, K. W. (ed.): Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea. – 212–244.
- FRANZ, M. (2008): Litho- und Leitflächenstratigraphie, Chronostratigraphie, Zyklus- und Sequenzstratigraphie des Keupers im östlichen Zentraleuropäischen Becken (Deutschland, Polen) und Dänischen Becken (Dänemark, Schweden). – Diss. Universität Halle/Saale. – 197 S.
- FREYBERG, B. v. (1936): Die Randfazies des Mittleren Keupers in Mittelfranken (Auswertung von Tiefbohrungen). – Sitzungsber. der Phys.-Mediz. Sozietät zu Erlangen, **67**: 167–246.
- FRICKE, S. & SCHÖN, J. (1999): Praktische Bohrlochgeophysik. – 254 S.
- FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1997): Altkimmerische Bewegungen in Nordwestdeutschland. – Brand. Geow. Beitr., **4**: 19–29.
- FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1999): Quantification of Early Cimmerian movements in NW-Germany. – Zbl. f. Geol. u. Paläont., Teil I (1998), **7-8**: 571–600.
- GAERTNER, H. & RÖHLING, H. G. (1993): Zur lithostratigraphischen Gliederung und Paläogeographie des Mittleren Muschelkalks im Nordwestdeutschen Becken. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk / Schöntaler Symposium 1991. – 85–103.
- GAUPP, R. (1991): Das Gasfeld Thönse in Niedersachsen - Ein Unikat -. – Nds. Akad. Geowiss. Veröffentl., **6**: 4–139.
- GEHRMANN, O. & AIGNER, T. (2002): Der Schilfsandstein (Obere Trias) bei Heilbronn (SW-Deutschland): Hinweise auf tidale Einflüsse. – N. Jb. Geol. Paläont., A, **233**: 377–403.
- GEIGER, M. E. & HOPPING, C. A. (1968): Triassic stratigraphy of the southern North Sea Basin. – Philosoph. Transact. of the Royal Soc. of London, B, **254**: 36 S.
- GELUK, M. C. (1999): Palaeogeographic and structural development of the Triassic in the Netherlands – new insights. – Zbl. f. Geol. u. Paläont., Teil I (1998), **7-8**: 545–570.
- GELUK, M., C. (2005): Stratigraphy and tectonics of Permo-Triassic basins in the Netherlands and surrounding countries. – Diss. Universität Utrecht. – 171 S.
- GELUK, M. C. (2007): Triassic. – In: WONG, T. E., BATJES, D. A. J. & DE JAGER, J. (eds.): Geology of the Netherlands. – Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. – 85–106.
- GELUK, M. C., PLOMP, A. & DOORN, TH. H. M. (1996): Development of the Permo-Triassic succession in the basin fringe area, southern Netherlands. – In: RONDEEL, H. E., BATJES, D. A. J. & NIEUWENHUIJS, W. H. (eds.): Geology of gas and oil under the Netherlands. – 57–78.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. – 482 S.
- GHOSH, S. K. (1993): Structural Geology: fundamentals and modern developments. – 598 S.
- GLENNIE, K. W. (1990): Introduction to the petroleum geology of the North Sea. – 236 S.
- GOLDSMITH, P. J., HUDSON, G. & VAN VEEN, P. (2003): Triassic. – In: EVANS, D., GRAHAM, C., ARMOUR, A., & BATHURST, P. (eds.): The Millennium Atlas: Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea. – 105–127.
- GOLDSMITH, P. J., RICH, B. & STANDRING, J. (1995): Triassic correlation and stratigraphy in the South Central Graben, UK North Sea. – Geol. Soc. Spec. Publ., **91**: 123–143.
- GRABERT, H. (1998): Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen. – 351 S.
- GRÜNHAGEN, H. (1993): Petrographische Untersuchungen von 13 Sedimentgesteinsproben aus der Forschungsbohrung Bürvenich. – Bericht des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, AZ 24.40/5315/93: 14 S.
- GRUPE, O. (1907): Der Untere Keuper im südlichen Hannover. – Festschrift Adolf v. Koenen. – 65–134.
- GRUPE, O. (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertals. – Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver., **4**: 1–102.
- GRUPE, O. (1916): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Kirchhosen (3922). – 58 S.
- GRUPE, O. & HAACK, W. (1914): Zur Tektonik und Stratigraphie des Hildesheimer Waldes. – Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver., **7**: 177–184.

- HAACK, W. (1926): Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. – Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt, **47**: 160–207.
- HAANSTRA, U. (1963): A review of mesozoic geological history in the Netherlands. – Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, **21**: 35–55.
- HAARMANN, E. (1911): Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. – Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt, **30**: 1–58.
- HAGDORN, H. & NITSCH, E. (1999): Zum Begriff “Trias” – Ein geschichtlicher Abriß. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias. Eine ganz andere Welt. – 13–21.
- HAINS, B. A. & HORTON, A. (1969): Central England. – 142 S.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. – Science, **235**: 1156–1167.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P. C. & VAIL, P. R. (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication, **60**: 3–13.
- HARRISON, J. V. (1930): The geology of some Salt-Plugs in Laristan (Southern Persia). – Quart. Journ. geol. Soc. London, **86**: 463–520.
- HARSVELDT, H. M. (1956): Jurassic. – In: PANNEKOEK, A. J. (ed.): Geological History of the Netherlands. – 33–38.
- HAUSCHKE, N. (1981): Der Untere Gipskeuper (km1) im Lippischen Bergland. – Dipl.-Arbeit Universität Münster. – 295 S.
- HAUSCHKE, N. (1982): Untersuchungen zur Stratigraphie und Fazies im Unteren Gipskeuper (km 1) des Lippischen Berglandes. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **55**: 113–147.
- HAUSCHKE, N. (1985): Beitrag zur Genese des Unteren Gipskeupers (km1). – Diss. Universität Münster. – 258 S.
- HAUSCHKE, N. (1987): Knollige und tepeeartige Strukturen - Indikatoren für die frühdiagenetische Bildung von Ca-Sulfaten unter Playa-Bedingungen im Unteren Gipskeuper (km1) des Lippischen Berglandes. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **175**: 147–179.
- HAUSCHKE, N. (1988): Unterer Gipskeuper, km1. In: HAUSCHKE, N. & RÖHL, U.: Zyklen im Oberen Muschelkalk und Keuper Ostwestfalens. – Sediment '88 Exkursion D: 9–19.
- HAUSCHKE, N. (1994): Late Triassic lacustrine deposits from the Middle European Keuper Basin: a Lower Middle Keuper sequence in northwest Germany. – In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds.): Global Geological Record of Lake Basins. – 143–146.
- HAUSCHKE, N. & HEUNISCH, C. (1989): Sedimentologische und palynologische Aspekte einer zyklisch entwickelten lakustrinen Sequenz im höheren Teil des Unteren Gipskeupers (km1, Obere Trias) Nordwestdeutschlands. – Lipp. Mitteil. aus Gesch. und Landeskunde, **58**: 233–256.
- HAUSCHKE, N. & HEUNISCH, C. (1990): Lithologie und Paläontologie der Bohrung USB 3 (Horn-Bad Meinberg, Ostwestfalen): ein Beispiel zur Faziesentwicklung im Keuper. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **181**: 79–105.
- HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (1996): Fazies und Fossilführung im Unterrhät des Fuchsberges bei Seinstedt (nördliches Harzvorland, Niedersachsen). – Hallesches Jb. Geowiss., B, **18**: 141–152.
- HECKEMANN, W. & KRÄMER, F. (1989): Radiometrie und Sedimentationscharakteristik der Trifels-Schichten (sT) in Raum Wilgartswiesen (Pfälzer-Wald). – Oberrhein. Geol., Abh., **35**: 245–257.
- HERNGREEN, G. F. W., VON KONIJNENBURG - VAN CITTERT, J. H. A. & OOSTERINK, H. W. (2005): New geological data (Middle Triassic, Rhaetian-Liassic and Oligocene) of Winterswijk quarry, the eastern Netherlands. – Geologie en Mijnbouw, **84**: 409–413.
- HERRMANN, F. (1968): Der Untere und Mittlere Keuper zwischen Hildesheimer Wald und Salzgitterer Höhenzug. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, Beih., **5**: 207–218.
- HESSELBO, S. P., ROBINSON, S. A. & SURLYK, F. (2004): Sea-level change and facies development across potential Triassic-Jurassic boundary horizons, SW Britain. – Journ. of the Geol. Soc. London, **161**: 365–379.
- HEUNISCH, C. (1999): Die Bedeutung der Palynologie für die Biostratigraphie und Fazies der Germanischen Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias. Eine ganz andere Welt. – 207–220.
- HORNUNG, J. (1998): Dynamische Stratigraphie, Reservoir- und Aquifer-Sedimentologie einer alluvialen Ebene: Der Stubensandstein in Baden-Württemberg (Obere Trias, Mittlerer Keuper). – Diss. Universität Tübingen. – 211 S.
- HOUNSLOW, M. W., POSEN, P. E. & WARRINTON, G. (2004): Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Triassic and lowermost Jurassic succession St. Audries' Bay, UK. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **213**: 331–358.
- HOUNSLOW, M. W. & RUFFELL, A. (2006): Triassic: seasonal rivers, dusty deserts and saline lakes. – In: BRENCHLAY, P. J. & RAWSON, P. F. (eds.): The Geology of England and Wales. – 295–324.
- HULL, E. (1869): The Triassic and Permian rocks of the Midland Counties of England. – Mem. of the Brit. Geol. Survey. – 127 S.
- HUSMANN, H. (1967): Schichtenverzeichnis der Bohrung Fehmarn Z1.
- IVIMEY-COOK, H. C. & POWELL, J. H. (1991) Late Triassic and early Jurassic biostratigraphy of the Felixkirk Borehole, North Yorkshire. – Proc. of the Yorkshire Geol. Soc., **48**: 367–374.

- JACQUIN, T. & DE GRACIANSKY, P.C. (1998): Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of European basin development. – In: DE GRACIANSKY, P.C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (eds.): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, **60**: 15–29.
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. – Geol. Jb., A, **10**: 1–77.
- JEANS, C. V., FISHER, M. C., & MERRIMANN, R. J. (2004): Origin of the clay mineral assemblages in the Germanic facies of the English Trias: application of the spore colour index method. – Clay Minerals, **40**: 115–129.
- JOHNSON, H., WARRINGTON, G. & STOKER, S. J. (1994): Permian and Triassic of the Southern North Sea. – In: KNOX, R. W. O'B. & CORDEY, W. G. (eds.): Lithostratigraphic nomenclature of the UK North Sea. – British Geological Survey (online-version).
- JÜNGST, H. (1928): Rät, Pylonoten- und Schlotheimienschichten im nördlichen Harzvorlande. – Geol. Paläont. Abh., **16**: 1–194.
- JÜNGST, H. (1929): Zur vergleichenden Stratigraphie des Rät zwischen Harz und Elsaß. – Habil.-Schrift TH Darmstadt. – 65 S.
- KANNEGIESER, E. & KOZUR, H. W. (1972): Zur Mikropaläontologie des Schilfsandsteins (Karn). – Geologie, **21**: 185–215.
- KÄSTNER, H. (1972): Versuch einer zyklischen Gliederung des Unteren Keupers im Thüringer Becken auf Grund neuer stratigraphischer Beobachtungen. – Geologie, **21**: 837–844.
- KELLNER, A. (1997): Das Typusprofil der Arnstadt-Formation (Steinmergelkeuper, Obere Trias) in Thüringen. – Dipl.-Arbeit Universität Halle/Saale. – 71 S.
- KELLNER, A. (2003): Lithostratigraphischer Profilvergleich von Nor und Unterrät des temporären Aufschlusses am Mittellandkanal bei Sehnde und deren thüringischen Äquivalenten. – Beitr. Geol. Thür., **10**: 135–142.
- KEMPER, R. & BÖLSCHKE, W. (1885) Einige Bemerkungen über die Gliederung der Triasformation und über ihre Verbreitung in der Umgebung von Bissendorf. – Jber. naturwiss. Ver. Osnabrück, **6**: 272–284.
- KENT, P. (1980): Eastern England from the Tees to the Wash. – Brit. Geol. Surv. – 155 S.
- KIERSNOWSKI, H., PAUL, J., PERYT, T. M. & SMITH, D. B. (1995): Facies, Paleogeography, and Sedimentary History of the Southern Permian Basin in Europe. – In: SCHOLLE, P. A., PERYT, T. M. & ÜLMER-SCHOLLE, D. S. (eds.): The Permian of Northern Pangea. – 119–136.
- KIND, RITTER & WECHSLER (1966): Schichtenverzeichnis der Bohrung Nordsee R1.
- KLAUA, D. (1969): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rhätsandsteine Thüringens. – Geologie, Beih., **64**: 1–82.
- KLUTH, R. (1894): Der Gypskeuper im mittleren Wesergebiet. – Diss. Universität Göttingen. – 47 S.
- KNAPP, G. (1999): Ein Profil des Unteren Keupers am Nordrand der Eifel. – scriptum, **4**: 71–78.
- KNAPP, G. (2000): Die Bohrung Bürvenich 1993 – ein Beitrag zur Stratigraphie von Lias und Keuper am Eifelnordrand. – Zbl. f. Geol. u. Paläont., Teil I, **3-4**: 341–356.
- KNAPP, G. (2005): Der Keuper am Nordrand der Eifel und am Niederrhein. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 151–154.
- KOCH, G. (1984): Entwicklung und Anwendung einer radiometrischen Messmethode (Heger-Sonde) zur Kennzeichnung klastischer Gesteinsfolgen in Aufschlüssen. – Diss. Universität Karlsruhe. – 304 S.
- KOCKEL, F. (1995): Structural and paleogeographical development of the German North Sea sector. – Beitr. z. reg. Geol. d. Erde, **26**: 1–35.
- KOERT, W. (1924): Über den Lias am Niederrhein nach Ergebnissen von Tiefbohrungen. – Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt, **44**: 290–305.
- KÖPPEN, A. (1997): Faziesentwicklung in der frühen Obertrias Mitteleuropas – ein sequenzstratigraphischer Vergleich. – Gaea heidelbergensis, **2**: 1–233.
- KÖPPEN, A., BECHSTÄDT, T. & TRAVERSE, A. (1994): Sequenzstratigraphische Korrelation karnischer Sedimente aus dem alpinen und dem germanischen Ablagerungsraum (Mitteleuropa). – Greifw. Geow. Beitr., A, **2**: 93–94.
- KOZUR, H. W. (1974): Biostratigraphie der Germanischen Trias. – Teil I & II. – Freib. Forschungsh., C, **298**: 1–56 und 1–71.
- KOZUR, H. W. (1975): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II: Anschluß der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung. – Freib. Forschungsh., C, **304**: 51–78.
- KOZUR, H. W. (1993): Annotated correlation tables of the Germanic Buntsandstein and Keuper. – In: LUCAS, S. G. & MORALES, M. (eds.): The nonmarine Triassic. – New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull., **3**: 243–248.
- KOZUR, H. W. (2003): Integrated ammonoid-, conodont and radiolarian zonation of the Triassic. – Hallesches Jb. Geowiss., B, **25**: 49–79.

- KOZUR, H. W. (2007): Rezension von DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg. – In: Zbl. f. Geol. u. Paläont., Teil II (2006), **5-6**: 646–661.
- KOZUR, H.W. & BACHMANN, G. H. (2008): Updated correlation of the Germanic Triassic with the Tethyan scale and assigned numeric ages. – In: KRYSZYN, L. & MANDL, G.W. (eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. – Ber. d. Geol. Bundesanst., **76**: 53–58.
- KOZUR, H. W. & ETZOLD, A. (in Vorb.): *Norestheria barnaschi* KOZUR & ETZOLD n. gen. n. sp. – In: H. W. & WEEMS, R.E. (in Vorb.): Triassic conchostracans and their stratigraphic value.
- KOZUR H. W. & MOSTLER, H. (1972): Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Untersuchungen der Trias. – Mitt. der Ges. d. Geologie und Bergbaustudenten in Österreich, **21**: 341–360.
- KOZUR H. W. & WEEMS, R. W. (2007): Upper Triassic conchostracan biostratigraphy of the continental rift basins of eastern North America: its importance for correlating Newark Supergroup events with the Germanic Basin and the international geologic time scale. – In: LUCAS, S. G. & SPIELMANN, J. A. (eds.): The Global Triassic. – New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull., **41**: 137-188.
- KRAUSE, T. (2006): Rot-Horizonte im Bereich der Rät/Lias-Grenze am Großen Seeberg bei Gotha - Kurzmitteilung. – Abh. d. Mus. Nat. Gotha, **24**: 219–220.
- KRUCK, W. & WOLF, F. (1975): Ergebnisse einer Fazieskartierung im Schilfsandstein des Weserberglandes. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 417–421.
- KRUSCH, P. (1913): Jura, Muschelkalk und Rötikalke in der Bohrung "Schwarze Erde 14" bei Raesfeld. – Z. geol. Wiss., **65**: 112–113.
- KÜHL, K. W. (1956): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning. – Diss. TH Braunschweig. – 199 S.
- KUKLA, P. A., URAI, J. L. & MOHR, M. (2008): Dynamics of salt structures. – In: LITKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & NELSKAMP, S. (eds.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins. The Central European Basin System. – 291–306.
- KUMM, A., RIEDEL, L. & SCHOTT, W. (1941): Das Mesozoikum in Niedersachsen. 1. Abteilung - Trias und Lias. – Schriften der Wirtschaftswissenschaftlichen Gesellschaft zum Studium Niedersachsens. – 92–183.
- LARSEN, G. (1966): Rhaetic-Jurassic-Lower Cretaceous sediments in the Danish Embayment (A heavy mineral study). – Danm. Geol. Unders., **91**: 127 S.
- LITKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & NELSKAMP, S. (eds.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins. The Central European Basin System. – 519 S.
- LÖGTERS, H. (1950): Paläogeographie, Tektonik und Erdölvorkommen im Emsland. – Z. geol. Wiss., **102**: 8–42.
- LOTT, G. K. & WARRINGTON, G. (1988): A review of the latest Triassic succession in the U.K. sector of the Southern North Sea Basin. – Proc. of the Yorkshire Geol. Soc., **47**: 139–147.
- LUND, J. J. (1977): Rhaetic to lower Liassic palynology of the onshore south-eastern North Sea Basin. – Geol. Surv. of Denmark, II. Series, **109**: 1–129.
- LUND, J. J. (2003): Rhaetian to Pliensbachian palynostratigraphy of the central part of the NW German Basin exemplified by the Eitzendorf 8 well. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **241**: 69–83.
- LUTZ, M. (2005): Leitflächen-(Allo-)Stratigraphie und ihre Anwendung im Keuper. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 94–105.
- LUTZ, M. & ETZOLD, A. (2003): Der Keuper im Untergrund des Oberrheingrabens in Baden. – Jahresh. des Landesamtes f. Geol., Rohst. u. Bergbau Baden-Württemberg, **39**: 55–110.
- LUTZ M., ETZOLD, A., KÄDING, K.-C., LEPPER, J., HAGDORN, H., NITSCH, E. & MENNING, M. (2005): Lithofazies und Leitflächen: Grundlagen einer dualen lithostratigraphischen Gliederung. – Newsl. Strat., **41**: 211–223.
- MADER, D. (1997): Palaeoenvironmental evolution and bibliography of the Keuper (Upper Triassic) in Germany, Poland and other parts of Europe. – 1058 S.
- MARCHAL, C. (1983): Le gîte salifère keupérien de Lorraine – Champagne et les formations associées. Etude géométrique – implications génétiques. – Science de la Terre, Mémoires, **44**: 1–139.
- MAYALL, M. J. (1981): The Late Triassic Blue Anchor Formation and the initial Rhaetian marine transgression in south-west Britain. – Geol. Mag., **118**: 377–384.
- MAYALL, M. J. (1983): An earthquake origin for synsedimentary deformation in a late Triassic (Rhaetian) lagoonal sequence, southwest Britain. – Geol. Mag., **120**: 613–622.
- MAYSTRENKO, J., BAYER, U., BRINK, H.-J. & LITKE, R. (2008): The Central European Basin System - an Overview. – In: LITKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & NELSKAMP, S. (eds.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins. The Central European Basin System. – 15–34.
- MCCANN, T. (2008): The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. – 784 S.
- MENNING, M. (2000): Stratigraphische Nomenklatur für die Germanische Trias (von Alberti 1834) und die Dyas (Marcou 1859, Geinitz 1861). – Z. geol. Wiss., **28**: 281–290.
- MENNING, M., GAST, R., HAGDORN, H., KÄDING, K.-C., SIMON, T., SZURLIES, M. & NITSCH, E. (2005): Zeitskala für Perm und Trias in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002, zyklustratigraphische

- Kalibrierung der höheren Dyas und Germanischen Trias und das Alter der Stufen Radium bis Rhaetium 2005. – *Newsl. Strat.*, **41**: 173–210.
- MESTWERDT, A. (1910a): Über die Gliederung des Gipskeupers bei den Aufnahmen der Blätter Steinheim i. W. und Blomberg i. Lippe in den Jahren 1906 und 1907. – *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **28**: 1019–1026.
- MESTWERDT, A. (1910b): Über Faciesverhältnisse im Rät und unterstem Lias in Nordwestdeutschland. – *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **36**: 420–429.
- MICHELSSEN, O. (1978): Stratigraphy and distribution of Jurassic deposits of the Norwegian-Danish Basin. – *Danm. Geol. Unders.*, **B, 2**: 34 S.
- MICHELSSEN, O. & CLAUSEN, O., R. (2002): Detailed stratigraphic subdivision and regional correlation of the southern Danish Triassic succession. – *Mar. and Petr. Geol.*, **19**: 563–587.
- MOHR, M., WARREN, J. K., KUKLA, P. A., URAI, J. L. & IRMEN, A. (2007): Subsurface seismic record of salt glaciers in an extensional intercontinental setting (Late Triassic of NW Germany). – *Geology*, **35**: 963–966.
- MÖKESCH, V. (1985): Schichtenverzeichnis der Bohrung Fehndorf 2T.
- MORBAY, S. J. (1975): The palynostratigraphy of the Rhaetian Stage, Upper Triassic in the Kendelbachgraben. Austria. – *Palaeontographica*, **B, 152**: 1–75.
- MÜLLER, W. & SCHÖNE-WARNEFELD, G. (1985) Die Deckgebirgsgeologie der Reservfelder des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlereviers. – In: KLEIN, J. (Hrsg.): *Handbuch des Gefrierschachtbaus im Bergbau*. – 124–140.
- NAM (Nederlandse aardolie Maatschappij B. V.) & RGD (Rijks Geologische Dienst) (1980): Stratigraphic nomenclature of the Netherlands. – *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap*. – 77 S.
- NAUMANN, E. (1910): Beitrag zur Gliederung des Mittleren Keupers im nördlichen Thüringen. – *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **28**: 549–580.
- NAUMANN, E. (1914): Die Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Blatte Rinteln im Sommer 1914, die Muschelkalk und Keuper betreffen. – *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **35**: 565–581.
- NAUMANN, E. (1915): Zur Gliederung des Unteren Keupers in Thüringen. – *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **35**: 292–310.
- NAUMANN, E. (1925): Das Muschelkalk-Keuperprofil am Bahnhof Sandersleben. *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **45**: 307–311.
- NAUMANN, E. (1927): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Hessisch-Oldendorf (3821). – 144 S.
- NIELSEN, L. H. (2003): Late Triassic – Jurassic development of the Danish Basin and the Fennoscandian Border Zone, southern Scandinavia. – *Geol. Surv. of Denmark, Bull.*, **1**: 459–526.
- NIELSEN, L. H., LARSEN, F. & FRANSEN, N. (1989): Upper Triassic-Lower Jurassic tidal deposits of the Gassum Formation on Sjælland, Denmark. – *Danm. Geol. Unders.*, **A, 23**: 30 S.
- NIENHAUS, KLINGLER & HOFFMANN (1952): Schichtenverzeichnis der Bohrung Großburgwedel 1.
- NITSCH, E. (1996): Fazies, Diagenese und Stratigraphie der Grabfeld-Gruppe Süddeutschlands (Keuper, Trias). – *Diss. Universität Köln*. – 355 S.
- NITSCH, E. (1997): Zyκλοstratigraphie in der Grabfeld-Formation (unterer Mittelkeuper, Obertrias) in Süddeutschland. – *Freib. Forschungsh.*, **C, 468**: 245–257.
- NITSCH, E. (2005a): Der Keuper in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002: Formationen und Folgen. – *Newsl. Strat.*, **41**: 159–171.
- NITSCH, E. (2005b): Zyκλοstratigraphie des Keupers. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): *Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper*. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **253**: 106–126.
- NITSCH, E. (2005c): Wie kommt das Salz in den Keuper? – *Beitr. Geol. Thür*, **10**: 75–109.
- NITSCH, E. (2005d): Sequenzstratigraphie. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): *Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper*. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **253**: 107–133.
- NITSCH, E. (2005e): Paläoböden im süddeutschen Keuper. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **87**: 135–176.
- NITSCH, E., BEUTLER, G., HAUSCHKE, N., ETZOLD, A. & LAAß, M. (2005a): Feinstratigraphische Korrelation der Grabfeld-Formation (Keuper, Trias) zwischen Hochrhein und Ostsee. – *Hallesches Jb. Geowiss.*, **B, 19**: 137–152.
- NITSCH, E., SEEGIS, D., VATH, U. & HAUSCHKE, N. (2005b): Sedimente und Sedimentationspausen im deutschen Keuper: Wie vollständig ist die Überlieferung der späten Triaszeit?. – *Newsl. Strat.*, **41**: 225–251.
- OLD, R. A., SUMBLER, M. G. & AMBROSE, K. (1987): The Geology of the country around Warwick. – *Mem. of the Brit. Geol. Survey, Sheet 184 (England and Wales)*. – 101 S.
- ORBELL, G. (1973): Palynology of the British Rhaeto-Liassic. – *Bull. of the Geol. Survey of Great Britain*, **44**: 1–44.
- PAGE, K. N. & BLOOS, G. (1998): The base of the Jurassic system in west Somerset, south-west England – new observations on the succession of ammonite fauna of the lowest Hettangian Stage. – *Geosci. South West England*, **9**: 231–235.

- PAUL, J., WEMMER, A. & AHRENDT, H. (2008): Provenance of siliciclastic sediments (Permian to Jurassic) in the Central European Basin. – *Z. dt. geol. Ges.*, **159**: 641–650.
- PAYTON, C. E. (1977): Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, **26**: 1–516.
- PFLÜCKER Y RICO, L. (1868): Das Rhät (die Rhätische Gruppe) in der Umgebung von Göttingen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **20**: 397–432.
- PÖPPELREITER, M. (1999): Controls on epeiric successions exemplified with the mixed siliciclastic – carbonate Lower Keuper (Ladinian, Germanic Basin). – *Tübinger Geow. Arb.*, **A**, **51**: 1–126.
- POSAMENTIER, H. W. & JAMES, D. P. (1993): An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. – In: POSAMENTIER, H. W., SUMMERHAYES C. P., HAQ, B. U. & ALLEN, G. P. (eds.): *Sequence stratigraphy and facies associations*. – 3–18.
- POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. ST. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. & VAN WAGONER J. C.: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. – *Soc. Econ. Palaeo. Min. Spec. Publ.*, **42**: 124–154.
- PUTZER, H. (1938): Die Rhät- und Liasablagerungen am Seeberg bei Gotha, am Röhnberggrücken und bei Eisenach. – *Jenaische Zeitschr. f. Naturw.*, **71**: 327–444.
- RADZINSKI K.-H. (1995): Zur Gliederung der Trias im Süden von Sachsen-Anhalt. – *Z. geol. Wiss.*, **23**: 43–62.
- REIBLE, P. (1962): Die Conchostraken (Branchiopoda, Crustacea) der Germanischen Trias. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **114**: 169–244.
- REICHARDT, A. (1926): Der mittlere Keuper in der Umgebung von Erfurt. – *Beitr. Geol. Thür.*, **1**: 1–16.
- REINHARDT, L. & RICKEN, W. (2000): The stratigraphic and geochemical record of Playa Cycles: monitoring a Pangaean monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**: 205–227.
- REITZ, E. (1985): Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. – *Geol. Abh. Hessen*, **86**: 1–36.
- RESCHER, C. K. (1993): Mikropaläontologische Untersuchungen. – *Kurzbericht über die Bohrung Bürvenich 1*, AZ 21.30/4520/93-Re/Jü.: 4 S.
- RHYS, G. H. (1974): A proposed standard lithostratigraphical nomenclature for the southern North Sea and an outline structural nomenclature for the whole of the (UK) North Sea. – *London Inst. of Geol., Scient. Rep.*, **74**: 18 S.
- RHYS, G. H. (1975): A proposed Standard Lithostratigraphic Nomenclature for the Southern North Sea. – In: WOODLAND, A. W. (ed.): *Petroleum and the continental shelf of North West Europe*, Vol. 1: *Geology*. – 151–162.
- RICHARDSON, L. (1906): On the Rhaetic and contiguous deposits of Devon and Dorset. – *Proceed. of the Geol. Assoc.*, **19**: 401–409.
- RICHARDSON, L. (1911): The Rhaetic and contiguous deposits of West, Mid and part of East Somerset. – *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, **67**: 1–74.
- RICHARDSON, W. A. (1921): The micro-petrography of the rock-gypsum of Nottinghamshire. – *Mineral. Magaz.*, **94**: 196–207.
- RICHTER, G. (1936) Der Sedimentationsraum des Unteren Keupers zwischen Harz und Thüringer Wald. – In: *Festschrift für HANS STILLE*. – 116–136.
- RICHTER, W. (1940): Die Ergebnisse der neueren Erdölaufschlußbohrungen für die Paläogeographie des nordwestdeutschen Rät. – *Oel u. Kohle*, **87**: 337–339.
- RIEDEL, A. (1916): Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie des deutschen Oberen Muschelkalkes. – *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **31**: 1–116.
- ROEMER, H. (1874): Ueber ein neues Vorkommen des Rät bei Hildesheim. – *Z. dt. geol. Ges.*, **16**: 349–354.
- RÖHLING, S. (2000): Der Mittlere Muschelkalk in Bohrungen Norddeutschlands: Fazies, Geochemie, Zyklus- und Sequenzstratigraphie. – *Diss. Universität Halle/Saale*. – 184 S.
- ROSENFELD, U. (1968): Beobachtungen zur Stratigraphie des Schilfsandsteins im ost-lippischen Bergland. – *Geol. Rdsch.*, **57**: 402–424.
- SALGER, M. (1985): Schwer- und Tonminerale des Keupers in der Forschungsbohrung Obernsees. – *Geologica Bavarica*, **88**: 143–147.
- SANDER, A. (1963): Zur Parallelisierung und stratigraphischen Bedeutung der Fossilagen des lippischen Steinmergelkeupers. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **117**: 340–345.
- SANDER, A. (1977): Rote Wand und Steinmergelkeuper (Mittlerer Keuper) in der Bohrung Alexander-von-Humboldt-Strudel im Vergleich mit Übertageaufschlüssen des Weserberglandes. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **26**: 89–108.
- SCHÄFER, A. (2005): Klastische Sedimente – Fazies und Sequenzstratigraphie. – 414 S.
- SCHICKOR, G. (1969): Zur Paläogeographie und Sedimentologie des Räts zwischen Osning und Weser (Westfalen). – *Geotekt. Forsch.*, **32**: 66–97.
- SCHOTT, W. (1942): Die Gliederung im nordwestdeutschen Rätbecken. – *Berichte des Reichsamtes für Bodenforschung*. – 61–77.

- SCHRÖDER, B. (1982): Entwicklung des Sedimentbeckens und Stratigraphie der klassischen Germanischen Trias. – *Geol. Rdsch.*, **71**: 783–794.
- SCHRÖDER, E. (1938): Zur Gliederung des Mittleren Keupers in der Thüringer Mulde. – *Beitr. Geol. Thür.*, **5**: 34–41.
- SCHRÖDER, E. (1955): Der Mittlere Keuper in Nordthüringen, unter besonderer Berücksichtigung des Schilfsandsteins. – *Dipl.-Arbeit Universität Jena*. – 97 S.
- SCHRÖDER, H. (1927): Der Keuper. – In: SCHRÖDER, H. & DAHLGRÜN, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Quedlinburg (2306). – 39–47.
- SCHULZ, E. (1966): Erläuterungen zur Tabelle der stratigraphischen Verbreitung der Sporen und Pollen vom oberen Perm bis untersten Lias. – *Abh. des Zentr. Geol. Inst. Berlin*, **8**: 3–20.
- SCHULZ, E. (1967): Sporenpaläontologische Untersuchungen rätoliassischer Schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens. – *Paläont. Abh.*, **B2**: 543–627.
- SCHULZ, E. (1976): Gliederungsmöglichkeiten des Keupers nach Mikrosporen, Pollen und Phytoplankton im Raum der DDR. – *Jb. Geol.*, **7/8**: 127–130.
- SCHULZ, E. (1996): Eine Mikrofauna aus dem Steinmergelkeuper vom SW-Hang der Wachsenburg bei Gotha (Thüringen). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **200**: 75–86.
- SCHULZ, E. & HEUNISCH, C. (2005): Palynostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des deutschen Keupers. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): *Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper*. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 43–49.
- SCHULZE, G. (1964): Erste Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet der Scholle von Calvörde. – *Z. angew. Geol.*, **10**: 328–348.
- SEEGIS, D. (1997): Die Lehrbergschichten im Mittleren Keuper von Süddeutschland – Stratigraphie, Petrographie, Paläontologie, Genese. – 382 S.
- SEEGIS, D. (2005): Muscheln und weitere Invertebraten. – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): *Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper*. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 61–64.
- SEELING, M. (1999): Fazielle und sequenzstratigraphische Untersuchungen im Rhätkeuper (Exter-Formation) Thüringens und des nördlichen Harzvorlandes. – *Dipl.-Arbeit Universität Halle/Saale*. – 116 S.
- SEELING, M. & KELLNER, A. (2002): Sequenzstratigraphie des Nor und Rhät im Nordwestdeutschen Becken unter Berücksichtigung Süddeutschlands. – *Z. dt. geol. Ges.*, **15**: 93–114.
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. – *Geologie, Beih.*, **50**: 119 S.
- SELLEY, R. C. (1988): *Applied Sedimentology*. – 466 S.
- SHUKLA, U. K. & BACHMANN, G. H. (2007): Estuarine sedimentation in the Stuttgart Formation (Carnian, Late Triassic), South Germany. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **243**: 305–323.
- SHUKLA, U. K., BACHMANN, G. H., BEUTLER, G., BARNASCH, J. & FRANZ, M. (2006): Extremely distal fluvial sandstone within the playa system of Arnstadt Formation (Norian, Late Triassic), Central Germany. – *Facies*, **52**: 541–555.
- SINGH, I. B. (1966): Sedimentologie der Keuper-Lias-Grenzsichten von Württemberg (Deutschland). – *Arb. Geol.-Pal. Inst. TH Stuttgart*, **52**: 175–192.
- SLOSS, L. L. (1963): Sequences in the Cratonic Interior of North America. – *GSA Bull.*, **74**: 93–114.
- SMITH, A. (1989): First records of conodonts from the Late Triassic of Britain. – *Palaeontology*, **32**: 325–333.
- SPULSKI, B. (1909): Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. – *Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver.*, **2**: 1–33.
- SOUTHWORTH, C. J. (1987): Lithostratigraphy and depositional history of the Middle Triassic Dowsing Dolomitic Formation of the Southern North Sea and adjoining areas. *Diss. Universität Oxford*.
- STAMPFLI, G. M. & KOZUR, H. W. (2006): Europe from the Variscan to the Alpine cycles. – *Geol. Soc. of London, Mem.*, **32**: 57–82.
- STILLE, H. (1901): Ueber Steinkohlen im Mittleren Keuper am Teutoburger Walde bei Neuenheerse. – *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **21**: 58–63.
- STILLE, H. (1909): Zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlengruppe. – *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **29**: 145–166.
- STILLE, H. & MESTWERDT, A. (1909): Die Gliederung des Kohlenkeupers im östlichen Westfalen. – *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **27**: 210–229.
- STINDER, T. (1989): Stratigraphie und Lithologie des Rhät (Oberkeuper) im mittleren Niedersachsen (Norddeutschland). – *Z. dt. geol. Ges.*, **140**: 87–99.
- STOLLHOFEN, H., BACHMANN, G. H., BARNASCH, J., BAYER, U., BEUTLER, G., FRANZ, M., KÄSTNER, M., LEGLER, B., MUTTERLOSE, J. & RADIES, D. (2008): Upper Rotliegend to Lower Cretaceous basin development. – In: LITTKER, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & NELSKAMP, S. (eds.): *Dynamics of Complex Sedimentary Basins. The Example of the Central European Basin System*. – 181–210.
- STORRS, G. W. (1993): Terrestrial components of the Rhaetian (Uppermost Triassic) Westbury Formation of southwestern Britain. – In: LUCAS, S. G. & MORALES, M. (eds.): *The Nonmarine Triassic, Transactions of the*

- International Symposium and Field Trip on the Nonmarine Triassic. – *New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull.*, **3**: 447–451.
- STRASSER, A., HILGEN, F. J. & HECKEL, P. H. (2006): Cyclostratigraphy - concepts, definitions, and applications. – *Newsl. Strat.*, **42**: 75–114.
- SUCESS, E. (1888): *Das Antlitz der Erde, II: Die Meere der Erde.* – 703 S.
- TAYLOR, F. M. (1968): Permian and Triassic formations. – In: SYLVESTER-BRADLEY, P. C. & FORD, T. D. (eds.): *The Geology of the East Midlands.* – 149–173.
- TAYLOR, S. R. (1983): A stable isotope study of the Mercia Mudstones (Keuper Marl) and associated sulphate horizons in the English Midlands. – *Sedimentology*, **30**: 11–31.
- THIENHAUS, R. (1962): Stratigraphie, Tektonik und Eisenerzföhrung des Lias-Muldengrabens von Bislich am Niederrhein. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **6**: 199–218.
- THÜRACH, H. (1888/1889): Uebersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleiche zu den benachbarten Gegenden. – *Geogn. Jahresh.*, **1**: 75–162 und **2**: 1–90.
- TORNQUIST, A. (1892): *Der Gypskeuper in der Umgebung von Göttingen.* – Diss. Universität Göttingen. – 37 S.
- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. – *Z. geol. Wiss.*, **109**: 111–158.
- TRUSHEIM, F. (1971): Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. – *Geol. Jb., Beih.*, **112**: 51 S.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. & THOMPSON S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, **26**, 63–97.
- VAN ADRICHEM BOOGAERT, H. A. & KOUWE, W. F. P. (1994a): Stratigraphic nomenclature of the Netherlands; revision and update by RGD and NOGEPa, Section E Triassic. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 50. – 28 S.
- VAN ADRICHEM BOOGAERT, H. A. & KOUWE, W. F. P. (1994b): Stratigraphic nomenclature of the Netherlands; revision and update by RGD and NOGEPa, Section F Lower and Middle Jurassic (Altena Group). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 50. – 18 S.
- VAN WAGONER, J. C., JONES, C. R., TAYLOR, D. R., NUMMEDAL, D., JENNETTE, D. C. & RILEY, G. W. (1992): Sequence stratigraphy - Applications to Shelf Sandstone Reservoirs. Outcrop to Subsurface Examples. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Field Conference (1991)*: 21–28.
- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **7**: 55 S.
- VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUITT, T. S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. ST. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. (eds.): *Sea-level changes: an integrated approach.* – *Soc. of Econ. Paleontolog. a. Mineralog. Spec. Publ.*, **42**: 39–45.
- VATH, U. (2005): *Der Keuper im südlichen Niedersachsen.* – In: DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (2005): *Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper.* – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **253**: 163–178.
- VOLLMER, T. (2005): *Palaeoclimatology of Upper Triassic Playa Cycles: New Insights Into an Orbital Controlled Monsoon System (Norian, German Basin).* – Diss. Universität Köln. – 154 S.
- WAGENBRETH, O. (1968): Stratigraphische, petrographische und paläontologische Beobachtungen im Muschelkalk und Keuper von Staßfurt-Egeln-Oschersleben-Barneberg. – *Geologie*, **17**: 1138–1153.
- WARRINGTON, G. (1970): The stratigraphy and palaeontology of the 'Keuper' Series of the central Midlands of England. – *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, **126**: 183–223.
- WARRINGTON, G., AUDLEY-CHARLES, M. G., ELLIOTT, R. E., EVANS, W. B., IVIMEY-COOK, H. E., KENT, P. E., ROBINSON, P. L., SHOTTON, F. W. & TAYLOR, F. M. (1980): A correlation of Triassic rocks in the British Isles. – *Geol. Soc. of London, Spec. Rep.*, **13**: 78 S.
- WARRINGTON, G. & IVIMEY-COOK, H. C. (1992): Triassic. – In: COPE, J. C. W., INGHAM, J. K. & RAWSON, P. F.: *Atlas of Palaeogeography and Lithofacies.* – *Geol. Soc. of London, Mem.*, **13**: 97–112.
- WARRINGTON, G. & IVIMEY-COOK, H. C. (1995): The Late Triassic and Early Jurassic of coastal sections in west Somerset and South and Mid-Glamorgan. – In: TAYLOR, P. D. (ed.): *Field geology of the British Jurassic.* – *Geol. Soc. of London.* – 9–30.
- WARRINGTON, G. & WILLIAMS, B. J. (1984): The North Curry Sandstone Member (late Triassic) near Taunton, Somerset. – *Proceed. Ussher Soc.*, **6**: 82–87.
- WARTH, M. (1969): Conchostraken (Crustacea, Phyllopora) aus dem Keuper (Ob. Trias) Zentral Württembergs. – *Jh. der Ges. f. Naturk.*, **124**: 123–145.
- WEIGELIN, M. (1913): Der untere Keuper im westlichen Württemberg. – *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, **B**, **35**: 628–688.
- WELLNITZ, S. & RICKEN, W. (1995): Playa cycles of the German Gipskeuper-Formation (first results of the research site Bürvenich). – *Abstracts of the 10th annual meeting, Aachen Sedimentology Group.*: 1–3.

- WHEELER, H. E. (1964): Base level lithosphere surface and time-stratigraphy. – *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **75**: 599–610.
- WICHER, A. (1951): Zur mikropaläontologischen Gliederung des nichtmarinen Rät. – *Erdöl u. Kohle*, **4**: 755–760.
- WICHER, A. (1957): Die mikropaläontologische Gliederung des nichtmarinen Keuper. – *Erdöl u. Kohle*, **10**: 3–7.
- WIENHOLZ, R. & KOZUR, H. W. (1970): Drei interessante Ostracodenarten aus dem Keuper im Norden der DDR. – *Geologie*, **19**: 588–593.
- WIERER, J.-F. (1997): Vergleichende Untersuchungen an Megasporenvergesellschaftungen der alpinen und germanischen Mittel- und Obertrias. – *Münchener Geow. Abh.*, **35**: 1–175.
- WIERER, J.-F. (1999): Megasporen, ein Teilaspekt triassischer Palynologie. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): *Trias. Eine ganz andere Welt.* – 221–228.
- WILL, H.-J. (1953): Paläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. – Diss. Universität Tübingen. – 288 S.
- WILL, H.-J. (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. – *Geol. Jb., Beih.*, **54**: 240 S.
- WILLS, L. J. (1970): The Triassic succession in the central Midlands in its regional setting. – *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, **126**: 225–283.
- WOLBURG, J. (1956): Das Profil der Trias im Raum zwischen Ems und Niederrhein. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **7**: 305–330.
- WOLBURG, J. (1969a): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – *Geotekt. Forsch.*, **32**: 1–65.
- WOLBURG, J. (1969b): Zum Wesen der altkimmerischen Hebung mit einem Überblick über die Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung in NW-Deutschland. – *Z. dt. geol. Ges.*, **119**: 516–523.
- WONG, T. E. (2007): Jurassic. – In: WONG, T. E., BATJES, D. A. J. & DE JAGER, J. (eds.): *Geology of the Netherlands.* – Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. – 107–125.
- WRIGHT, V. P. & SANDLER, A. (1994): A hydrological model for the early diagenesis of Late Triassic alluvial sediments. – *Journ. of the Geol. Soc. London*, **151**: 897–900.
- WUNDERLICH, H. G. (1964): Die Grenzschichten Muschelkalk - Keuper bei Göttingen. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **4**: 204–211.
- WUNSTORF, W. & FLIEGEL, G. (1910): Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. – *Abh. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **67**: 172 S.
- WURTSEER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. – *Mitt. d. Geol. Staatsinst. Hamburg*, **33**: 1–140.
- ZEINO-MAHMALAT, M.-H. (1970) Die Geologie der Mittelrät-Schichten von Velpke. – *Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover*, **9**: 3–39.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Triassic Rifts and Facies Patterns in Western and Central Europe. – *Geol. Rdsch.*, **71**: 747–772.
- ZIEGLER, P. A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe.* – 239 S.

Anlagen

- Anlage 1** Liste der bearbeiteten Bohrungen
- Anlage 2-1** Bohrpunktkarten (Übersicht)
- Anlage 2-2** Ostengland und Englische Nordsee
- Anlage 2-3** Nördliche Niederländische, westliche Dänische und westliche Deutsche Nordsee
- Anlage 2-4** Südliche Niederländische Nordsee, Niederlande, Nord-Eifel
- Anlage 2-5** Dänische Nordsee, Nord- und Zentralsdänemark
- Anlage 2-6** Süd-Dänemark, Norddeutschland, Deutsche Nordsee
- Anlage 2-7** Norddeutschland, östliche Niederlande
- Anlage 2-8** Detailkarte östliche Niederlande
- Anlage 2-9** Detailkarte Altmark
- Anlage 3** Normalprofil Osnabrücker Bergland, Weserbergland (nach DUCHROW 1968a, 1984)
- Anlage 4** Korrelationsprofil Texas Z1 – Colnrade Z1 – Emmer-Compascuum 1
- Anlage 5** Korrelationsprofil Colnrade Z1 – Schneverdingen 2T – Løgumkloster 1 – Mors 1
- Anlage 6** Korrelationsprofil Dörpen Z1 – K-14-1 – 42-29-3
- Anlage 7** Korrelationsprofil VAD 1 – Schneverdingen 2T – Roswinkel 1 – P 6-6
- Anlage 8** Korrelationsprofil K 14-1 – 48-11-2 – Cleethorpes – Fulbeck 1 – Asfordby Hydrological
- Anlage 9** Korrelationsprofil Texas Z1 – J 16-1 – L 2-1 – 49-21-2 (1)
- Anlage 10** Korrelationsprofil Texas Z1 – J 16-1 – L 2-1 – 49-21-2 (2)
- Anlage 11** Korrelationsprofil Lemgow Z1 – Texas Z1 – Dörpen Z1 - Zuidwending 1
- Anlage 12** Korrelationsprofil Sande Z1 – F 17-1 – 49-26-1
- Anlage 13** Korrelationsprofil Bürvenich 1 – Ottoland 1 – Noordwijk 1 – K 14-6
- Anlage 14** Korrelationsprofil Q 16-2 - Q 4-1 – P 2-1
- Anlage 15** Korrelationsprofil Rozenburg 1 – Ottoland 1 – Buurmalsen 1

Anlage 1**Liste der bearbeiteten Bohrungen****Deutschland**

Abbendorf Salzwedel 1	Fehndorf 2T	Mellin 23	Riebau 104
Altensalzwedel 1	Flensburg Z1	Mellin 24	Riebau 111
Altensalzwedel 2	G 1-1	Mellin 159	Riebau 112
Altensalzwedel 3	G 11-1	Meßdorf 1	Riebau 115
Altensalzwedel 6	Garlipp 1	Meßdorf 2	Riebau 117
Altensalzwedel 8	Glückstadt T1	Mildstedt Z1	Ritzleben 1
Altensalzwedel 141	Großburgwedel 1	Morsleben 52a	Salzwedel 1
Altensalzwedel 143	Hamburger Sand	Norderney Z1	Salzwedel 2
Altensalzwedel 144	Heidberg 2	Nordsee R1	Salzwedel 10
Annaveen Z1	Heidberg 4	Nordsee S1	Salzwedel 11
Apeldorn Z3	Heidberg 59	Nusse T1	Salzwedel 13
Arendsee 4	Heidberg 60	Oldenbüttel T1	Salzwedel 14
Arendsee 5	Hohentramm 1	P 1A	Salzwedel 15
Arendsee 6	Holthusen 1	Peckensen 10	Salzwedel 16
Arendsee 7	Hude Z1	Peckensen 13	Salzwedel 17
Arendsee 10	Hünxer Heide 7	Peckensen 17	Salzwedel 18
B 2	J 9-1	Peckensen 18	Salzwedel 21
B 4-1	J 16-1	Peckensen 166	Salzwedel 22
Bahnsen Z1	Jetze 101	Peckensen 184	Salzwedel 27
Barrien 2T/63	Kahrstedt 1	Peckensen 213	Salzwedel 28
Barver Z1	Kalbe 2	Peckensen 220	Salzwedel 31
Bethermoor Z2	Kalbe 11	Peckensen 224	Salzwedel 60
Bevern 3	Kalbe 102	Peckensen 225	Salzwedel 61
Billerbeck Z1/86	Kallmoor T2	Peckensen 226	Salzwedel 66
Bonese 1	Kassebruch T2	Peckensen 228	Salzwedel 74
Bonese 2	Klötze 1	Peckensen 232	Salzwedel 87
Bonese 3	Klötze 2	Plön-Schönberg Z1	Sande Z1/84
Bonese 4	Kuhfelde 2	Pretzier 1	Sanne Og. 1
Bonese 5	L 1-1	Püggen 1	Sanne Og. 2
Braudel Z1	Lemgow Z1	Püggen 2	Schneverdingen 2T/66
Bühne 1	Lindloh	Püggen 4	Sellien 3Z/68
Bürvenich 1	Lingen Z1	Püggen 101	Texas Z1
C 1	Linsburg Z1	Püggen 102	Unterlüß T1/66
Cantrup Z1	M 1	Püggen 105	VAD
Cheinitz 1	Mahlsdorf 2	Püggen 106	Valfelde 1
Cheinitz 2	Manslagt	Püggen 114	Verden-Ost Z1
Cheinitz 3	Mechau 1	Püggen 118	Volzendorf Z1/85
Colnrade Z1/86	Mellin 3	Püggen 124	Westerland Z1
D1	Mellin 5	Püggen 125	Westerwanna 3
Dambeck Salzwedel 1	Mellin 6	Püggen 127	Westerwanna 4
Dörpen Z1	Mellin 9	Quickborn T1	Winkelstedt 1h
E 1	Mellin 15	Reitbrook T3	Winkelstedt 2
Exten 1	Mellin 18	Riebau 1	Winkelstedt 3
Fehmarn Z1	Mellin 20	Riebau 100	Winkelstedt 7

Winkelstedt 8	Winkelstedt 15	Winkelstedt 102	Wittenmoor 101
Winkelstedt 11	Winkelstedt 16	Winsen-Bardowick 1	Zwischenahnn-Sued Z1
Winkelstedt 12	Winkelstedt 18	Winterfelde 1	

Niederlande

A 11-1	Barnheem 1	Den Burg 1	F 1-1
A 12-2	Beckum 1	Den Haag 1	F 2-2
A 12-3	Beilen 1	Den Velde 1	F 2-3
A 14-1	Beilen 2	Denekamp 1	F 2-4
A 15-1	Belfield 14	Denekamp 2	F 3-1
A 16-1	Bergen 1a	Deurningen 1	F 3-2
A 17-1	Berkel-Rodenrijs 1	Dongen 1	F 3-3
A 18-1	Bierum 3	Doornspijk 2	F 3-4
A 18-2	Blaricum 1	Drouwenermond 1	F 3-5
Aarlanderveen 1	Blijham	Dwingelo 1	F 3-6
Akkrum 1	Bolderij 1	E 2-1	F 3-7
Alkmaar 1	Borgsweer 1	E 2-2	F 4-1
Almere 1	Brakel 1	E 4-1	F 4-2a
Almkerk 1	Breukelen 1	E 6-1	F 5-1
Ameland 1	Broekzijde 1	E 9-1	F 5-2
Ameland East 1	Buren 1	E 9-2	F 5-3
Andel 1	Buurmalsen 1	E 10-1	F 6-1
Andel 2	Capelle 1	E 12-1	F 7-1
Andel 3	Coevorden 1	E 12-2	F 8-1
Andel 4	Coevorden 2	E 13-1	F 8-2
Andel 5	Coevorden 4	E 14-1	F 9-1
Andel 6	Coevorden 5	E 16-1	F 9-2
Annerveen-Veendam 1	Coevorden 6	E 16-2	F 9-3
Apeldorn 1	Coevorden 7	E 17-1	F 10-2
Apelscha 1	Coevorden 10	E 18-1	F 11-1
Armelo Oost 1	Coevorden 11	Eemskanaal 1	F 11-2
Arnhem 1	Coevorden 20	Eesveen 1	F 11-3
Assen 1	Coevorden 25	Eexterveen 1	F 11-3
Asten 1	Coevorden 47	Egmond-Zee 1	F 12-1
Asten 2	Cornelishof 4	Eleveld 1	F 12-2
B 10-2	D 12-4	Emmeloord 1	F 12-3
B 13-1	D 15-1	Emmen 3	F 13-1
B 13-2	Dalen 3	Emmen 4	F 13-4
B 14-3	De Cocksdorp 1	Emmen 7	F 14-1
B 17-1	De Hond 1	Emmen 11	F 14-2
B 17-3	De Lier 1	Emmen 16	F 14-3
B 17-4	De Lutte 1	Emmen-Nieuw Amst. 1	F 14-5
B 17-5	De Lutte 2	Emmen-Nieuw Amst. 2	F 14-6
B 18-2	De Lutte 3	Emmer-Compascuum 1	F 15-1
B 18-3	De Paauwen	Epe 1	F 15-2
Baarlo 1	De Wijk 5	Ermelo 1	F 15-3
Bakkum-Castricum 1	De Wijk 16	Everdingen 1	F 15-5
Barneveld 1	De Wijk 30	Exloo 2	F 16-1

F 16-2	Hoogkarspel 1	K 16-2	Limbricht 1
F 17-1	Hoogkarspel 2	K 16-4	Lochem 1
F 17-2	Hoorn 1	K 17-1	Loon op Zand 1
F 17-4	Ijsselmeer 1	K 17-2	M 1-1
F 17-6	Ijsselmuiden 1	K 18-5	M 4-1
F 18-10	Ilpendam 1	Kampen 1	M 5-1
F 18-2	J 3-1	Kemperkoul 1	M 7-3
F 18-3	J 3-2	Kerkwijk 1	M 9-1
F 18-4	J 6-1	Kollumerland 1	Maasbommel 1
F 18-8	J 6-A-1	Kooipolder 1	Marslanden 1
Farmsum 1	Julianadorp 1	Kotten 1	Meep 1
G 10-1	Jutphaas 1	L 1-1	Meerkerk 1
G 13-1	K 1-1	L 1-2	Meijndel 1
G 16-1	K 2-1	L 12-1-a	Middelie 101
G 17-1	K 3-1	L 1-3	Midlaren 1
G 17-2	K 4-2	L 13-1	Midwolda 1
Gaag 1	K 4-3	L 1-4A	Moerkapelle 1
Geesteren 1	K 5-1	L 1-5	Monster 2
Gieterveen 1	K 5-2	L 1-6	Nederweert 1
Giethorn 1	K 5-5 (D-1)	L 2-1	Nieuwerkerk 2
Goldhoorn 1	K 6-5 (DN1)	L 2-2	Nijmegen-Valburg 1
Gouda 2	K 6-6	L 2-4	Noordbergum 1
Grashoek 1	K 7 FA-101	L 2-6	Noordbroek 1
Grollo 1	K 7-1	L 3-1	Noordwijk 1
H 16-1	K 7-3	L 3-2	Noordwijk 2
Haaksbergen 1	K 7-5	L 3-3	North Ameland 1
Haarle 1	K 7-8	L 4-1	O. Flevoland 1
Haarlemmermeer 1	K 8 FA-201	L 4-4	Obdam 1
Haastrecht 1	K 8 FA-304	L 4-A-1	Obdam 2
Hantum 1	K 8-1	L 5-1	Oisterwijk 1
Hardenberg 1	K 8-2	L 5-2	Oldenzaal 5
Hardenberg 2	K 8-9	L 5-3	Ommen 1
Hardenberg 3	K 9-1	L 5-4	Ommen 3
Haren 1	K 10-2	L 5-5	Oosterhesselen 1
Harkstede 1	K 10-3	L 6-2	Oosterhesselen 2
Harkstede 2	K 10-8	L 6-3	Oostwold 1
Harlingen	K 11-10	L 7-13	Oostzaan 1
Heemskerk 1	K 11-2	L 7-4	Oploo 16
Heerenveen 1	K 12-2	L 8-1	Ottoland 1
Heeswijk 1	K 12-5	L 8-2	Oud Ablas 1
Heiloo 1	K 13-2	L 10-13	Oude Inschot 1
Heiloo 2	K 13-6	L 16-5	Oudeweg 1
Heinenoord 1	K 14-1	L 17-3	Overschild 1
Helenaveen 6	K 14-2	Lambertschaag 1	P 1-1
Hellevoetsluis 1	K 14-3	Landsmeer 1	P 2-1
Hengelo 1	K 14-6	Langedijk 1	P 2-2
Hessum 1	K 15-1	Langenholte 1	P 2-5
Hijken 1	K 15-3	Leermens 1	P 3-1
Hilvardenbeek 1	K 15-5	Leeuwarden-Stad 1	P 3-2
Hilversum 1	K 15-FB 101	Lelystad 1	P 3-3
Hollum-Ameland 1	K 16-1	Lichtenvoorde 2	P 3-4

P 4-1	Roswinkel 1	Veldhoven 1
P 5-1	Rozenburg 1	Vlagtwedde 1
P 5-4	Ruinen 1	Vlieland-Oost 1
P 5-7	Rustenburg 1	Vlodrop 1
P 6-2	S 2-1	Vlodrop 2
P 6-6	Sappemeer 1	Vlodrop 3
P 6-B-2	Schaapbulten 1	Voerendaal 1
P 7-1	Schiermonnikoog-Zee 1	Voerendaal 2
P 8-1	Schildmeer 1	Voerendaal 2
P 8-2	Schildwolde 1	Voorthuisen 1
P 9-1	Schiphol 1	Vries 1
P 9-3	Schiphol 2	Vries 4
P 10-1	Schoonebeek 2	Waalwijk 1
P 11-1	Schoonebeek 197	Waalwijk Nord 1
P 12-3	Schoonebeek 447	Waalwijk Nord 2
P 12-7	Schoonebeek 449	Waalwijk Süd 1
P 13-1	Schoonebeek 452	Wanswerd 1
P 13-2	Schoonebeek 497	Warffum 1
P 14-A-1	Schoonlo 1	Warffum 2
P 15-1	Schoonlo 3	Warmenhuizen 1
P 18-1	Sevenum 19	Warmenhuizen-Krabbedam 1
Papekop 1	Sint Annaparochie 1	Waverveen 1
Pernis - West 1	Sleen 1	Weesp 1
Pernis 1	Sleen 4	Werkendam 2
Pietersbierum 1	Slochteren 1	Westerbork 1
Pijnacker 4	Slootdorp 2	Westerdiep 1
Pijnacker 14	Sloten 2	Westgat 1
Q 1-4	Smilde 1	Wierden-Loo 1
Q 4-1	Sneek 2	Wijk-Aalburg 1
Q 5-1	Spaarnwoude 1	Wijnandsrade 1
Q 5-3	Spijkenisse 1	Winsum 1
Q 7-1	Spitsbergen 1	Winterswijk 1
Q 7-3	Sprang-Capelle 1	Woubrugge 1
Q 7-4	St. Michielsgestel 1	Zeddam 1
Q 8-2	Stedum 1	Zeerijp 1
Q 8-6	Stedum 1 (observ.well)	Zeewolde 1
Q 8-B-1	Steehoven 1	Zeist 1
Q 10-3	Steenbergen 1	Zoetermeer 1
Q 11-1	Strijen West 1	Zuiderpolder 1
Q 11-2	Ter Apel 2	Zuidlaarderveen 1
Q 13-5	Ternaard 1	Zuidwending 1
Q 14-1	Terschelling 1	Zweelo 1
Q 16-2	Terschelling 1a	Zwolle 1
Q 18a-1	Terschelling 2	
Raath 1	Uiterburen 1	
Rammelbeek 1	Uithuizen 1	
Ridderkerk 2	Uithuizermeeden 1	
Riepel 1	Usquert 1	
Rijsbergen 1	Valthermond 1	
Roden 201	Veelerveen 1	
Rossum 1	Veendam NE-1	

England

41-24a-1	Asfordby	Great Ellingham	Scaling 1
42-15b-1	Bardney 1	Great Hatfield 1	Scamton North 1
42-29-1	Belvoir 1	Hatfield Moor 1	Seaborough 1
42-29-3	Biscathorpe 1	Helpringham 1	Seaton Ross 1
42-30-6	Breckles 1	Hunstanton 1	Sherbourne 1
43-12-1	Brigg 1	Hurn Corner Screddington 1	Sibsey 1
43-25-1	Broach Road Brant Broughton	Kelstern 1	Somerton 1
43-26-7	Broughton 1	Kempsey 1	South Creake 1
44-21-3	Claxby 1	Kinoulton 1	Spalding 1
47-5a-2	Cleethorpes	Kirkham	Stainton 1
47-5a-3	Conningsby 1	Kirklington 1	Stowell Park
48-11-2	Coxs Walk	Knutsford 1	Tetney Lock 1
48-12-1	Cropwell Bridge	Lexham 1	Twynning
48-6-22	Egmanton 1	Nettlecombe 1	West Somerton 1
49-21-2	Egton High Moor 1	Nettleham 1	Whisby 1
49-21-3	Eldersfield	Nettleton 1	Wilkesley 1
49-21-5	Eskdale 11	Newton Mulgrave 1	Winestead
49-26-1	Farley Wood 1	Plungar 29	Winterborne Kingston 1
49-26-5	Formby 6	Prees 1	Wisbech 1
53-12-1	Fulbeck 1	Rempstone 1	
53-2-2	Fulbeck Airfield 1	Robin Hood Bay 1	
53-2-3	Gables Farm	Rudston 1	
53-2-4	Glenworth 1	Ruskington	

Dänemark

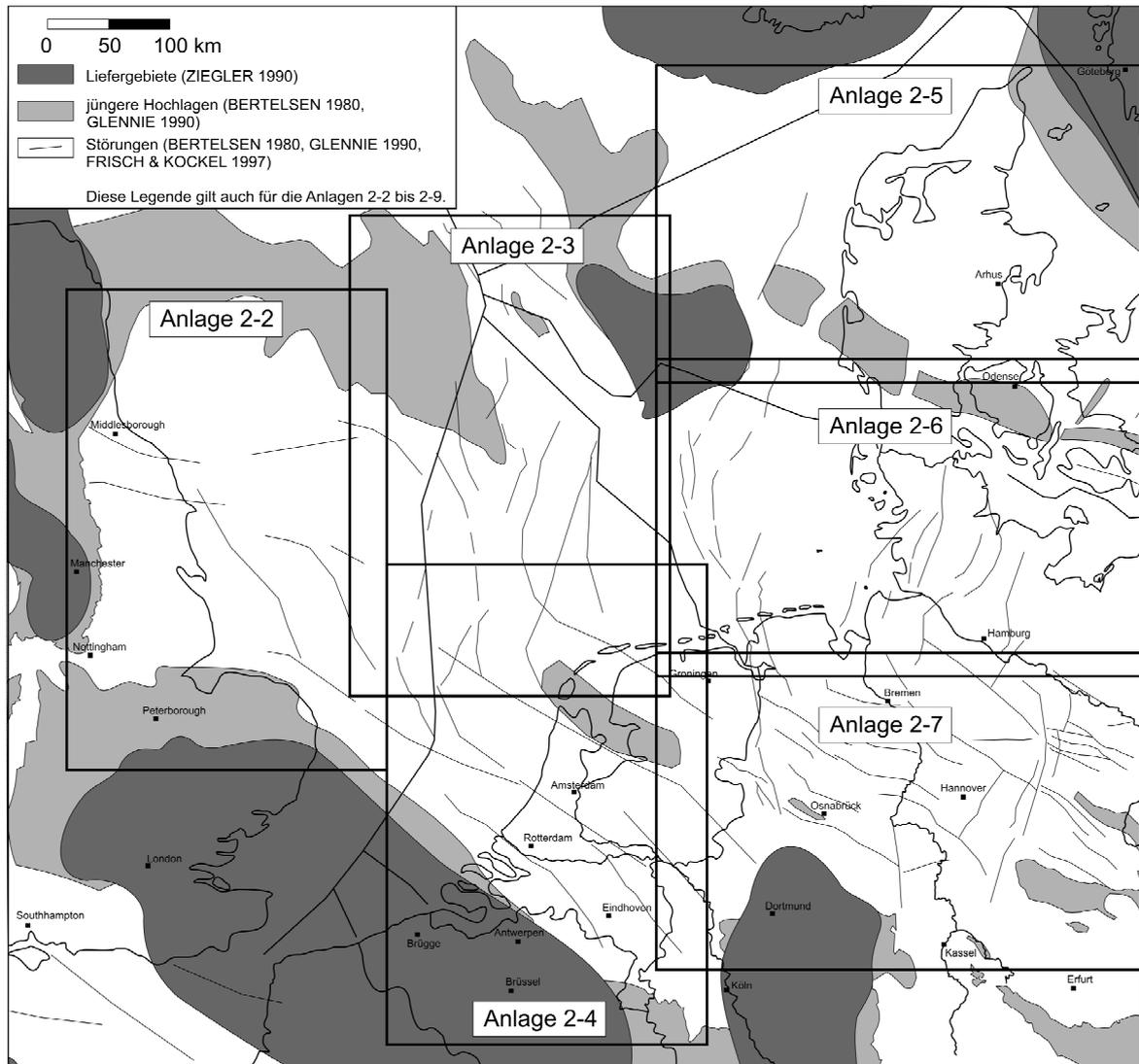
Abenra 1	Grindsted 1	Ørslev 1	Tønder 1
Arnum 1	Høninnig 1	P-1x	Varnæs 1
C1	J 1-x	Ravn 1	Vedsted 1
D 1-x	Jellinge 1	Rødby 1	Vemb 1
Dansk Nordsø O1 DUC -O 1	K 1	Rødebro 1	West Lulu 1
DUC U-1	Kvaers 1	Rønde 1	
F 1	L 1x	S 1	
Fjerritslev 2	Løgumkloster 1	Slagelse 1	
Flyvbjerg 1	M 8	Søllestedt 1	
Frederikshavn 2	Mørs 1	Stenlille 1	
Glamsbjerg 1	Nøvlin 1	Thisted 1	

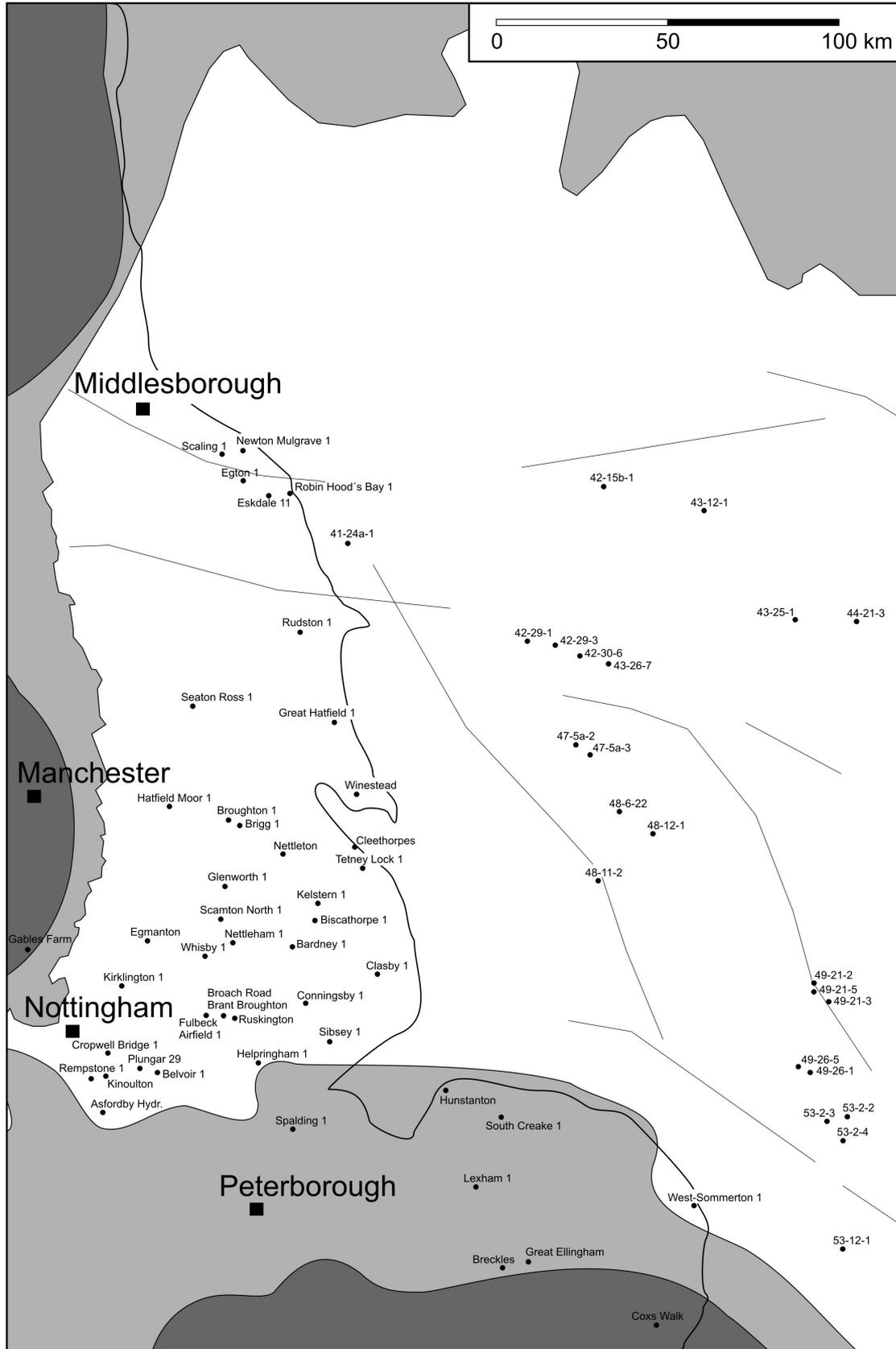
Belgien

Neeroeteren

Anlage 2-1

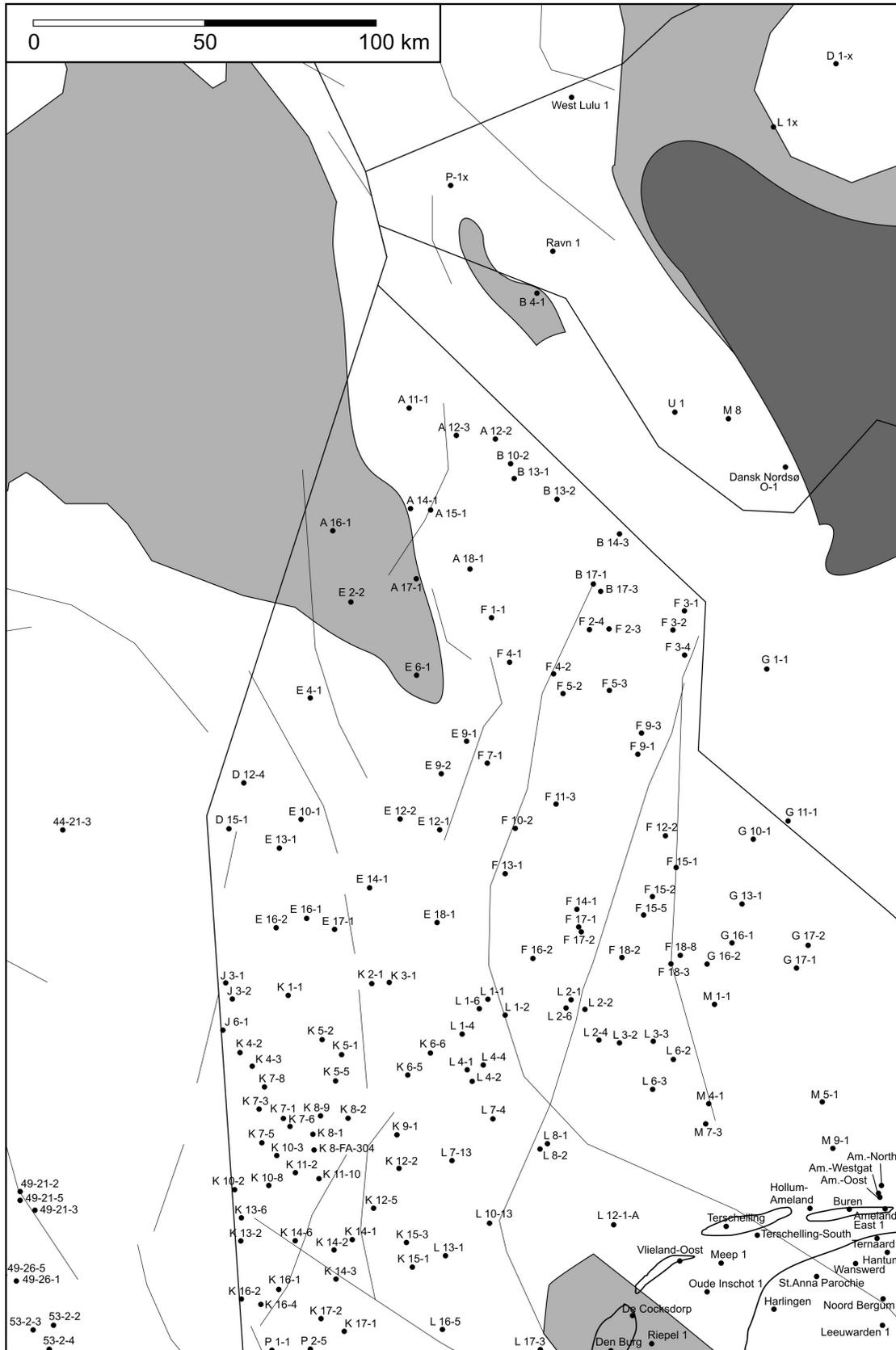
Bohrpunktkarten (Übersicht)





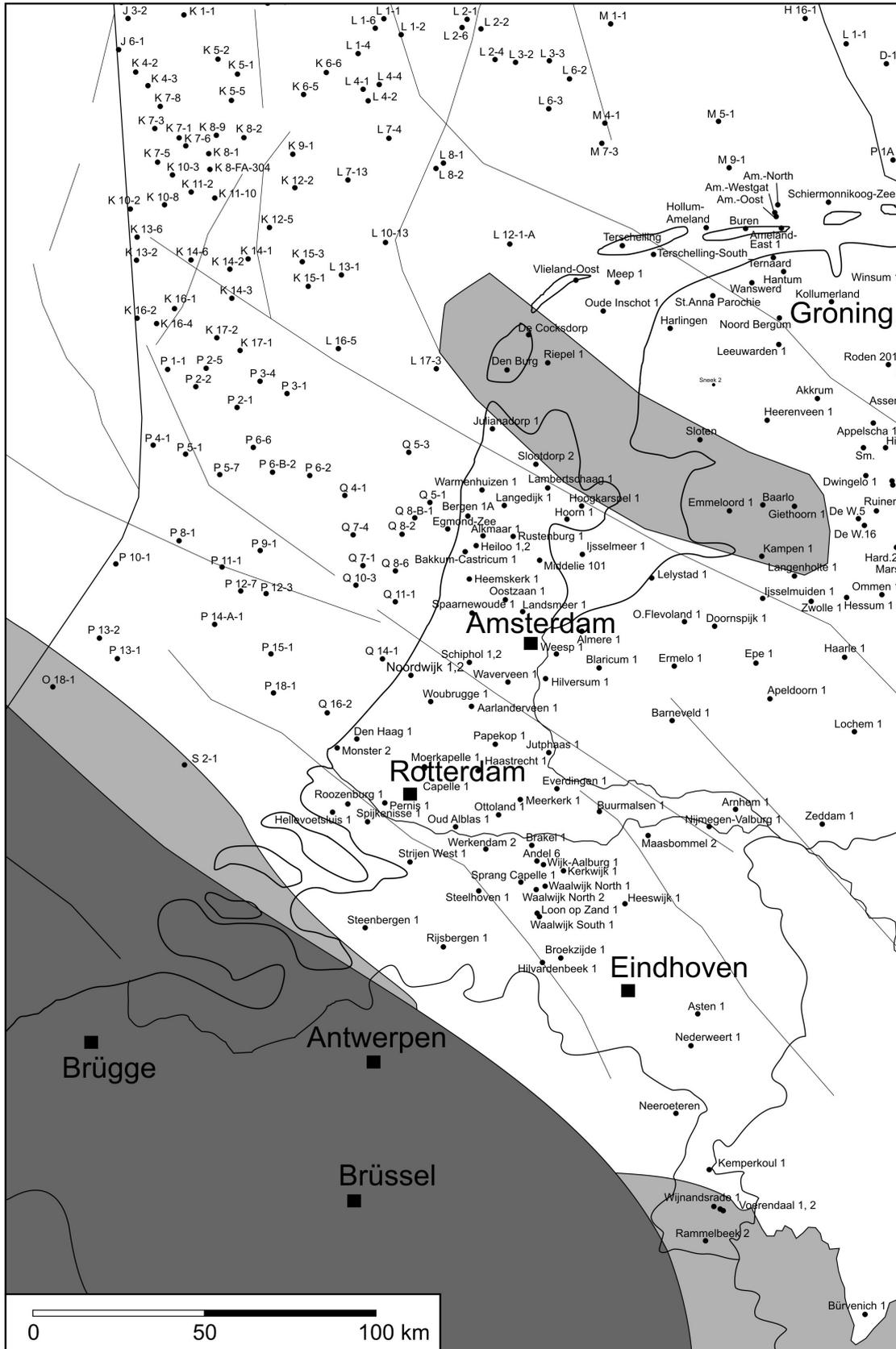
Anlage 2-3

Nördliche Niederländische, westliche Dänische und westliche Deutsche Nordsee

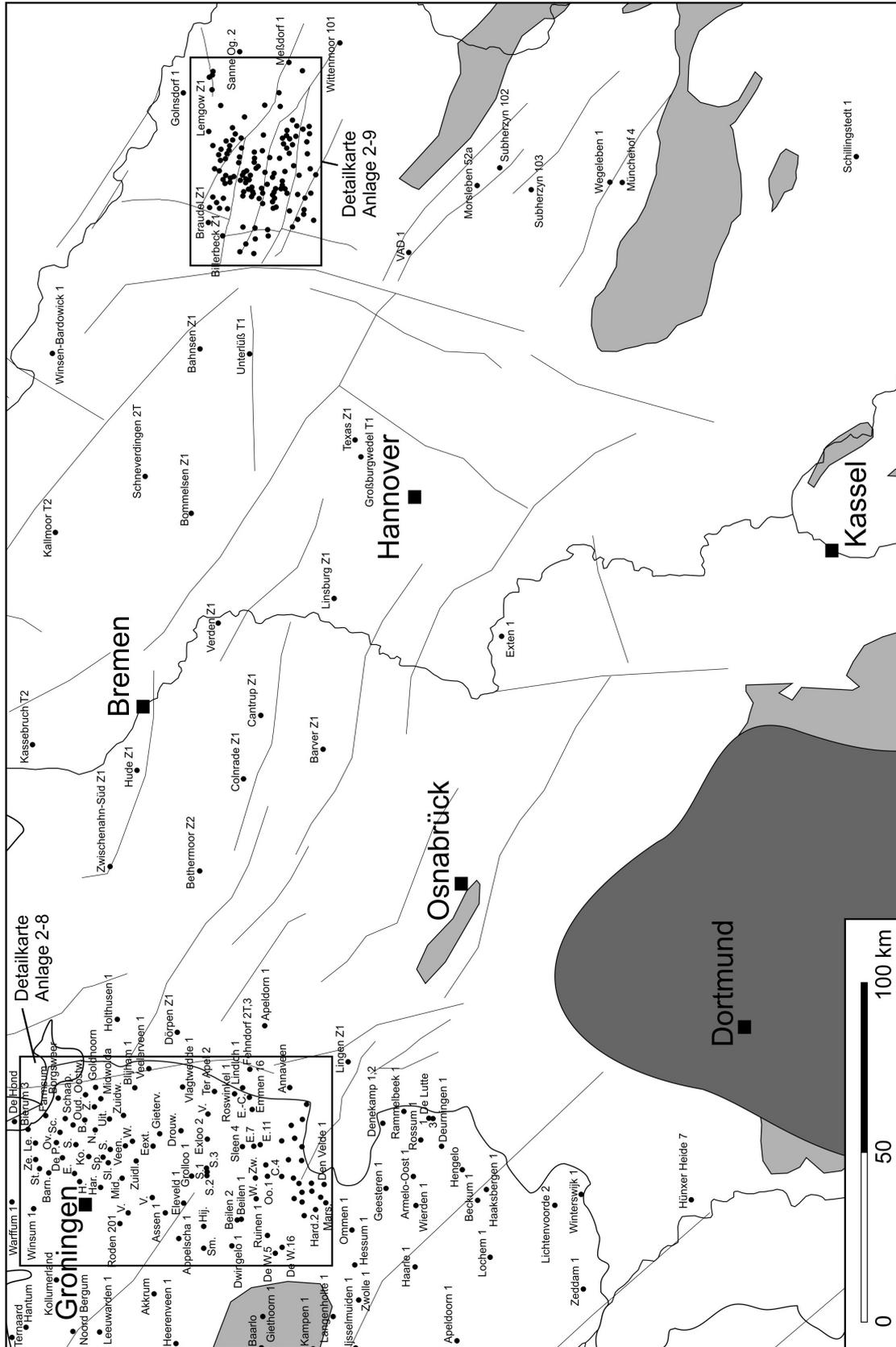


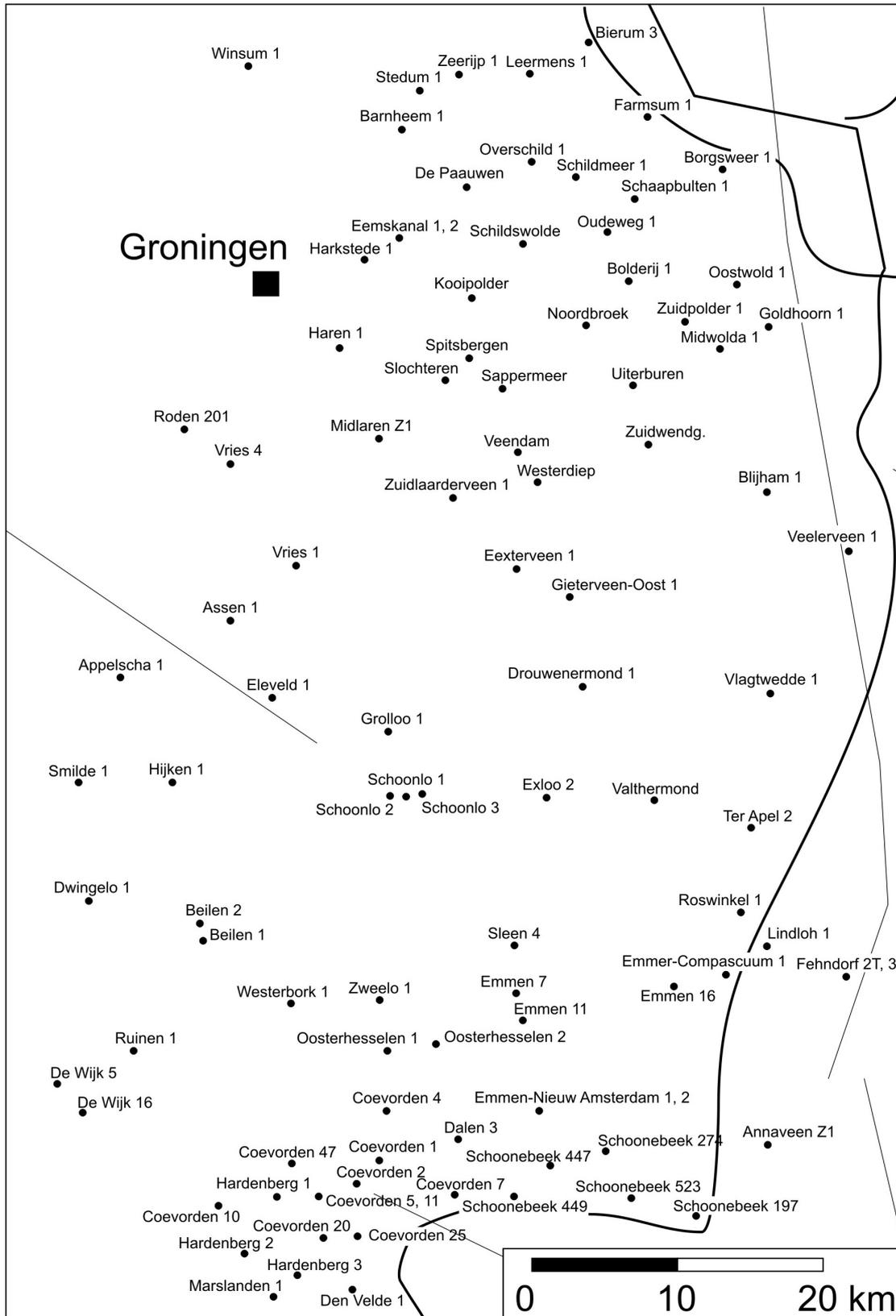
Anlage 2-4

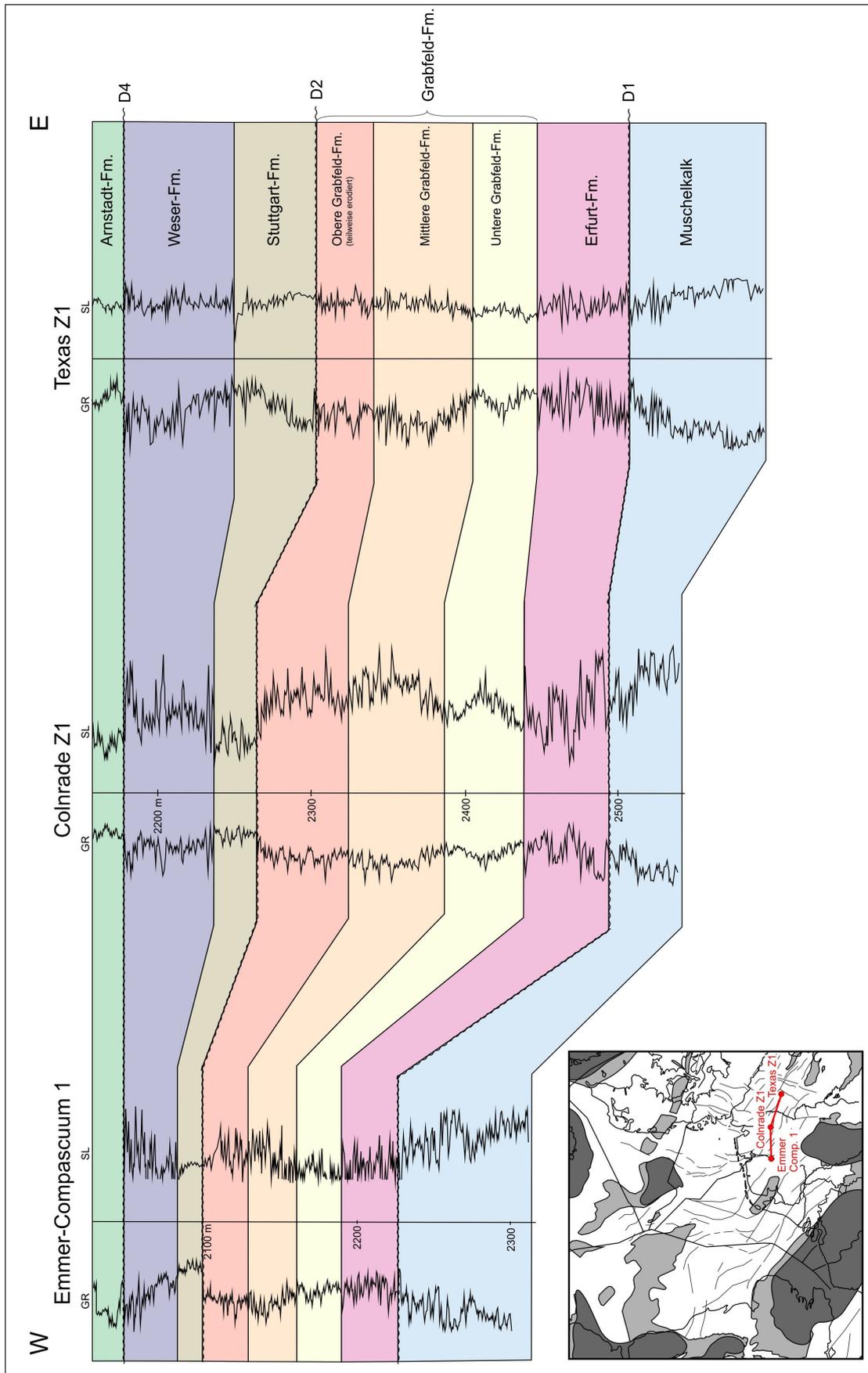
Südliche Niederländische Nordsee, Niederlande, Nord-Eifel





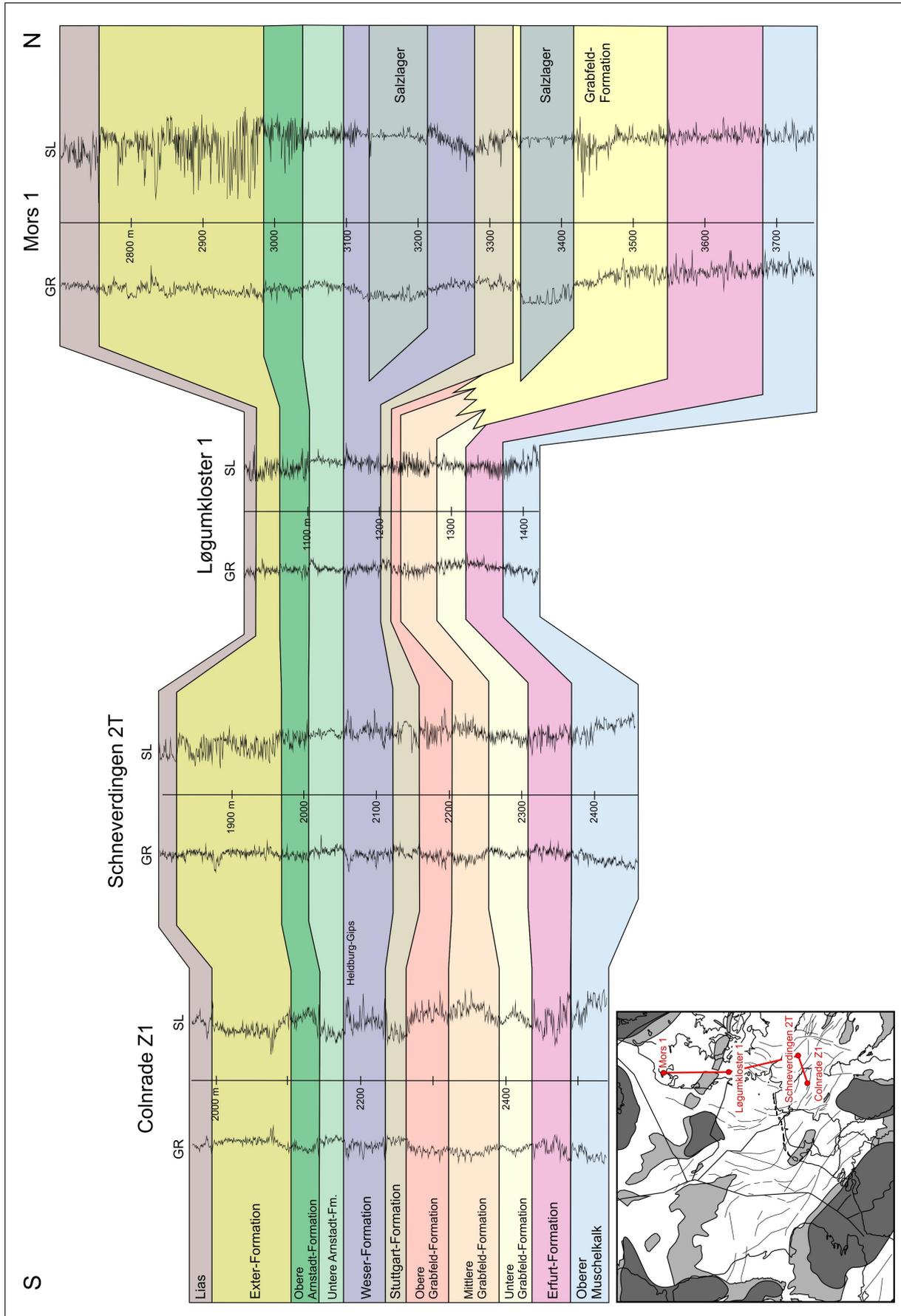


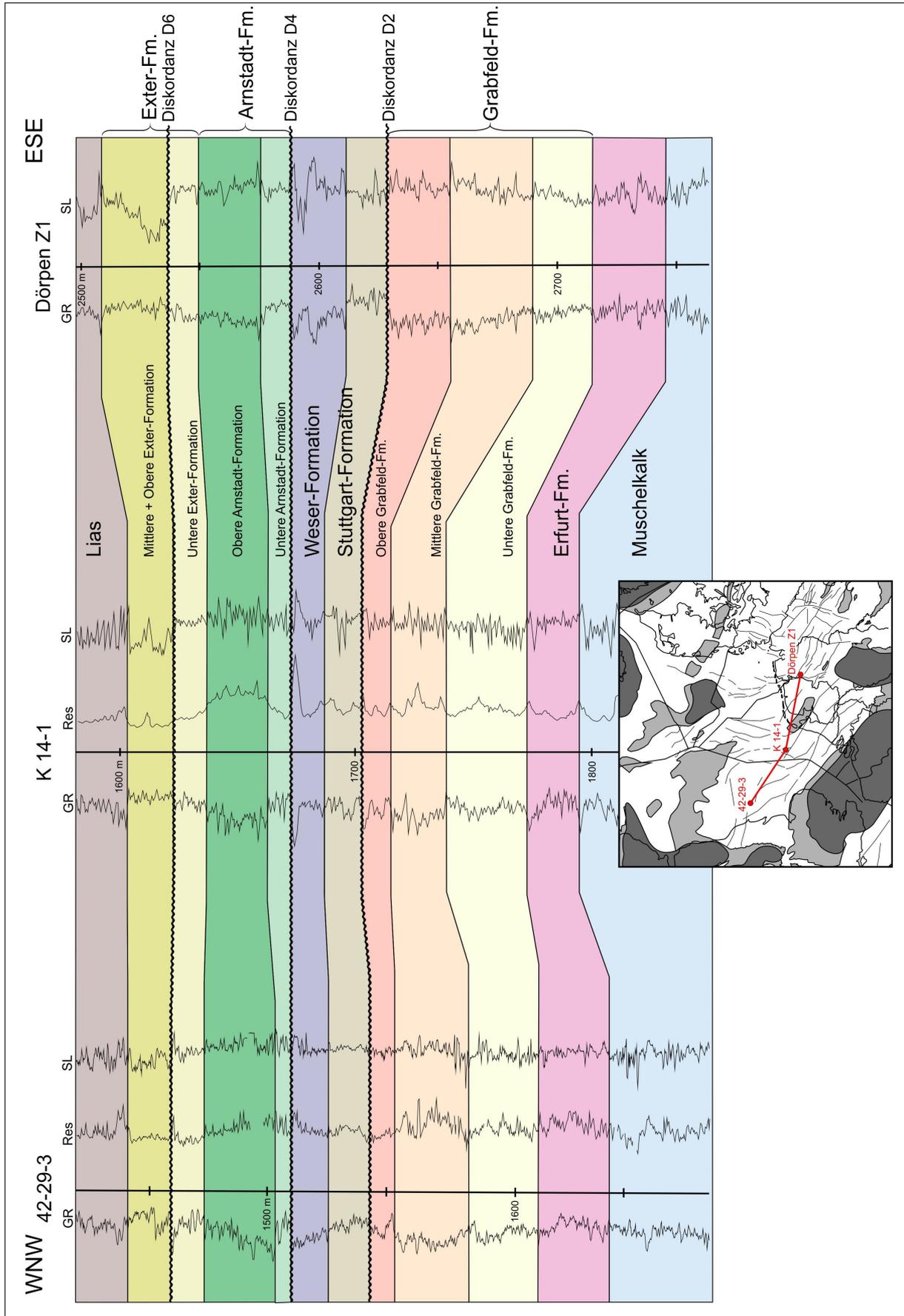


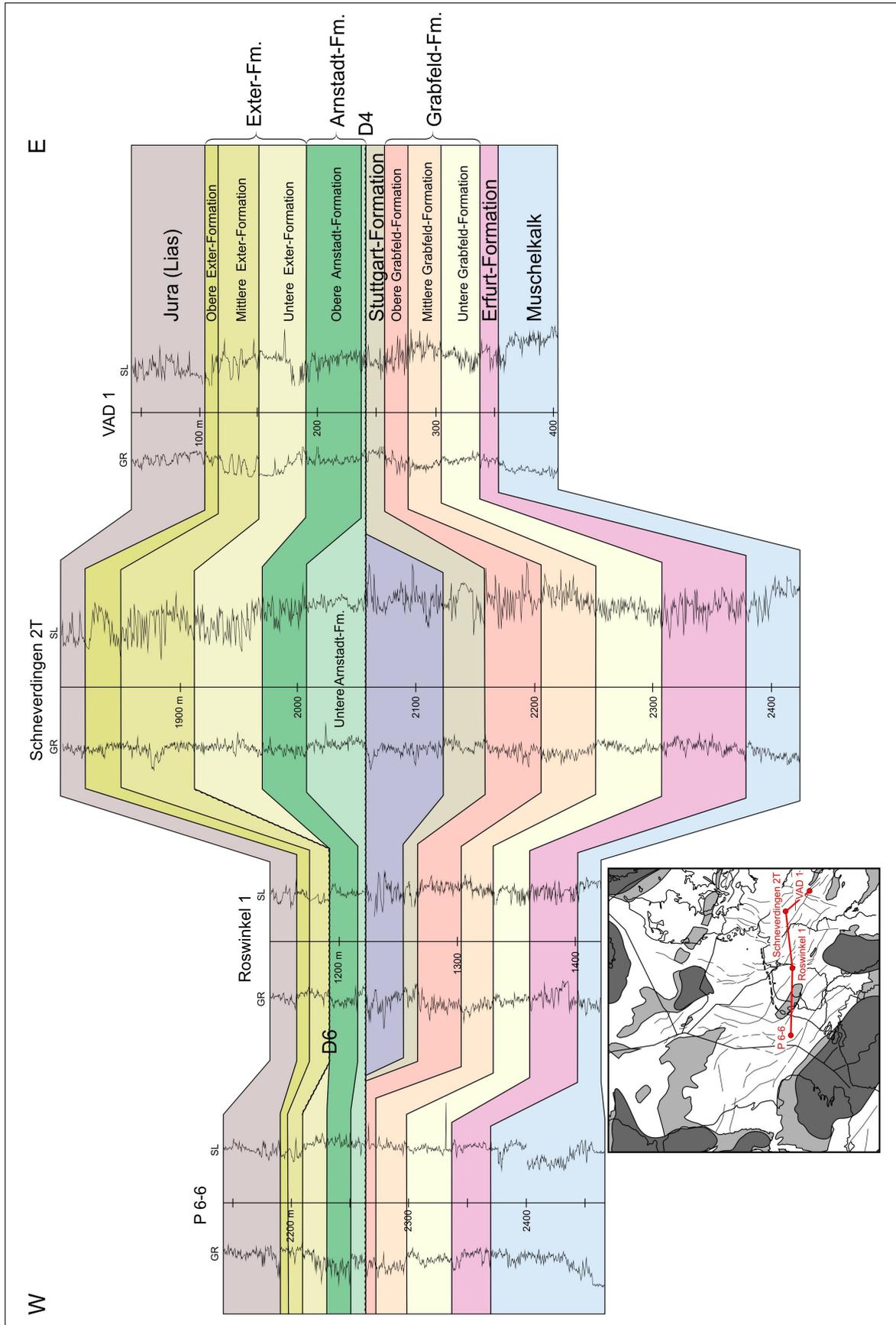


Anlage 5

Korrelationsprofil Colnrade Z1 – Schneverdingen 2T – Løgumkloster 1
– Mors 1

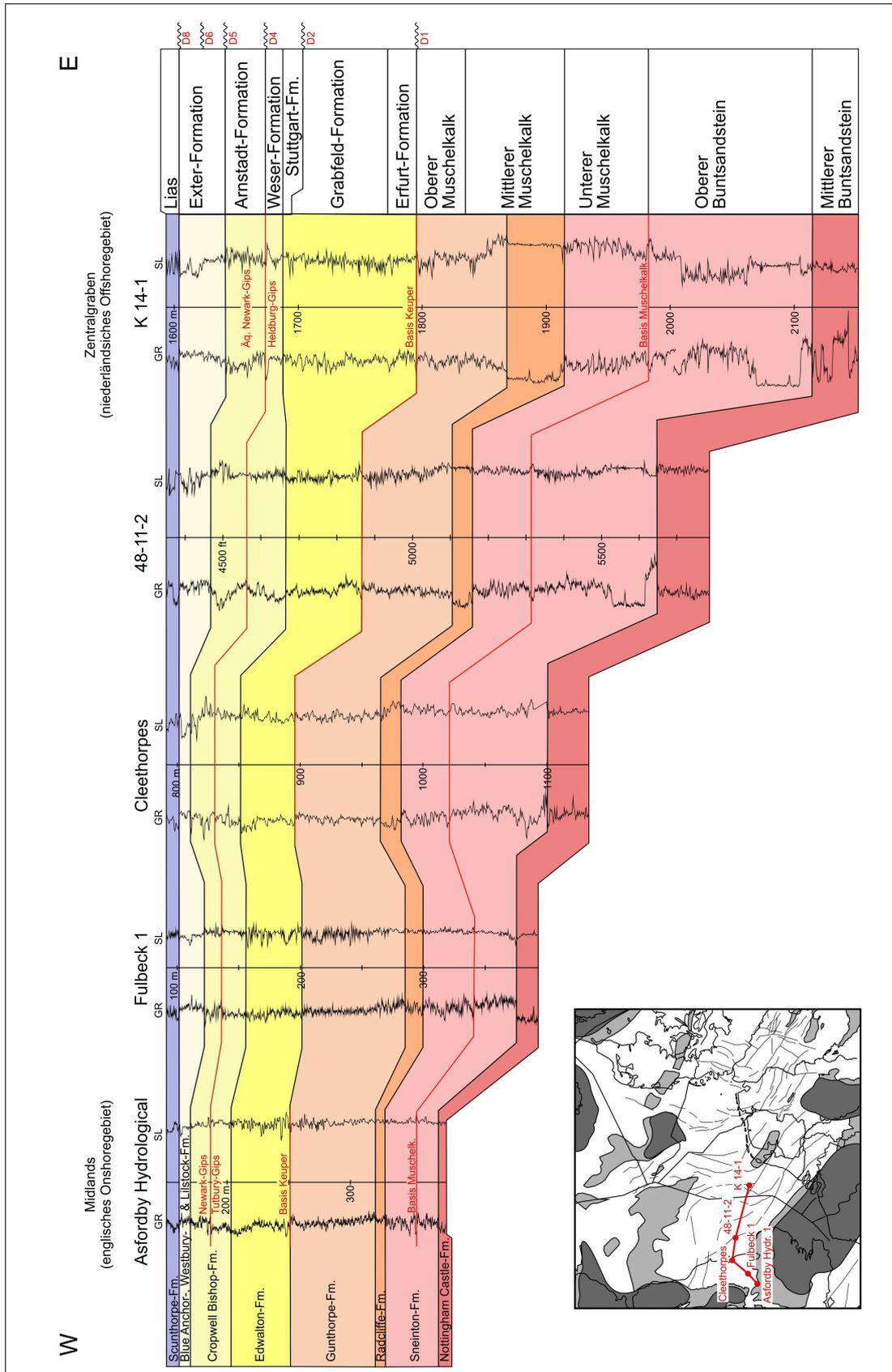


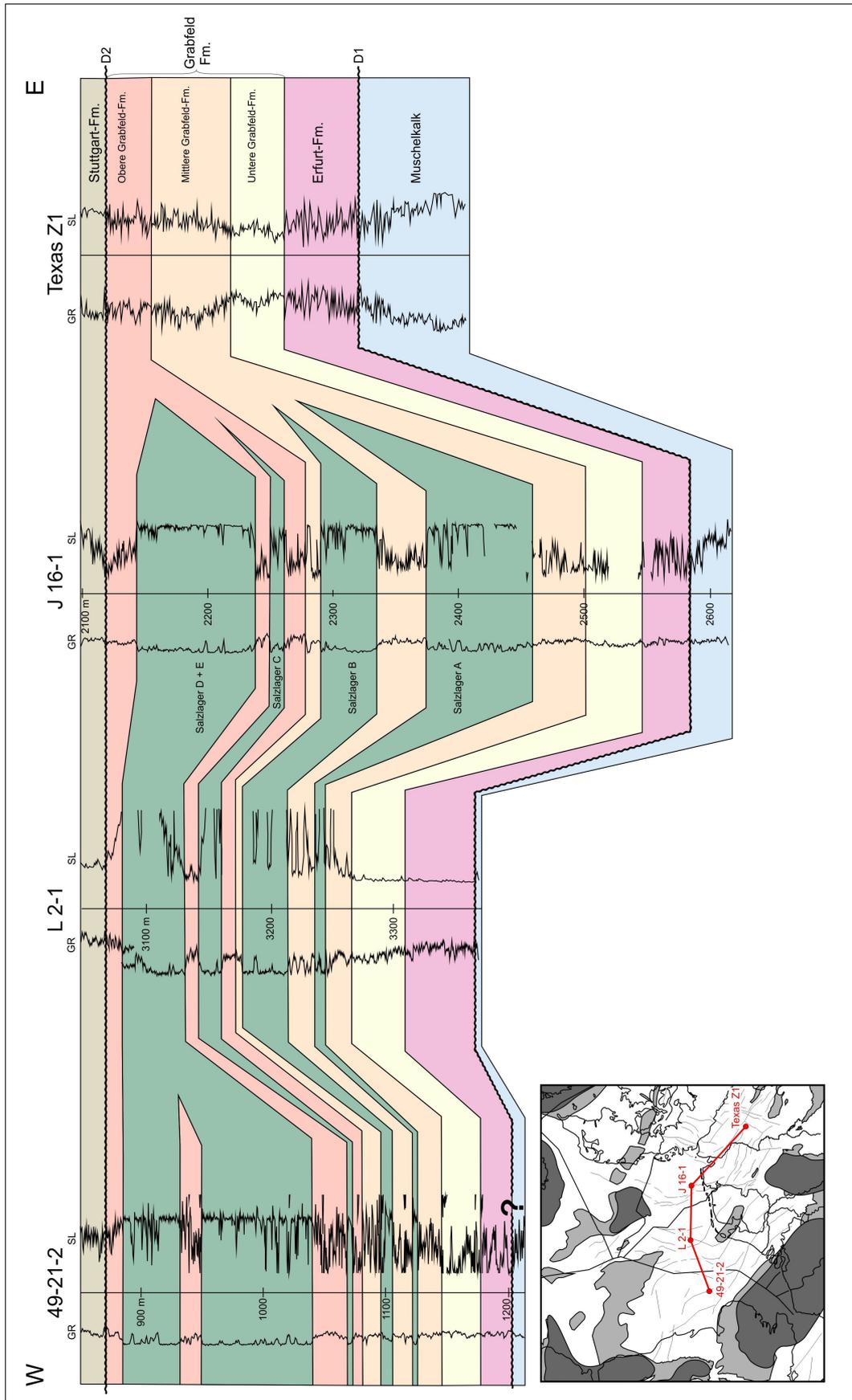


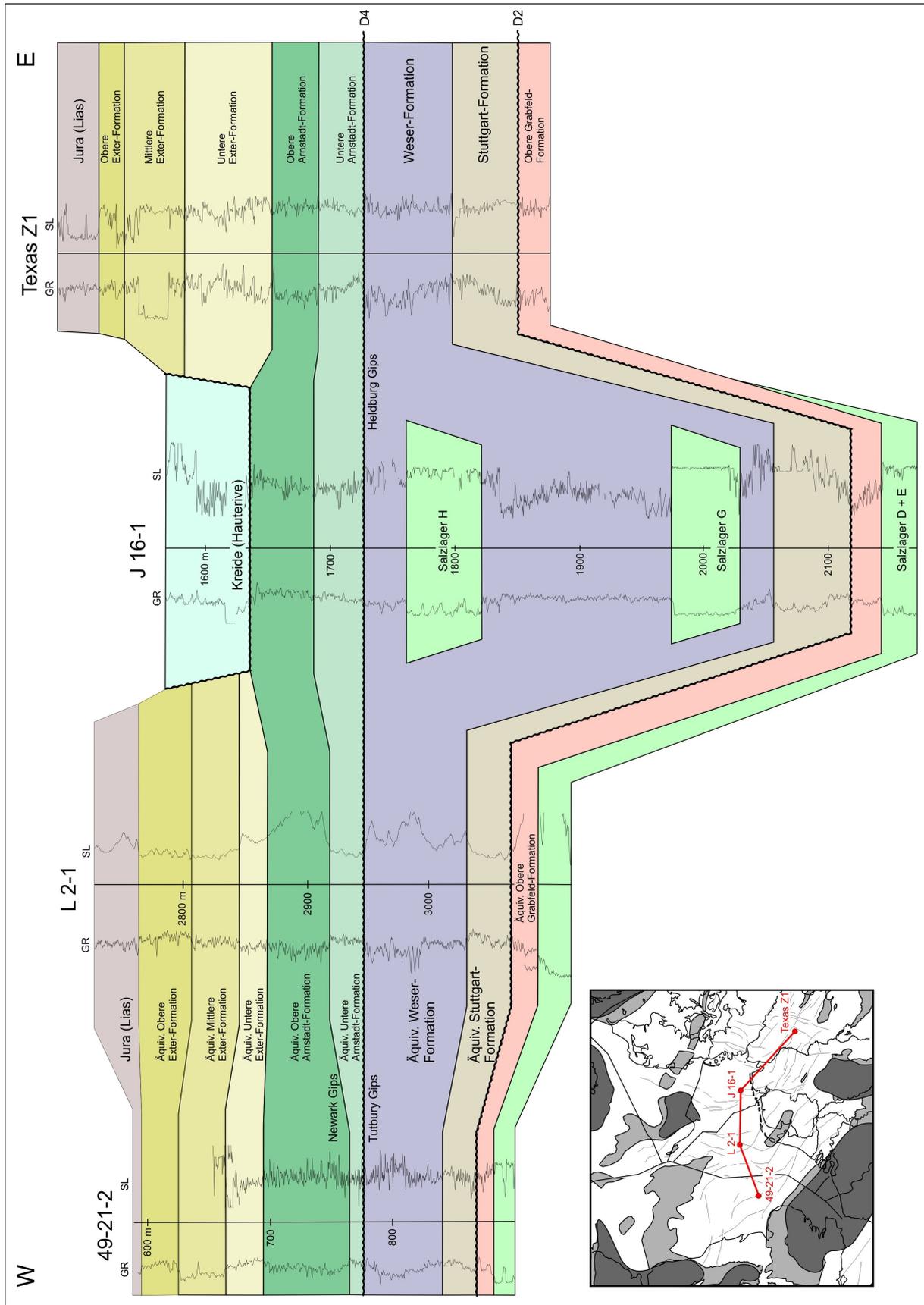


Anlage 8

Korrelationsprofil K 14-1 – 48-11-2 – Cleethorpes – Fulbeck 1 – Asfordby Hydrological

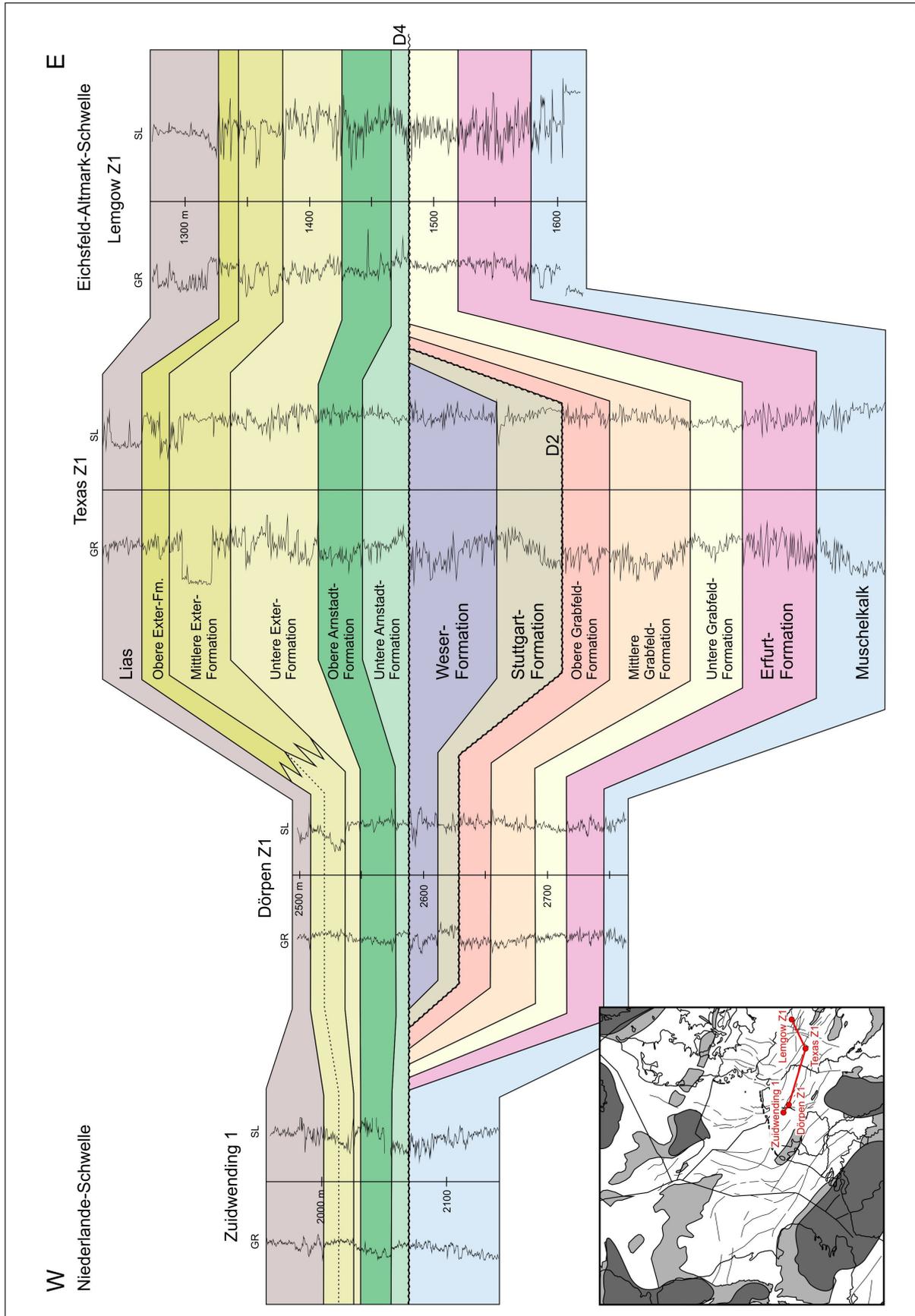


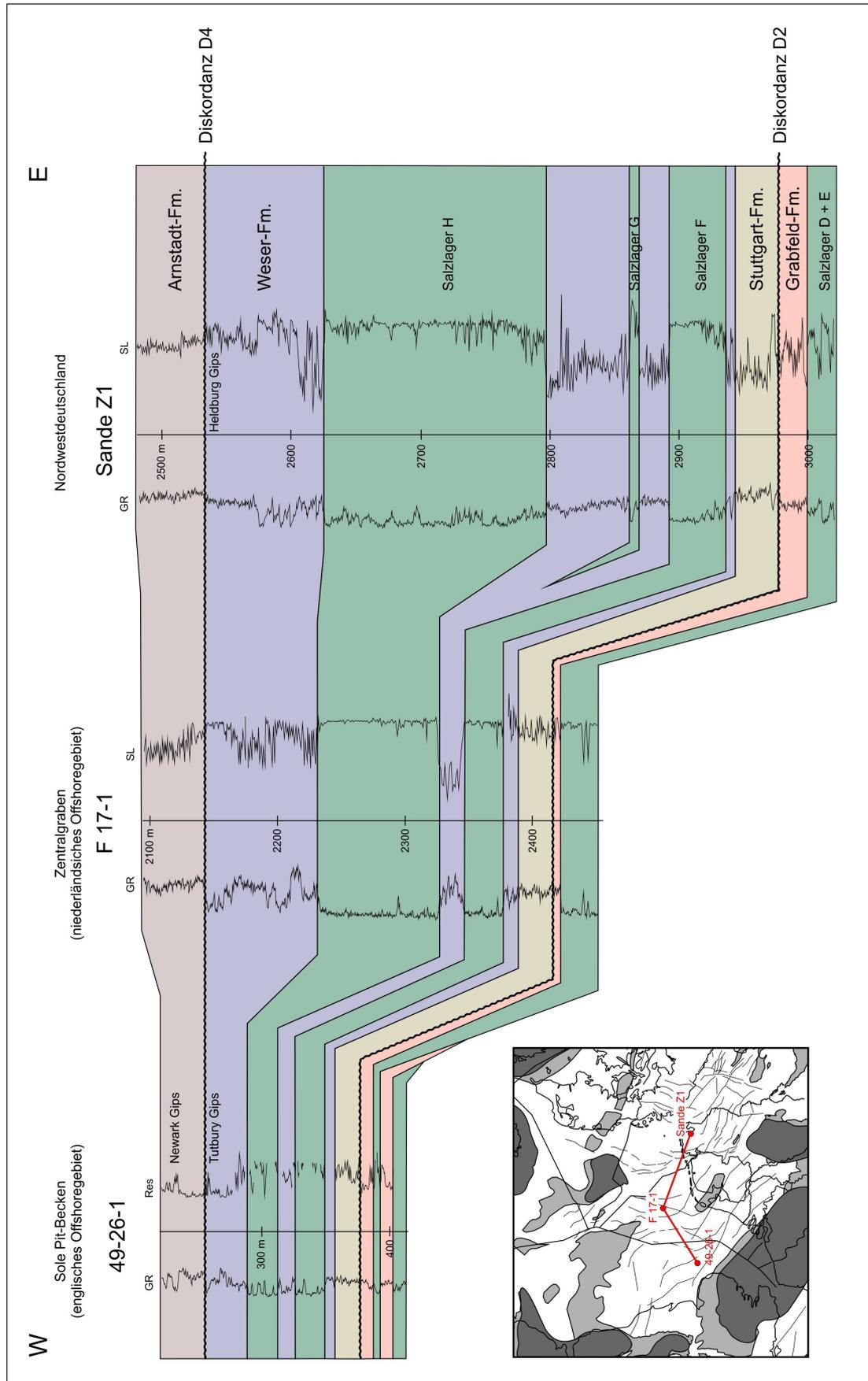




Anlage 11

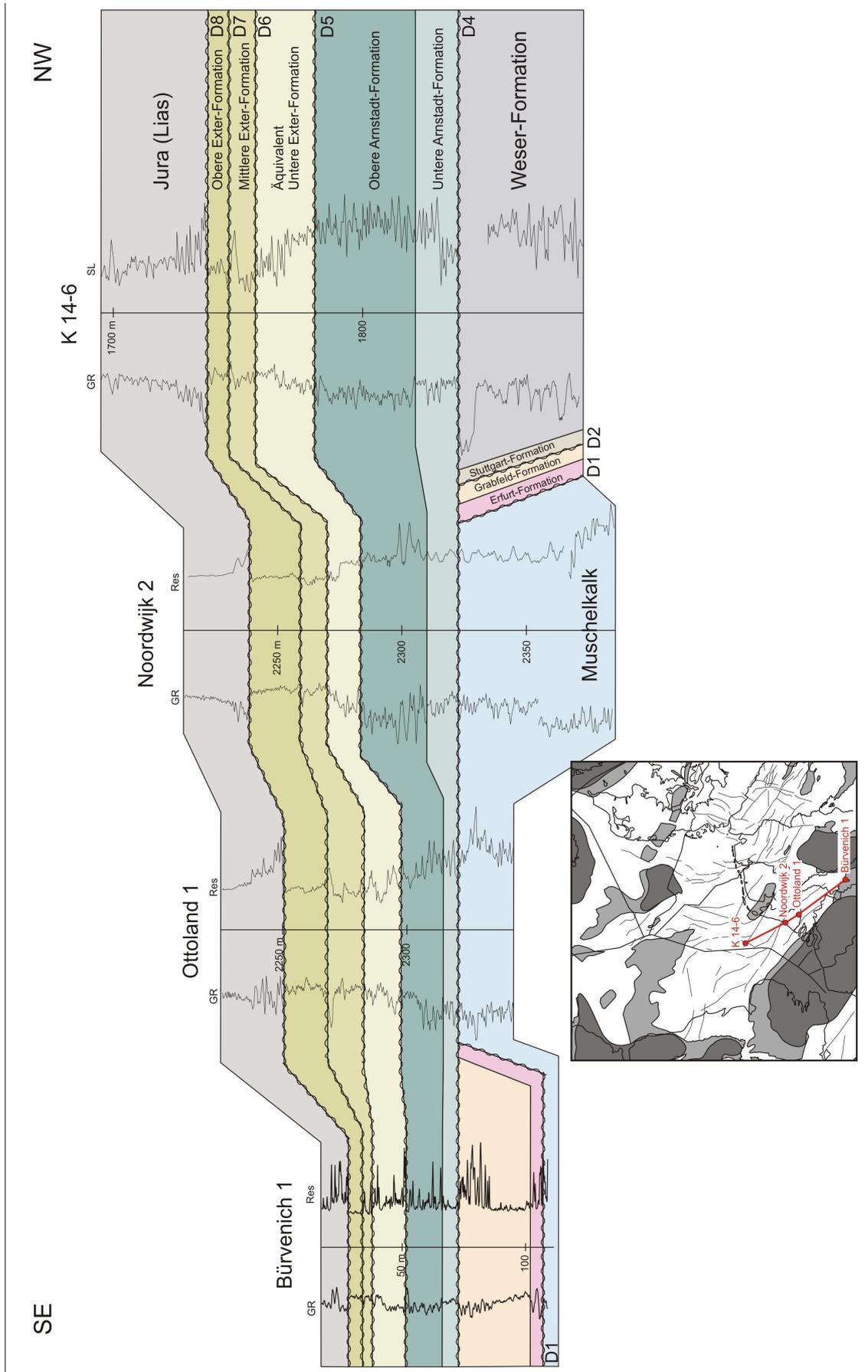
Korrelationsprofil Lemgow Z1 – Texas Z1 – Dörpen Z1 -
Zuidwending 1

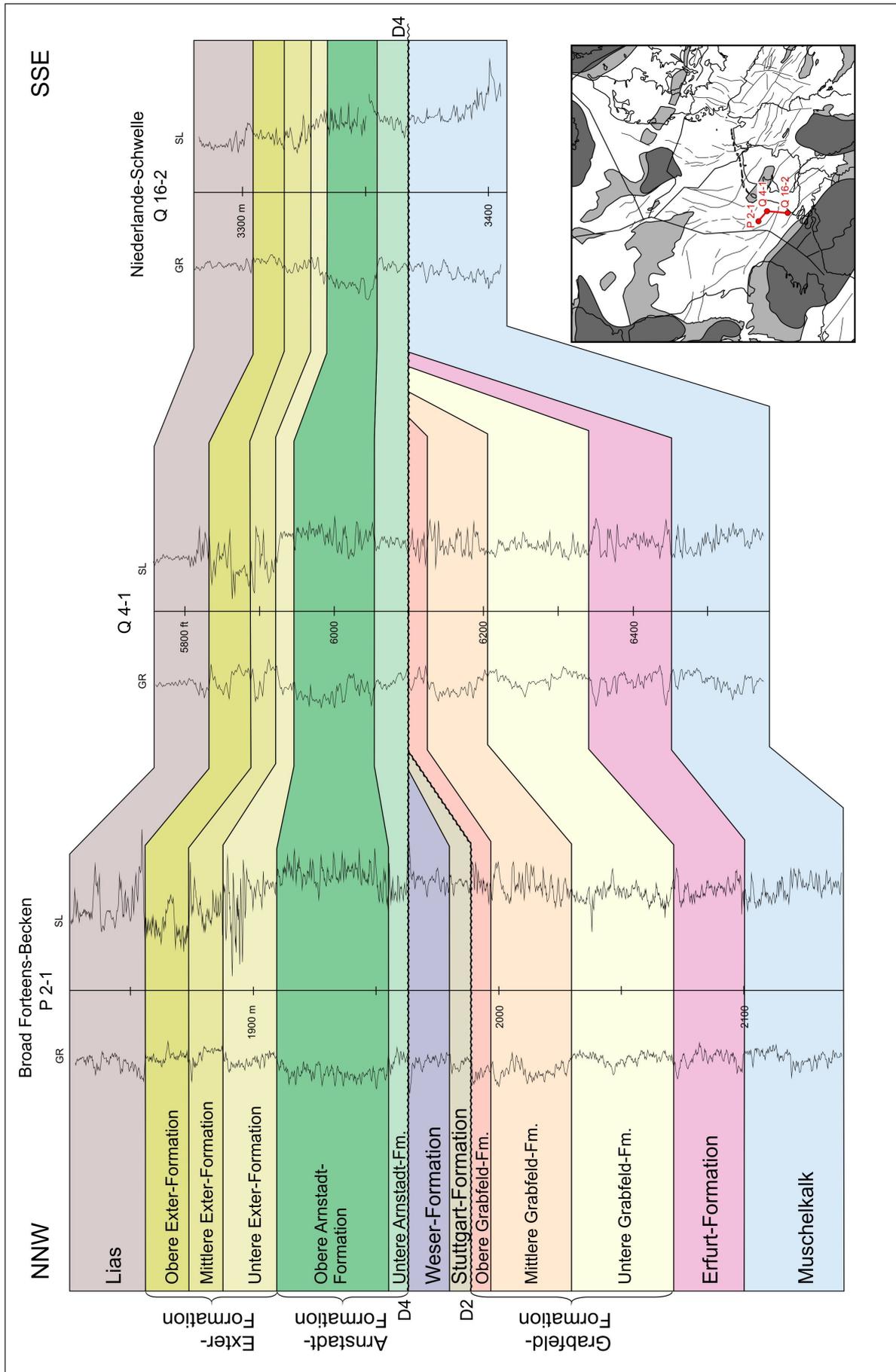




Anlage 13

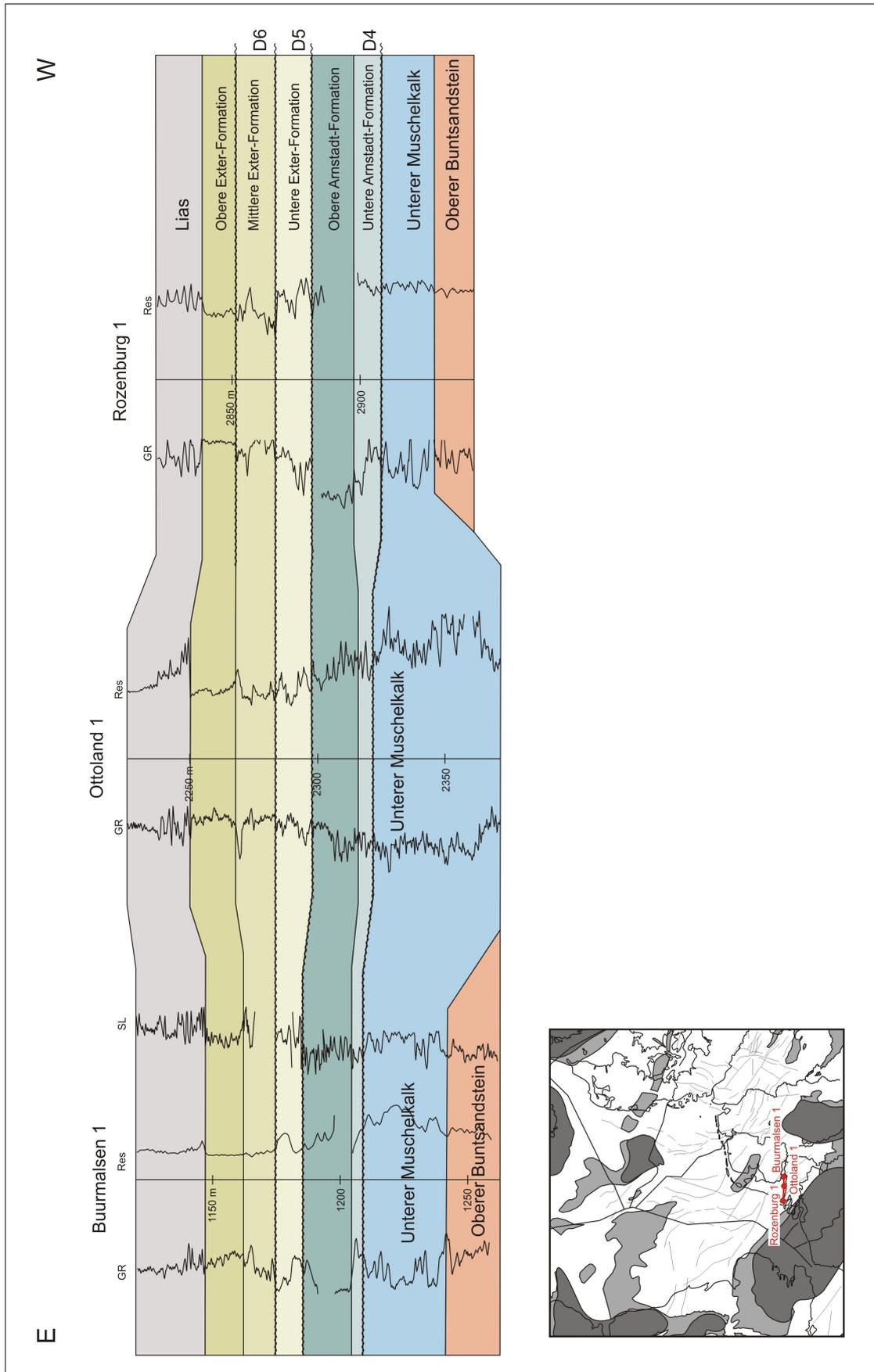
Korrelationsprofil Bürvenich 1 – Ottoland 1 – Noordwijk 1 – K 14-6





Anlage 15

Korrelationsprofil Rozenburg 1 – Ottoland 1 – Buurmalsen 1



Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst, andere als die von mir angegebenen Quellen nicht benutzt und die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Bamasc', with a long horizontal flourish extending to the right.

Halle, 23.01.2009

Lebenslauf

Familienname: Barnasch

Vorname: Jens

Geburtsdatum: 10.10.1977

Geburtsort: Greifswald

beruflicher Werdegang: seit 2/2009 Geologe bei der
K + S Aktiengesellschaft Kassel

7/2004 – 1/2009 Wissenschaftlicher Mitarbeiter an
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

4/2004 – 6/2004 Baugrundgeologe bei der Firma
Geotechnik Rommeis & Schmoll in Hannover

Schulbildung & Studium: 10/2003 – 3/2004 Studium an der Ernst-Moritz-
Arndt-Universität Greifswald
Umweltwissenschaften

10/1997 – 9/2003 Studium an der Ernst-Moritz-
Arndt-Universität Greifswald
Abschluss: Diplom-Geologe

1991 - 1996 Friedrich-Ludwig-Jahn-
Gymnasium Greifswald
Abschluss: Abitur

Wehrdienst: 1996 - 1997 Bundeswehr in Kiel

Halle, 23.01.2009