

Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen)

Dissertation

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

vorgelegt der

Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät
(mathematisch-naturwissenschaftlicher Bereich)
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

von

Anna Roman

geb. am: 23. 07. 1973 in: Warschau

Gutachter:

1. Prof. Dr. habil. G. H. Bachmann, Halle
2. Prof. dr hab. T. M. Peryt, Warschau
3. Dr hab. J. Szulc, Krakau

Verteidigt am 30. 01. 2004

urn:nbn:de:gbv:3-000006214

[<http://nbn-resolving.de/urn/resolver.pl?urn=nbn%3Ade%3Agbv%3A3-000006214>]

Halle (Saale), 2004

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist mit Hilfe der Förderung durch ein Stipendium nach dem Graduiertenförderungsgesetz des Landes Sachsen-Anhalt entstanden. In der letzten Phase der Arbeit wurde ich vom Allgemeinen Stiftungsfond der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg materiell unterstützt. Hiermit möchte ich mich für die Ermöglichung meines Promotionsstudiums in Halle sehr herzlich bedanken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. G. H. Bachmann für die Betreuung der Promotion, die vielen hilfreichen Diskussionen und Anregungen, sowie für das jederzeit entgegengebrachte Interesse am Fortgang der Arbeiten. Herrn Dr. G. Beutler möchte ich für die vielfältige Unterstützung durch Geländebegehungen, anregende Diskussionen, zahlreiche Literaturhinweise und seine Freundschaft sehr danken. Viele Ideen entwickelten sich aus anregenden Gesprächen im Institut und im Gelände mit Herrn Dr. N. Hauschke und Herrn Dr. Th. Ruffer, denen ich auch für die freundliche Unterstützung während des Studiums herzlich danken wollte. Herrn Dr. Th. Ruffer gilt darüber hinaus mein besonderer Dank für die zahlreichen kritischen Anmerkungen beim Lesen der ersten Fassung des Manuskripts. Ich danke sehr herzlich Herrn Dr. K.-H. Radzinski, von dessen breiten Buntsandstein-Kenntnissen ich jederzeit profitieren konnte. Herrn Dr. M. Szurlies gilt mein Dank für zahlreiche Diskussionen und die Einführung in die Geländearbeiten. Diskussionen mit Frau Dr. A. Götz halfen mir die Bedeutung der Acritarchen im Mesozoikum zu verstehen, wofür ich mich herzlich bedanke. Herrn Dipl.-Geol. M. Exner danke ich für die freundliche Zusammenarbeit. Für zahlreiche Geländebegehungen und Diskussionen danke ich auch Herrn Dr. Th. Voigt von der Universität Jena.

Den Mitarbeitern der damaligen Arbeitsgruppe für Regionale und Historische Geologie im Institut für Geologische Wissenschaften in Halle, namentlich Frau Dr. M. Sehnert, Herrn Dr. G. Beutler, Herrn Dr. N. Hauschke, Herrn Dr. Th. Ruffer und Herrn Dr. J. Kędzierski, danke ich für die sehr freundliche Aufnahme und jederzeit gewährte Hilfe bei der Lösung tagesaktueller Probleme.

Mein besonderer Dank gilt ebenso Herrn Dr. M. Babel von der Universität Warschau für seine Hilfe bei Geländearbeiten im Heilig-Kreuz-Gebirge und für seine vielfältige freundliche Unterstützung. Bei Herrn Dr. K. Rdzanek bedanke ich mich dafür, dass er mir die Arbeit an den Aufschlüssen und Bohrkernen in Wióry im Heilig-Kreuz-Gebirge ermöglichte. An dieser Stelle möchte ich auch den Kollegen vom Polnischen Geologischen Institut in Warschau, Herrn Dr. P. Krzywiec, Herrn Dipl.-Geol. H. Kiersnowski, Frau Dipl.-Geol. A. Olszewska-Feldman, Herrn Dipl.-Geol. A. Iwanow sowie Herrn Dr. J. Szulc von der Universität Krakau für die freundliche Zusammenarbeit im Trias-Projekt und für zahlreiche Diskussionen danken. Frau Dr. K.

Jarmołowicz-Szulc vom Polnischen Geologischen Institut in Warschau hat mir ermöglicht, Dünnschliffe aus der Sammlung des Geologischen Museums des Polnischen Geologischen Instituts zu fotografieren, wofür ich mich herzlich bedanke. Mein Dank gilt ebenso dem oben genannten Geologischen Museum in Warschau für die zur Verfügung gestellten Dünnschliffe aus der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 (Muz. PIG – 131/1-178 coll., det. M. Nowicka, 1961 r.).

Frau Dr. C. Heunisch aus dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover danke ich sehr herzlich für die Durchführung der palynologischen Analysen. Frau Dipl.-Geol. S. Schmid von der Universität Liverpool danke ich ebenso herzlich für die Durchführung der Isotopenuntersuchungen. Herrn Dipl.-Min. M. Tewelde aus unserem Hause danke ich sehr herzlich für die Unterstützung bei röntgendiffraktometrischen Untersuchungen.

Diese Arbeit wäre in der vorliegenden Form nicht ohne die Unterstützung von Herrn Dipl.-Geol. A. Becker möglich gewesen, der sprachliche Unebenheiten im Manuskript mühsam geglättet hat. Mein Dank gilt Herrn Dipl.-Geol. A. Becker ebenso für die Unterstützung bei der Röntgenfluoreszenzanalyse.

Dem Geologischen Zentralarchiv in Warschau (CAG), dem Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt in Halle, dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Kleinmachnow und der Thüringer Landesanstalt für Geologie in Weimar danke ich für die zur Verfügung gestellten Bohrungsdaten.

Nicht zuletzt gilt mein ganz besonderer Dank meinen Eltern sowie Maria und Piotr, die mir jederzeit mit Rat und Tat zur Seite standen.

Ich danke auch all denen, die mir Ihre Freundschaft geschenkt haben und mit deren Hilfe ich Deutschland besser kennen lernen konnte.

Ich danke Andreas für seine Liebe und dafür, immer für mich da gewesen zu sein.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung.....	1
1.1 Zielsetzung.....	1
1.2 Arbeitsgebiet.....	2
1.3 Datenbestand und Untersuchungsmethodik.....	4
1.4 Methodik der Korrelation und der Gamma-Profilaufnahme.....	4
1.5 Begriffe, Definitionen, Grundkonzepte.....	7
1.6 Paläogeographische Rahmenbedingungen.....	9
2 Lithostratigraphische Korrelation.....	13
2.1 Unterer Buntsandstein.....	13
2.1.1 Gegenwärtiger Kenntnisstand.....	13
2.1.2 Korrelation der lithostratigraphischen Grenzen.....	16
2.1.3 Formationen und Kleinzyklen.....	18
2.1.4 Oolithische Horizonte.....	20
2.2 Mittlerer Buntsandstein.....	22
2.2.1 Gegenwärtiger Kenntnisstand.....	22
2.2.2 Korrelation der lithostratigraphischen Grenzen.....	25
2.2.3 Formationen und Kleinzyklen.....	29
2.2.3.1 Mächtigkeiten der Formationen; Diskordanzen.....	29
2.2.3.2 Kleinzyklen.....	33
2.2.4 Korrelation der deutschen und polnischen Lithostratigraphie.....	37
3 Chronostratigraphie.....	40
3.1 Unterer Buntsandstein.....	40
3.2 Mittlerer Buntsandstein.....	42
4 Fazies und zyklische Sedimentation.....	45
4.1 Unterer Buntsandstein.....	45
4.1.1 Fazies.....	45
4.1.2 Zyklizität.....	47
4.1.2.1 Calvörde- und Bernburg-Formation.....	47
4.1.2.2 Oberste Bernburg-Formation (Dolomitische Sandsteine).....	48
4.1.2.3 Gamma-Muster der Zyklen.....	50
4.2 Mittlerer Buntsandstein.....	50
4.2.1 Fluviale Ablagerungsräume.....	50
4.2.1.1 Hardegsen-Formation.....	53
4.2.1.2 Grenzbereich Hardegsen- /Solling-Formation.....	57
4.2.1.3 Solling-Formation.....	60

4.2.1.4 Oberste Volpriehausen-Formation.....	60
4.2.1.5 Detfurth-Formation.....	61
4.2.1.6 Mittlerer Buntsandstein im Heilig-Kreuz-Gebirge.....	63
4.2.1.7 Gamma-Muster der fluviatilen Zyklen.....	65
4.2.2 Lakustrine Ablagerungsräume.....	66
4.2.2.1 Volpriehausen-Formation.....	66
4.2.2.2 Detfurth-Formation.....	73
4.2.2.3 Gamma-Muster der lakustrinen Zyklen.....	74
4.2.2.4 Gamma-Anomalien.....	75
4.2.3 Äolische Ablagerungsräume.....	76
4.2.3.1 Volpriehausen-Sandstein.....	76
4.2.3.2 Mittlerer Buntsandstein im Heilig-Kreuz-Gebirge.....	78
4.2.3.3 Gamma-Muster der äolischen Sedimente.....	80
5 Marine Einflüsse.....	82
5.1 Acritarchen.....	82
5.2 Foraminiferen.....	85
5.3 Glaukonit.....	86
5.4 Fazielle Merkmale.....	87
6 Sequenzstratigraphie mittels Base-Level-Zyklen.....	90
6.1 Unterer Buntsandstein.....	90
6.1.1 Sedimentationsverlauf und Base-Level-Zyklen.....	90
6.1.2 Modell der oolithischen Sedimentation.....	93
6.2 Mittlerer Buntsandstein.....	94
6.2.1 Mittlere Thüringen-Westbrandenburg-Senke.....	94
6.2.2 Nordwestliche Szczecin-Kalisz-Schwelle.....	101
6.2.3 Gesamtinterpretation.....	105
6.2.3.1 Fazielle Ausbildung.....	105
6.2.3.2 Sedimentationsverlauf und Base-Level-Zyklen.....	109
6.2.3.3 Vergleich mit bisherigen Interpretationen.....	114
7 Zusammenfassung.....	116
Literaturverzeichnis.....	120
Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen.....	140
Verzeichnis der Anhänge und Anlagen.....	143
Anhang 1 – 7	

1 Einleitung

1.1 Zielsetzung

Ziel der Arbeit ist die Korrelation der stratigraphischen Gliederungen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins von Polen und Deutschland mit Hilfe der Bohrungslog-Interpretation und der Zyklostratigraphie. Der zweite Schwerpunkt der Arbeit besteht in der Interpretation der Ablagerungsräume des Buntsandsteins (Schwerpunkt Mittlerer Buntsandstein) und der Darstellung der sedimentologischen Entwicklung des Buntsandsteinbeckens unter Anwendung der Methode der Sequenzanalyse (Base-Level-Zyklen).

Der Stand der Lithostratigraphie des Buntsandsteins ist sehr unterschiedlich in beiden Ländern. Besonders auffällig ist dies im Unteren Buntsandstein, der in Deutschland in etwa zwanzig kleine Einheiten (Kleinzyklen) gegliedert wird (RÖHLING 1991, 1993, SZURLIES 1997), wogegen in Polen nur eine Einheit existiert (Baltik-Formation, SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA 1979). Der Mittlere Buntsandstein wurde in beiden Ländern in verschiedenen Regionen unterschiedlich lithostratigraphisch gegliedert (SOKOŁOWSKI 1967, SENKOWICZOWA 1970, SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA 1979, SZYPERKO-TELLER 1982, GRUPE 1912, BOIGK 1952, HOPPE 1959, HEINZELMANN 1969, u. a.). In Deutschland wurde jedoch ein lithostratigraphisches Schema von BOIGK (1956) relativ früh entwickelt, das in allen Regionen eingesetzt sein konnte (RADZINSKI 1967a, 1976, PUFF & SEIDEL 1967, PRIMKE & RADZINSKI 1976, SCHÜLER 1976, PUFF 1976a, 1995, RÖHLING 1991, GEOL. L.-A. BADEN-WÜRTTEMBERG 1995). Dagegen versuchte in Polen SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1980) die Lithostratigraphie des Buntsandsteins zu systematisieren. Die Anwendung des Schemas in allen Regionen Polens fand aber wegen der Korrelationsprobleme nicht statt (SZYPERKO-TELLER 1997a).

In den letzten 50 Jahren beschäftigten sich viele Autoren mit der Problematik des Buntsandsteinbeckens und der Sedimentologie des Buntsandsteins. Beckeninterpretationen, die sich vor allem auf lithostratigraphische Daten stützten, wurden in Polen von SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (z. B. 1973, 1979, 1980), GAJEWSKA & SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1979), SZYPERKO-TELLER (1997a, b), SENKOWICZOWA & ŚLĄCZKA (1962), SENKOWICZOWA (1970) und SOKOŁOWSKI (1967) und in Deutschland von SEIDEL (1965, 1992), RADZINSKI (1967a, 1976, 1995a), RADZINSKI & SEIDEL (1997), PUFF (1976a, 1995), PUFF & RADZINSKI (1980), SCHÜLER (1976), HOPPE (1976a, b), RAMBOW (1973, 1976), u. a. entwickelt. Die zahlreichen Arbeiten von MADER (1985, 1992) haben weitere Informationen zur Ausbildung der Fazies im gesamten Buntsandsteinbecken Europas geliefert.

Detailliertere sedimentologische Untersuchungen konzentrierten sich in beiden Ländern auf die Regionen, in denen Buntsandstein aufgeschlossen ist. KULETA (1985), KULETA et al. (1998), FIJALKOWSKA (1994) und FIJALKOWSKA-MADER (1999) lieferten umfassende moderne Arbeiten über die Untere Trias im Heilig-Kreuz-Gebirge, wogegen sich GRADZIŃSKI et al. (1979), GRADZIŃSKI (1992), GRADZIŃSKI & UCHMAN (1994), BARCZUK (1979), RDZANEK (1980, 1982, 1999), WIERZBOWSKI (1997) u. a. mit den besonderen sedimentologischen Problemen dieser Region befassten. Der Buntsandstein in den Sudeten wurde vor allem von MROCZKOWSKI (1972) und seinen Kollegen (z. B. BARANOWSKI et al. 1990) bearbeitet. PIEŃKOWSKI (1989, 1991) ist näher auf die Problematik der Zechstein/Buntsandstein Grenze eingegangen.

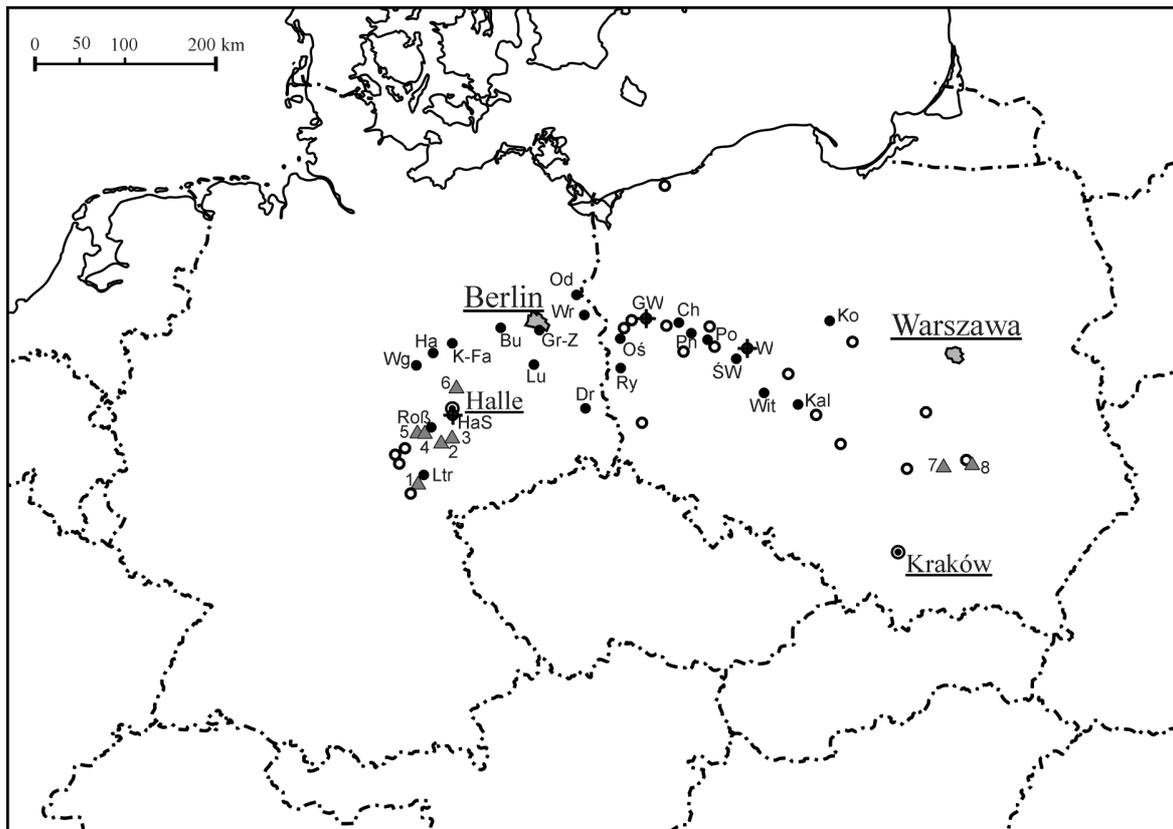
In Norddeutschland konzentrierten sich die sedimentologischen Untersuchungen vor allem auf Südniedersachsen und Nordhessen (LEPPER 1972, TIETZE 1982, 1997, WYCISK 1984, LEPPER et al. 1996) und in der letzten Zeit auch auf das südliche Sachsen-Anhalt (GAUPP et al. 1998, VOIGT & GAUPP 2000, ROMAN 2002, VOIGT et al. 2002). Zu den öfters bearbeiteten Themen gehörte die Sedimentologie und Problematik der Oolithe und Stromatolithe des Unteren Buntsandsteins (USDOWSKI 1962, PERYT 1975, PAUL 1982, PAUL & PERYT 1985, PAUL 1999, u. a.). Die Sedimentologie der Solling-Formation des Mittleren Buntsandsteins wurde häufig behandelt (BINDIG 1991, RETTIG 1996, WEBER & RICKEN 1999, LANG 2000, WEBER 2000, u. a.). ORTLAM (1967, 1969, 1974, u. a.) befasste sich eingehend mit der Problematik der Bodenhorizonte.

Die neueste und modernste sedimentologische Bearbeitung des Buntsandsteins Polens wurde im Rahmen eines Trias-Projektes im Polnischen Geologischen Institut durchgeführt (KRZYWIEC 2000).

ZIEGLER (1990) schlug auf der Basis älterer Befunde ein Schema der tektonischen und sedimentären Evolution des Buntsandsteinbeckens vor. AIGNER & BACHMANN (1992) und SZULC (1995) interpretierten die Beckenentwicklung während der gesamten Trias mit Hilfe der Sequenzanalyse.

Im reichen Spektrum der Arbeiten über den Buntsandstein in Deutschland und Polen fehlen jedoch Publikationen, die die Besonderheiten der Buntsandsteinausbildung in beiden Ländern gleichermaßen berücksichtigen. Diese Lücke soll die vorliegende Arbeit schließen.

1.2 Arbeitsgebiet



▲ Aufschlüsse

- 1 - Altendorf
- 2 - Schönburg, Neue Welt
- 3 - Leißling
- 4 - Nebra
- 5 - Großswangen
- 6 - Baalberge
- 7 - Tumlin
- 8 - Wióry

Bohrungen:

- a mit Log-Bearbeitung (a - in der Arbeit dargestellt, b - in der Arbeit nicht dargestellt)
- b
- ◆ mit Log- und Kern-Bearbeitung
- Bu - Burg 10
- Ch - Chrzypsko 1
- Dr - Drebkau 105/64
- GW - Gorzów Wielkopolski IG1
- Gr-Z - Großziethen 1/73
- Ha - Hakel 104/105
- HaS - Halle Süd 1/64
- K-Fa - Kali-Farsleben 3/85
- Kal - Kalisz IG1

- Ltr - Leutra 1/62
- Lu - Luckenwalde 1/80
- Ko - Konary IG1
- Od - Oderberg 1/64
- Oś - Ośno IG2
- Pn - Pniewy 1
- Po - Poznań GN1
- Roß - Roßleben 6
- Ry - Rybaki 1
- ŚW - Środa Wielkopolska IG2/3
- W - Września IG1
- Wg - Wegeleben 1h/65
- Wit - Witaszyce GN1
- Wr - Wriezen 1/82

Abb.1: Lage der bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse.

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich von Mitteldeutschland bis zum zentralen und südöstlichen Polen (Abb. 1). Es liegt im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Abb. 4). Das Gebiet umfasst den mittleren Teil der Thüringen-Westbrandenburg-Senke (südliches Sachsen-Anhalt und östliches Thüringen), die Ostbrandenburg-Schwelle, die Szczecin-Wolsztyn (Kalisz)-Schwelle und den Mittelpolnischen Trog im zentralen Polen (Abb. 1, 4). Zwei Bohrungen liegen südlich vom Hauptarbeitsgebiet (Drebkau 105/64 und Rybaki 1) und wurden zur Charakterisierung der Verhältnisse in der Niederlausitz-Senke vor allem im Unteren Buntsandstein berücksichtigt. Gemäß dem ursprünglichen Plan der Arbeit sollte die Korrelation zwei Gebiete mit aufgeschlossenem Buntsandstein verbinden, nämlich die Thüringer Mulde (= Thüringer Becken)

und die mesozoische Umrandung des Heilig-Kreuz-Gebirges. Im Laufe der Arbeit hat sich jedoch ergeben, dass die Bohrungs-Logs unzureichend für eine derartige Korrelation sind. Die Korrelation erfolgte zwischen der Thüringer Mulde und dem Mittelpolnischen Trog; die Aufschlussprofile aus dem Heilig-Kreuz-Gebirge (Wióry I, Wióry II, Tumlin) wurden zusätzlich zur Charakterisierung der Randfazies berücksichtigt.

1.3 Datenbestand und Untersuchungsmethodik

Für die Log-Korrelation wurden Gamma-Logs, Neutron-Gamma-Logs und Widerstands-Logs von 42 Bohrungen (16 aus Deutschland und 26 aus Polen) interpretiert. Nur ausgewählte Profile wurden in der Arbeit graphisch dargestellt und näher beschrieben (Abb. 1).

Für sedimentologische Untersuchungen und zur Unterstützung der Korrelation wurden 10 Aufschlussprofile und 3 Bohrkernprofile im Maßstab 1:25 aufgenommen, zusammen etwa 700 Profilmeter (Abb. 1, Anl. 4 – 17). Zusätzlich wurde die natürliche Gamma-Strahlung der Gesteine mit einer tragbaren Sonde gemessen. Das Bohrkernprofil Halle Süd 1/64 wurde sedimentologisch aufgenommen aber auf die geophysikalische Aufnahme des Profils wurde verzichtet. Die Bearbeitung der Bohrkernprofile stützte sich auch auf die vorliegenden Schichtenverzeichnisse.

Von ausgewählten Handstücken wurden Dünnschliffe für die detailliertere Bestimmung der Fazies hergestellt und bearbeitet. Für die Beschreibung der Fazies der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 wurden zusätzlich Dünnschliffe aus der Sammlung des Geologischen Museums des Polnischen Geologischen Instituts in Warschau ausgewertet (Muz. PIG – 131/1-178 coll., det. M. Nowicka, 1961).

Von ausgewählten Proben aus dem Mittleren Buntsandstein wurden auch palynologische Bestimmungen und semiquantitative Analysen mit einem Rasterelektronenmikroskop vorgenommen. Zusätzlich wurde Röntgenfluoreszenzanalyse zur Bestimmung des Urangehaltes durchgeführt. An den ausgewählten Proben aus dem Mittleren und Unteren Buntsandstein wurden Analysen der stabilen Isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) vorgenommen.

1.4 Methodik der Korrelation und der Gamma-Profilaufnahme

Für die Log-Korrelation wurden drei Methoden der Bohrlochmessungen benutzt: Gamma-Log, Neutron-Gamma-Log und Widerstands-Log.

Gamma-Log: Messung der natürlichen Gamma-Strahlung der Gesteine

Die natürliche Radioaktivität korreliert vor allem mit dem Tongehalt der Sedimente. Die radioaktiven Elemente U^{235} , U^{238} , Th^{232} sind in Tonsteinen adsorptiv angereichert, wogegen das

radioaktive K^{40} direkt in Tonminerale eingebaut wird. Reine Sandsteine und reine Karbonate besitzen niedrige Konzentrationen radioaktiver Isotope. In tonhaltigen Abfolgen ist das Gamma-Log am besten als Litho-Log einsetzbar.

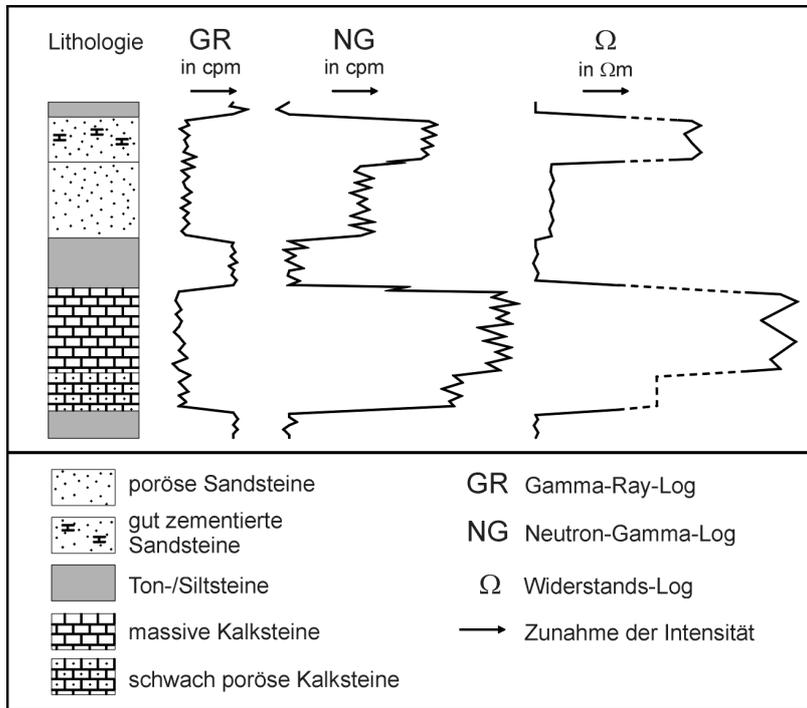


Abb. 2:
Zusammenstellung der schematischen Logs für die Bestimmung der Lithologie (nach DAHNOV 1955 und FRICKE & SCHÖN 1999).

Neutron-Gamma-Log: Messung induzierter Gamma-Strahlung aus den Atomkernen des Gesteins

Bei dieser Methode werden Neutronen emittiert, die mit den Atomkernen des Gesteinskörpers zusammenstoßen. Beim Zusammenstoß mit Wasserstoffkernen kommt zu einem erheblichen Energieverlust der Neutronen, da ein Wasserstoffatom fast die gleiche Masse wie ein Neutron besitzt. Die niedrig energetischen Neutronen können von anderen Atomen eingefangen werden, was eine Emission von Gamma-Strahlung zur Folge hat. Die Schwächung des Neutronenflusses, in deren Folge die induzierte Gamma-Strahlung entsteht, ist also hauptsächlich eine Funktion der Wasserstoffkonzentration innerhalb des Gesteinskörpers. Hieraus schließt man auf die Porosität des Gesteins, da der Porenraum mit Wasser oder Kohlenwasserstoffen gefüllt ist. Die Messsonde empfängt die induzierte Strahlung aus der Zone die 40 – 50 cm von der Bohrloch-Wand entfernt ist. In porösen, wasserstoffreichen Gesteinen werden die Neutronen schon näher an der Bohrloch-Wand eingefangen und daraus resultierende Gamma-Strahlung wird nicht registriert. Je größer die Porosität, um so kleiner sind daher die Messwerte. Hohe Messwerte sind charakteristisch für massive Kalksteine und gut zementierte Sandsteine. Die Messwerte in Tonsteinen sind unabhängig von der Porosität erniedrigt, da Tonminerale OH-Gruppen und adsorbiertes Wasser enthalten.

Widerstands-Log: Messung der Leitfähigkeit der Formation

Die meisten Gesteine (mit Ausnahme von Erzen) leiten elektrischen Strom nur in Form von Ionen transport (elektrolytische Leitung), was praktisch ausschließlich im Porenwasser erfolgt.

Je höher der Wasseranteil und der Salzgehalt, also auch die Porosität, um so besser die Leitfähigkeit. Hohe Widerstandswerte sind besonders für massive Kalksteine und gut zementierte Sandsteine charakteristisch.

Die Zusammenstellung dieser drei Logs erlaubt eine gute Interpretation der Lithologie (Abb. 2). Die Gamma-Logs wurden als Grundmessung für die Interpretation und Korrelation benutzt. Sandsteine und Kalksteine weisen aber in der Gamma-Kurve ähnliche Werte auf. Die Verwendung von Neutron-Gamma- und Widerstands-Log ermöglicht die Unterscheidung der beiden Gesteinstypen, insbesondere die der porösen Sandsteine und der massiven Kalksteine.

Für eine detailliertere Zykleninterpretation der Aufschluss- und Kernprofile, wie auch für die Einbindung dieser Profile in die Log-Korrelation, wurden Messungen der natürlichen Radioaktivität der Gesteine mit einer tragbaren Sonde vorgenommen (Abb. 3). Als Messgerät kam ein Szintillometer von G.B.-H. Elektronik (Walter Heger, Uetze) zum Einsatz. Der Abstand der Messpunkte betrug in Aufschlüssen etwa 10 cm, die Messdauer jeweils 5 Sekunden. Die Vermessung der Kernprofile erfolgte im Einzelmesspunktverfahren alle 5 cm, mit einer Dauer von 10 Sekunden. Zur Abschirmung

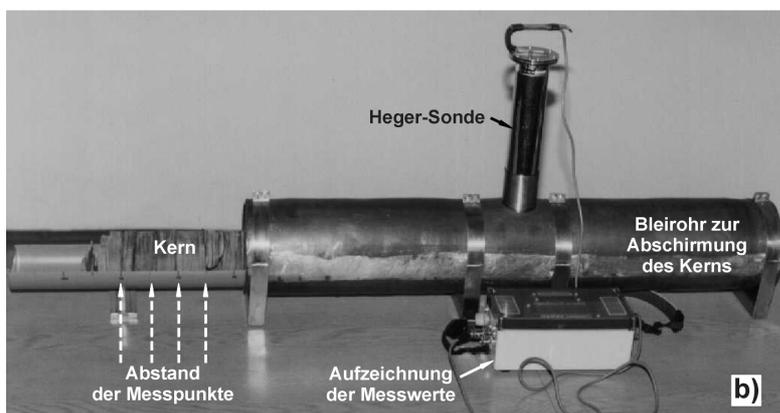
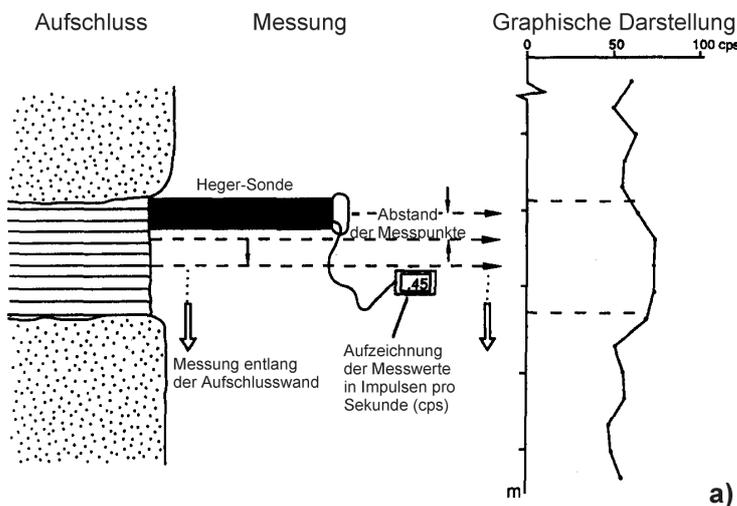


Abb. 3: Methode der Messung der natürlichen Gamma-Strahlung mit der Heger-Sonde: a) im Aufschluss (nach HECKMANN & KRÄMER 1989 aus AIGNER et al. 1995), b) an einem Bohrkern.

der Hintergrundstrahlung wurde ein Bleischutzmantel eingesetzt (siehe auch BÖHLER et al. 1988, HORNING & AIGNER 1996, ROMAN et al. 2001). Die Messergebnisse erfolgten in so genannten cps (counts per seconds = Impulse pro Sekunde). Die Messwerte wurden digital gespeichert, um die spätere Bearbeitung an einem PC zu ermöglichen. Die Messergebnisse der natürlichen Gamma-Strahlung wurden graphisch dargestellt und in das lithologische Profil eingepasst.

1.5 Begriffe, Definitionen, Grundkonzepte

Die Arbeit besteht aus drei Hauptteilen. Der erste Teil (Kapitel 2) beschäftigt sich mit der hochauflösenden Lithostratigraphie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins. Dazu ergänzend wird die Frage der Isochronie der einzelnen Formationen diskutiert (Kapitel 3). Der zweite Teil behandelt Fazies und Zyklizität der Sedimentation (Kapitel 4). Ergänzend zur Faziesbeschreibung und als Einführung zur Beckeninterpretation wird das Problem der marinen Einflüsse im Buntsandstein behandelt (Kapitel 5). Im abschließenden dritten Teil (Kapitel 6) wird die Sedimentation des Unteren und Mittleren Buntsandsteins unter Berücksichtigung des Base-Level-Konzeptes interpretiert.

Der Buntsandstein hat den Rang einer lithostratigraphischen Gruppe und wird in eine Anzahl Formationen (Folgen) gegliedert. Gemäß der Gepflogenheit der Buntsandstein-Stratigraphie wird der Begriff „Formation“ allerdings in einem weiteren Sinne verwendet als der klassische Begriff. Nach der klassischen Definition (NACSN 1983), bezeichnet man als Formation eine kartierbare Gesteinsabfolge, die einheitliche Lithologie und Fossilführung aufweist. Im Buntsandstein dagegen stellen die Formationen Gesteinsabfolgen dar, die übergeordnete Sohlbankzyklen (fining-upward cycles) bilden und sich bei der Kartierung und in Bohrungs-Logs gut wiedererkennen lassen (siehe auch Kapitel 2.2.1). Die Grundlagen der Buntsandstein-Stratigraphie, die sich auf Sohlbankzyklen stützt, wurden von BOIGK (1956, 1959) eingeführt. Die Formationen bestehen also aus unterschiedlichen Lithologien, die sowohl vertikal als auch lateral variieren. Die Lithologie-Abfolgen bleiben jedoch innerhalb einer Formation weitestgehend unverändert. Die in dieser Arbeit beschriebenen Formationen sind quasi-isochron, im Gegensatz zu den oft diachronen Formationen im engeren Sinn (siehe auch Kapitel 3).

In der vorliegenden Arbeit angewandte Begriffe wie z. B. „Oolith-Horizont“ oder „Volpriehausen-Sandstein“ sind ebenfalls im weiteren Sinn zu verstehen. Obwohl diese traditionellen Namen lithologische Hinweise liefern, entsprechen sie nicht immer der genauen Lithologie. „Oolith-Horizonte“ umfassen Bereiche, in den gehäuft oolithische Lagen oder sich mit Oolithen lateral verzahnende Sandstein-Lagen vorkommen. Die Oolithe können auch innerhalb eines „Oolith-

Horizonts“ eine geringere kumulative Mächtigkeit als die Sand- und Tonsteine besitzen. Analog dazu kommen im „Volpriehausen-Sandstein“ im gesamten Arbeitsgebiet nicht nur Sandsteine sondern auch Oolithe und Tonsteine vor. Sowohl Sandsteine als auch Oolithe weisen niedrige Gamma-Strahlung auf. Deshalb lassen sie sich oft nicht im Gamma-Log von einander trennen und werden deshalb zu einem Komplex zusammengefasst. Derartige Begriffe haben deshalb weniger eine lithologische, sondern eher eine lithostratigraphische Bedeutung.

Auch der Begriff „Zyklus“ ist in der vorliegenden Arbeit unterschiedlich zu verstehen. Für die Lithostratigraphie und die regionale Korrelation mittels Bohrungslogs werden „Korrelationszyklen“ angewandt, die als „Kleinzyklen“ bezeichnet werden. Der Begriff Kleinzyklus bezieht sich nicht direkt auf die Mächtigkeit der Zyklen. So sind z. B. die Kleinzyklen des Unteren Buntsandsteins geringer mächtig als die Kleinzyklen im Mittleren Buntsandstein (siehe Kapitel 2.1.3, 2.2.3.2). Die Bezeichnung Kleinzyklen steht im Gegensatz zu „Großzyklen“, die die Formationen darstellen. Diese Zyklen sind als pragmatische Einheiten zu betrachten, die in den Bohrungslogs gut erkennbar und mit einander vergleichbar sind. Die lithostratigraphische Korrelation, die mit diesen Kleinzyklen durchgeführt wird, bildet ein relativ detailliertes Gerüst für die genetische Interpretation und kann auch in Bohrprofilen angewandt werden, wo kein Kernmaterial vorhanden ist. Die Grenzen der Kleinzyklen sind nicht immer isochoron und stimmen nicht immer mit den Grenzen der genetischen Zyklen überein (siehe z. B. Abb. 14, 31, 32). Die Kleinzyklen werden in jeder Formation des Unteren Buntsandsteins, entsprechend der Bezeichnung von RÖHLING (1991, 1993) und SZURLIES (1997, 2001), von unten nach oben numeriert. Die Kleinzyklen des Mittleren Buntsandsteins werden in jeder Formation ebenfalls von unten nach oben numeriert (siehe auch RADZINSKI 1966, 1967, RÖHLING 1991).

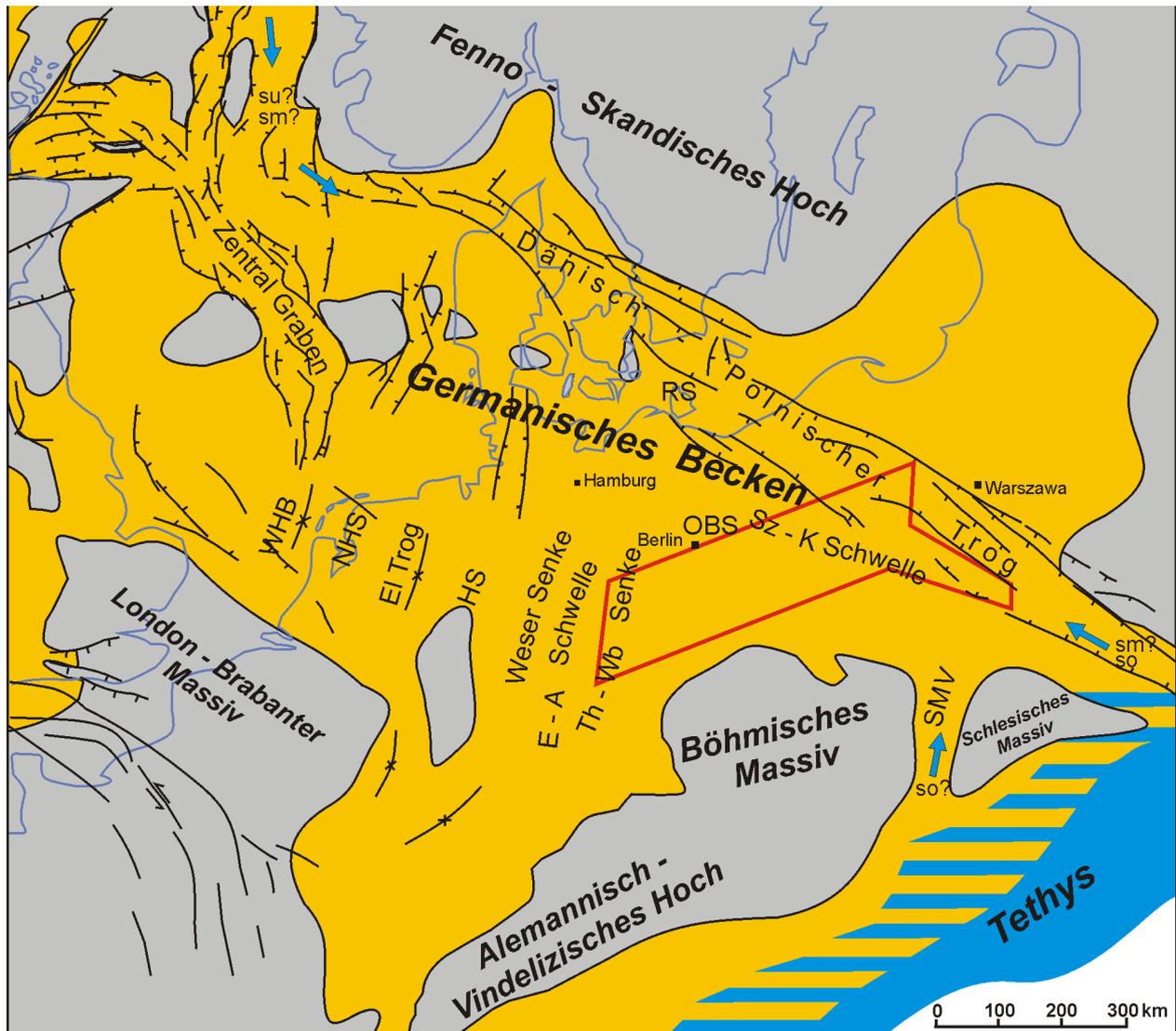
Zu den genetischen Zyklen, die in der vorliegenden Arbeit berücksichtigt werden, gehören sedimentäre Zyklen, die in verschiedenen Ablagerungsmilieus entstanden sind und die z. T. die Autozyklizität der jeweiligen Systeme widerspiegeln. Die weiteren genetischen Zyklen sind Base-Level-Zyklen, die auf Allozyklizität schließen lassen und für die Interpretation der Beckenentwicklung angewandt werden. Die genetischen Zyklen lassen sich nur in den Aufschluss- und Bohrkernprofilen erkennen. Die Log-Korrelation anhand von Base-Level-Zyklen ist praktisch unmöglich.

Das Konzept der Base-Level-Zyklen (= Erosionsbasis-Zyklen) entstand als Antwort auf die Exxon-Sequenzstratigraphie. Die klassische Sequenzstratigraphie wurde für passive Kontinentalränder entwickelt und basiert auf eustatischen Meeresspiegelschwankungen (WILGUS et al. 1988, VAN WAGONER et al. 1990, WILSON 1991, HAQ 1991, POSAMENTIER et al. 1993, u. a.). Sie kann deshalb nicht ohne Einschränkungen in intrakontinentalen Becken verwendet werden (NYSTUEN 1998,

GAUPP 2002). Die Grundlagen des Base-Level-Konzeptes gehen auf die Arbeiten von WHEELER (1964), CROSS et al. (1993), SCHLAGER (1993), SHANLEY & MCCABE (1994), AIGNER et al. (1999), CROSS & LESSENGER (1998), u. a. zurück und wurden von NYSTUEN (1998) und HORNING & AIGNER (2002b) zusammenfassend dargestellt. Das Base-Level-Konzept kann jedoch auch als eine sequenzstratigraphische Methode betrachtet werden (NYSTUEN 1998), da es eine stratigraphische Korrelation anhand genetisch zusammenhängender Sequenzen (= Base-Level-Zyklen) ermöglicht.

Der Base-Level (= Erosionsbasis) wurde als eine theoretische Fläche definiert, die das Verhältnis zwischen der Akkommodation und dem Sediment-Transfer (Erosion, Transport, Ablagerung) kontrolliert. Unterhalb dieser Fläche kommt es zur Sedimentation, oberhalb findet Erosion statt. Dies wird durch zwei summarische Parameter: Sedimentzufuhr (sediment supply, S) und Akkommodation (accommodation, A) kontrolliert. Sedimentation findet statt, wenn es genug Akkommodation und Sedimentzufuhr gibt. Fehlende oder negative Akkommodation bedingt Erosion. Ein idealer Base-Level-Zyklus entsteht während eines Base-Level-Anstiegs (A/S-Verhältnis steigt) und eines Base-Level-Abfalls (A/S-Verhältnis sinkt) und besteht aus zwei entsprechenden Halbzyklen. Die Grenzen der Halbzyklen entsprechen den Wendepunkten vom Base-Level-Abfall zum -Anstieg (minimales A/S) und vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall (maximales A/S). Diese Grenzen sind isochron innerhalb eines Beckens oder eines Beckenteils. Während eines Base-Level-Anstiegs entstehen retrogradierende (rückschreitende/backward-stepping) Sedimentabfolgen, wogegen während eines Base-Level-Abfalls progradierende (vorschreitende/forward-stepping) Abfolgen sedimentieren. Auf einer alluvialen Fläche spiegelt sich der Base-Level-Anstieg, vereinfacht gesehen, in einer Retrogradation der Sandsteine wider. Der Base-Level-Abfall zeigt sich in der Progradation oder Stapelung der Rinnensedimente (MARRIOT 1999, HORNING & AIGNER 2002a). Beide summarischen Parameter (Sedimentzufuhr und Akkommodation) sind von mehreren primären Faktoren abhängig, insbesondere Tektonik, Subsidenz, Klima und Meeresspiegel. Das Base-Level-Konzept ermöglicht die Beckeninterpretation ohne die Wirkung dieser verschiedenen Faktoren unterscheiden zu müssen. Eine derartige Unterscheidung ist in intrakontinentalen Becken, wie dem Buntsandstein-Becken, in den meisten Fällen nicht möglich.

1.6 Paläogeographische Rahmenbedingungen



E-A Schwelle	Eichsfeld-Altmark-Schwelle
EI Trog	Emsland-Trog
HS	Hunte-Schwelle
NHS	Nordholländische Schwelle
OBS	Ostbrandenburg-Schwelle
RS	Rügen-Schwelle
SMV	Schlesisch-Mährische Verschiebungszone
Sz-K Schwelle	Szczecin-Kalisz-Schwelle
Th-Wb Senke	Thüringen-Westbrandenburg-Senke
WHB	Westholländisches Becken

➔ Richtung der marinen Ingressionen im:

su
sm
so

Unteren Buntsandstein
Mittleren Buntsandstein
Oberen Buntsandstein

▭ Arbeitsgebiet

Abb. 4: Paläogeographie des Buntsandsteins im Germanischen Becken (nach ZIEGLER 1990, modifiziert).

Das Germanische Becken war ein Epikontinentalbecken, das sich in westöstlicher Richtung von England bis nach Polen erstreckte (Abb. 4). Zur Zeit des Buntsandsteins lag das Germanische Becken, ähnlich wie zu Ende des Perms, etwa zwischen 20° und 30° nördlicher Breite (ZIEGLER et al. 1997). Der Beginn der Beckenbildung setzte nach der variszischen Orogenese im späten Karbon bis Perm ein (BACHMANN & HOFFMANN 1997). Es handelte sich um ein nahezu abgeschlossenes

Sedimentbecken, das im Norden durch das Fennoskandische Hoch, im Südwesten durch das Alemannisch-Vindelizische Hoch und das Böhmisches Massiv, im Westen durch das London-Brabanter und das Armorikanische Massiv begrenzt war. Die Festländer lieferten klastisches Material in das Becken (ZIEGLER 1990). Die Tektonik des Beckens wurde überwiegend von regionaler Dehnung der Kruste beherrscht (ZIEGLER 1982). Die Subsidenzzentren während der Trias waren mit Riftzonen verknüpft. Das Arktisch-Nordatlantische Riftsystem breitete sich nach Süden bis zur heutigen Nordsee aus und setzte sich in Mitteleuropa im Dänisch-Polnischen Trog (Mittelpolnischer Trog), der Schlesisch-Mährischen Verschiebungszone und der Hessischen Senke fort. Eine relativ starke Subsidenz und eine kontinuierliche Sedimentation herrschten auch in den Westniederlanden, dem Emsland-Trog sowie der Weser- und der Thüringen-Westbrandenburg-Senke. Diese Teilbecken wurden durch Zonen relativ geringer Subsidenz, wie die Nordniederlande-, Hunte-, Eichsfeld-Altmark-, Ostbrandenburg-, Rügen- und Szczecin-Wolsztyn (Kalisz)-Schwelle begleitet (ZIEGLER 1982, LEPPER & RÖHLING 1997, SZYPERKO-TELLER 1997b). Die Differenzierung des Beckens in Tröge und Schwellen war im Mittleren Buntsandstein wesentlich stärker als im Unteren Buntsandstein. Auch die Lage der bestimmten paläogeographischen Einheiten hat sich im Verlauf der Sedimentation geändert. Z. B. hat sich die Szczecin-Wolsztyn-Schwelle im Mittleren Buntsandstein weiter Richtung Südosten bis zum Kalisz verbreitet und bildete dann Szczecin-Kalisz-Schwelle. Die Subsidenzachse des Mittelpolnischen Troges hat sich im Mittleren Buntsandstein in Richtung Nordosten verschoben (SZYPERKO-TELLER 1997b).

Die Sedimentation des Buntsandsteins dauerte vom spätesten Loping (Perm) bis zum frühesten Anis (Trias) unter kontinentalen, flachlakustrinen, brackischen bis hypersalinaren Bedingungen an (ZIEGLER 1982, BACHMANN 1998, KOZUR 1999). Im Unteren Buntsandstein herrschte ein arides Klima vor, das zum Mittleren Buntsandstein zunehmend semiarider wurde. Im Oberen Buntsandstein setzten sich wieder aride Klimaverhältnisse durch (HOPPE 1972, ZIEGLER 1990). Nach PARRISH (1999) war die Pangea in der Trias von einem ausgeprägten Monsunklima mit starkem Gegensatz zwischen einer extrem trockenen und einer extrem niederschlagsreichen Jahreszeit gekennzeichnet. Marine Vorstöße erreichten das Becken von der Tethys über den stark subsidierenden Mittelpolnischen Trog und möglicherweise auch von der arktischen Trias über das Norwegisch-Polnische Becken (ZIEGLER 1982, PIENKOWSKI 1991, BEUTLER & SZULC 1999, siehe auch Kapitel 5). Entlang der Beckenränder wurden vor allem fluviatile Sande abgelagert, die durch Erosion der Landmassen in ephemeren Flusssystemen entstanden. Beckenwärts gingen die grobklastischen Sedimente in eine zyklische Wechsellagerung von Sandsteinen und Siltsteinen über (ZIEGLER 1982). Das Beckenzentrum wurde von einem See eingenommen, in dem phasenweise marine Verhältnisse vorherrschten. In diesem Bereich wurden feinklastische Sedimente mit eingeschalteten Oolithen und Stromatolithen abgelagert (ZIEGLER 1982, BEUTLER &

SZULC 1999). Der Mittlere Buntsandstein war durch eine Zunahme der grobklastischen Sedimentation charakterisiert (ZIEGLER 1990). In dieser Zeit wurde eine Abfolge abgelagert, die in vier Formationen gegliedert wurde (Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Formation; BOIGK 1959, 1961, RÖHLING 1991). Zum Ende des Mittleren Buntsandsteins kam es in westlichen und südlichen Teilen des Germanischen Beckens zu einer intensiven Blocktektonik, die allgemeine Hebung mit nachfolgend starker Erosion zur Folge hatte (TRUSHEIM 1961, 1963, ZIEGLER 1990). Die Erosions-Fläche wird als H-Diskordanz bezeichnet. Andere Diskordanzflächen, die nicht so stark ausgeprägt sind, kommen an der Basis der Volpriehausen- und der Detfurth-Formation vor (BOIGK 1956, RÖHLING 1991).

Im spätesten Skyth erfasste von der Tethys her eine Transgression das gesamte Germanische Becken, womit die Röt-Muschelkalk-Sedimentation begann (ZIEGLER 1990, BEUTLER & SZULC 1999, SZULC 2000, u. a.).

2 Lithostratigraphische Korrelation

2.1 Unterer Buntsandstein

Im Unteren Buntsandstein zwischen der Thüringen-Westbrandenburg-Senke und dem Mittelpolnischen Trog wurde eine detaillierte lithostratigraphische Korrelation durchgeführt (siehe Abb. 5). Die Korrelation stützt sich vor allem auf die Ergebnisse von RADZINSKI (1995a, 1995b, 1996, 1997, 1999) als auch auf die kleinzyklischen Gliederungen von RÖHLING (1991, 1993) und SZURLIES (1997, 2001).

2.1.1 Gegenwärtiger Kenntnisstand

Der Stand der stratigraphischen Gliederung des Unteren Buntsandsteins ist in Deutschland und Polen sehr unterschiedlich. In Deutschland wurde eine detaillierte Lithostratigraphie entwickelt (RÖHLING 1991, 1993, RADZINSKI 1997, 1999, SZURLIES 2001). Der Untere Buntsandstein wird in zwei Formationen, Calvörde- und Bernburg-Formation, geteilt, die jeweils in 10 bzw. 14 beckenweit korrelierbare Kleinzyklen gegliedert werden (RÖHLING 1991, SZURLIES 1997, 2001). Lithologische Kriterien der Unterscheidung zwischen beiden Formationen sind die Textur der Ton- und Siltsteine (z. T. massig-bröckelig in der Calvörde-Formation und feinschichtig in der Bernburg-Formation) und ihre Farbe (rotbraun in Calvörde- bzw. violettbraun und grüngrau in der Bernburg-Formation) (BOIGK 1959, 1961, SCHULZE 1969, RADZINSKI 1996, SZURLIES 1997). In der Bernburg-Formation treten auch häufiger Reste von Conchostracen und invertebrate Ichnofossilien auf (SZURLIES 1997). Darüber hinaus kommen oolithische und sandig-oolithische Zwischenlagen in der Bernburg-Formation gehäuft vor und sind oft deutlicher ausgebildet als in der Calvörde-Formation (BOIGK 1959, 1961). Die Grenze zwischen beiden Formationen wurde im deutschen Teil des Beckens an der Basis eines relativ mächtigen ooidführenden Sandsteins durchgeführt, der über der tonreichen Calvörde-Formation liegt, der so genannte Oolith-Horizont ζ (Abb. 6; BOIGK 1959, SCHULZE 1969, RADZINSKI 1976, RÖHLING 1991, SUBKOMMISSION PERM-TRIAS 1993).

Die Kleinzyklen, die in den beiden Formationen ausgegliedert wurden, sind als Sohlbankzyklen mit sandig-oolithischer Basis und tonigem oberem Teil ausgebildet (PAUL & KLAR 1987, SZURLIES 1997, 2001). Sie lassen sich gut in Gamma-Logs durch ihr glockenförmigen Muster erkennen und sind sehr gut für lithostratigraphische Korrelationen geeignet (z. B. RÖHLING 1993). Eine detaillierte Beschreibung der Kleinzyklen und ihre genetische Interpretation folgen im Kapitel 4.1.2.1 und 4.1.2.3.

Die Einteilung in Kleinzyklen ist meistens an das Auftreten von so genannten Oolith-Horizonten gebunden. Diese Horizonte bestehen oft aus mehreren Lagen oolithischer Kalksteine oder kalkigen

oft ooidführenden, seltener kalkfreien, Sandsteinen (siehe auch Kapitel 1.5). SCHULZE (1969) hat zum ersten Mal diese regelmäßig im Unteren Buntsandstein auftretende Horizonte mit griechischen Buchstaben genannt und für die Lithostratigraphie genutzt. Die Oolith-Horizonte bilden die basalen Teile der später etablierten Kleinzyklen (BRÜNING 1986, PAUL & KLARR 1987, RADZINSKI 1997, 1999, SZURLIES 1997, 2001).

Die Feingliederung der Calvörde-Formation stellt sich relativ klar dar (RÖHLING 1991, RADZINSKI 1997, 1999, SZURLIES 2001). Es lassen sich 10 Kleinzyklen erkennen (suC, 1 – 10) die an die Oolith-Horizonte $\alpha - \varepsilon$ angeknüpft sind. Die Kleinzyklen suC, 1 und 2 sind an Horizont α (der sich weiter in α_1 und α_2 teilen lässt) angebunden. Die Zyklen suC, 2 und 3 sind an Horizont β (β_1 und β_2) angebunden. Mit dem Horizont γ , der dreigeteilt ist, sind Kleinzyklen suC, 5 – 7 gekoppelt. Der Kleinzyklus suC, 8 ist relativ undeutlich ausgebildet und steht mit keinem Oolith-Horizont in Verbindung. Die Kleinzyklen suC, 9 und 10 sind entsprechend an die Horizonte δ und ε angebunden.

An der Basis des Oolith-Horizontes ζ wird die Basis der Bernburg-Formation gelegt (SUBKOMMISSION PERM-TRIAS 1993, RÖHLING 1993). Dieser Horizont ist im Mitteldeutschen Raum am deutlichsten entwickelt (RADZINSKI 1995a). Die Feingliederung der Bernburg-Formation ist deutlich problematischer als die der Calvörde-Formation. In der Bernburg-Formation treten die Oolith-Horizonte $\zeta - \lambda$, an die 6 (nach PAUL & KLARR 1987) bis 14 (nach RÖHLING 1991, 1993) Kleinzyklen angebunden sind (suB, 1 – 14). Die Ausbildung der Oolith-Horizonte variiert stark in den verschiedenen Regionen (RADZINSKI 1999).

In Polen besteht der Untere Buntsandstein nur aus einer Formation, die als Baltik-Formation bezeichnet wird. Sie besteht aus rötlichen tonig-siltigen Wechsellagerungen mit dünnen Oolith-Einschaltungen. Eine detailliertere lithostratigraphische Gliederung wurde nur für die südliche Vorsudetische Monoklinale von SOKOŁOWSKI (1967) eingeführt, wo der Untere Buntsandstein in einer sandreichen Fazies ausgebildet ist. Innerhalb des diskutierten Profilschnitts hat SOKOŁOWSKI folgende vier lithologische Serien ausgegliedert (von der Basis zum Top): sandig-tonige Serie, bunte tonig-sandige Serie, rote tonig-sandige Serie und kalkig-oolithische Serie.

Weitere Untersuchungen konzentrierten sich in Polen auf die Biostratigraphie des Unteren Buntsandsteins mittels Makrosporen, Miosporen und Muschelkrebse (FUGLEWICZ 1977, 1979, 1980, ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1977, 1984, RDZANEK 1982, STYK 1982, MARCINKIEWICZ 1992, FIJALKOWSKA 1994). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen haben allerdings wegen der Fossilarmut keine detaillierte stratigraphische Gliederung des Unteren Buntsandsteins erbracht.

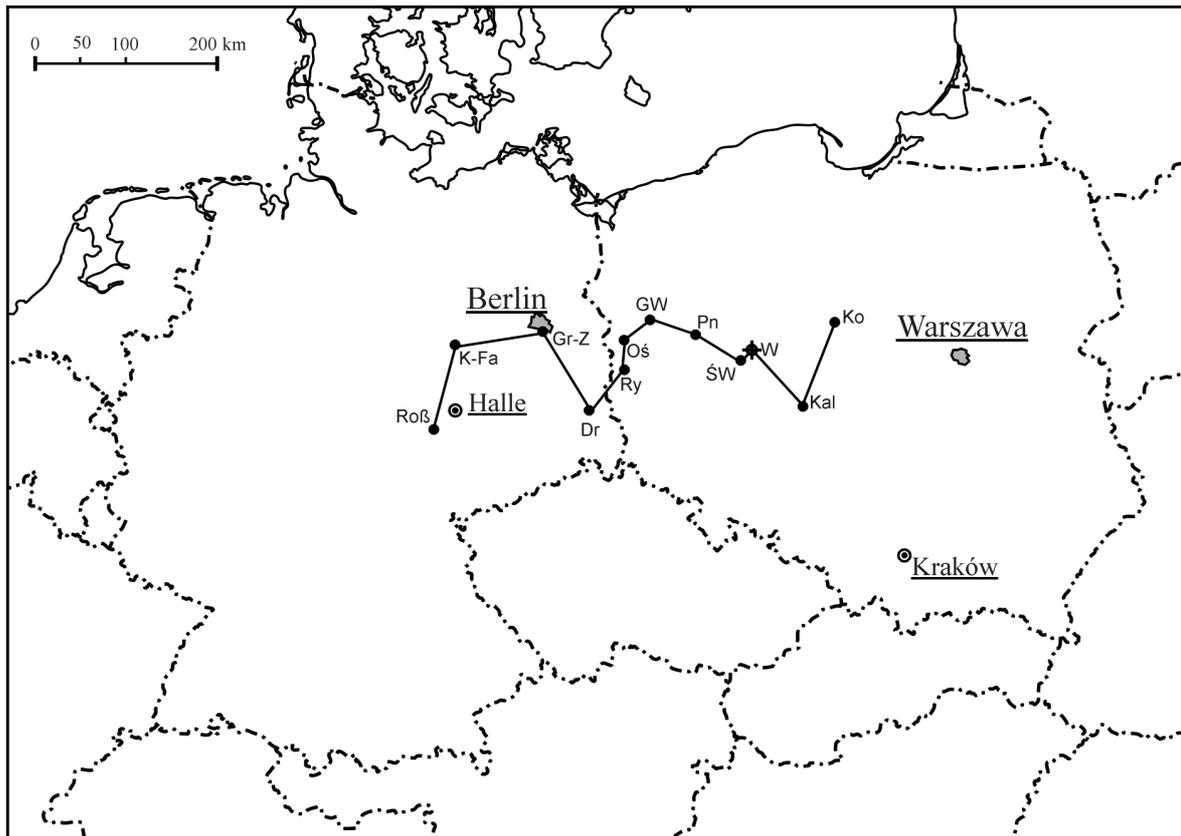


Abb. 5: Lage der für den Unteren Buntsandstein bearbeiteten Bohrungen und Verlauf der Korrelationslinie. Weitere Erklärungen siehe Abb. 1.

Die vorliegende Korrelation wurde mit geophysikalischen Bohrlochmessungen, vor allem Gamma-Logs durchgeführt. Ergänzend wurden Widerstands- und Neutron-Gamma-Logs berücksichtigt. Diese Kombination von Logs ist gut für die Gliederung der Kleinzyklen geeignet (PAUL & KLARR 1987, RÖHLING 1991, 1993, SZURLIES 1997, RADZINSKI 1999; siehe auch Kapitel 1.4).

Für die Korrelation wurden vier Bohrungen im Gebiet des östlichen Deutschlands und acht Bohrungen im westlichen und zentralen Polen bearbeitet (Abb. 5). Die Profilkette verläuft von Südwesten nach Nordosten durch die Thüringen-Westbrandenburg-Senke, den östlichen Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle, die Ost-Brandenburg-Schwelle und weiter nach Südosten über die Szczecin-Wolsztyn-Schwelle zum Mittelpolnischen Trog. Zwei Profile, die Bohrungen Drebkau 105/64 und Rybaki 1 liegen südlich der Hauptkorrelationslinie. Die Bohrung Konary IG1 ist nördlich von der Korrelationslinie gelegen. Diese Bohrung ist eine der wenigen im Mittelpolnischen Trog, die die Basis des Unteren Buntsandsteins erreicht hat.

2.1.2 Korrelation der lithostratigraphischen Grenzen

Nach Beschluss der SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (1993) wurden die massigen tonig-siltigen Sedimente des unteren und oberen Bröckelschiefers als oberster Zechstein eingestuft (Abb. 6).

Die untere Grenze des Unteren Buntsandsteins wurde im deutschen Teilbecken an der Basis des ersten deutlichen Sandstein-Intervalls über dem Zechstein definiert, was der Basis des 1. Kleinzyklus der Calvörde-Formation (suC, 1) und der Basis des Oolith-Horizonts α_1 entspricht (BEST 1989, KLARR & PAUL 1991, SUBKOMMISSION PERM-TRIAS 1993, RÖHLING 1993).

In der polnischen Stratigraphie wird die Grenze tiefer gelegt. Sie trennt die Rewal-Formation des obersten Zechsteins (auch „obere terrigene Serie“, „Übergangstone“ oder „Topkomplex“ genannt), die im größten Teil aus strukturlosen Siltsteinen mit Anhydritknollen aufgebaut ist, und die Baltik-Formation, die aus feinklastischen Sedimenten mit Wellen- und Linsen-Schichtung gebildet ist (SZYPERKO-TELLER 1982, WAGNER 1991). PIEŃKOWSKI (1991) hat die Basis des Unteren Buntsandsteins in Polen auch sedimentologisch interpretiert. Sie liegt nach diesem Autor an der Basis des ersten Transgressions-Horizonts nach der Regression am Ende des Zechsteins. Die fluviatilen Ablagerungen am Top der „oberen terrigenen Serie“ gehen in die Sedimente über, in denen Wellenbewegung- und Sturm-Strukturen dominieren. Zusammen mit den auftretenden Acritarchen und Foraminiferen weisen diese Ablagerungen nach PIEŃKOWSKI (1991) auf eine marine Transgression hin (siehe auch Kapitel 5). Die so definierte Grenze korrespondiert nach der Log-Korrelation mit der Grenze zwischen dem unteren und oberen Bröckelschiefer (Abb. 6, Anl. 2). An der Basis des oberen Bröckelschiefers wurde eine großräumige Diskordanz beobachtet (BEST 1989, RÖHLING 1993), was diese Grenze besonders unterstreichen kann. Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Polen liegt also nach der vorliegenden Korrelation zwischen 7,0 m (in der Bohrung Ośno IG2) und 26,5 m (in der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1) unter der Basis des 1. Kleinzyklus der Calvörde-Formation (suC, 1).

Zu ähnlichen Schlussfolgerungen sind früher auch andere Autoren gekommen, die sich mit der Problematik der Zechstein/Buntsandstein-Grenze beschäftigen. WAGNER (1991) und NAWROCKI et al. (1993) korrelieren die Basis der Baltik-Formation und die Grenze unterer/oberer Bröckelschiefer miteinander.

Die Grenze zwischen Calvörde- und Bernburg-Formation, die an der Basis des Oolith-Horizonts ζ definiert ist, ist sowohl in Logs als auch in Aufschlüssen des zentralen und nordwestlichen Deutschlands gut zu erkennen (RÖHLING 1991, 1993, SZURLIES 2001). In Brandenburg und weiter nach Osten bis Zentralpolen ist die Grenze viel undeutlicher ausgebildet (Anl. 2; siehe auch RÖHLING 1993). Die in der vorliegenden Arbeit dargestellte Korrelation der Grenze Calvörde-

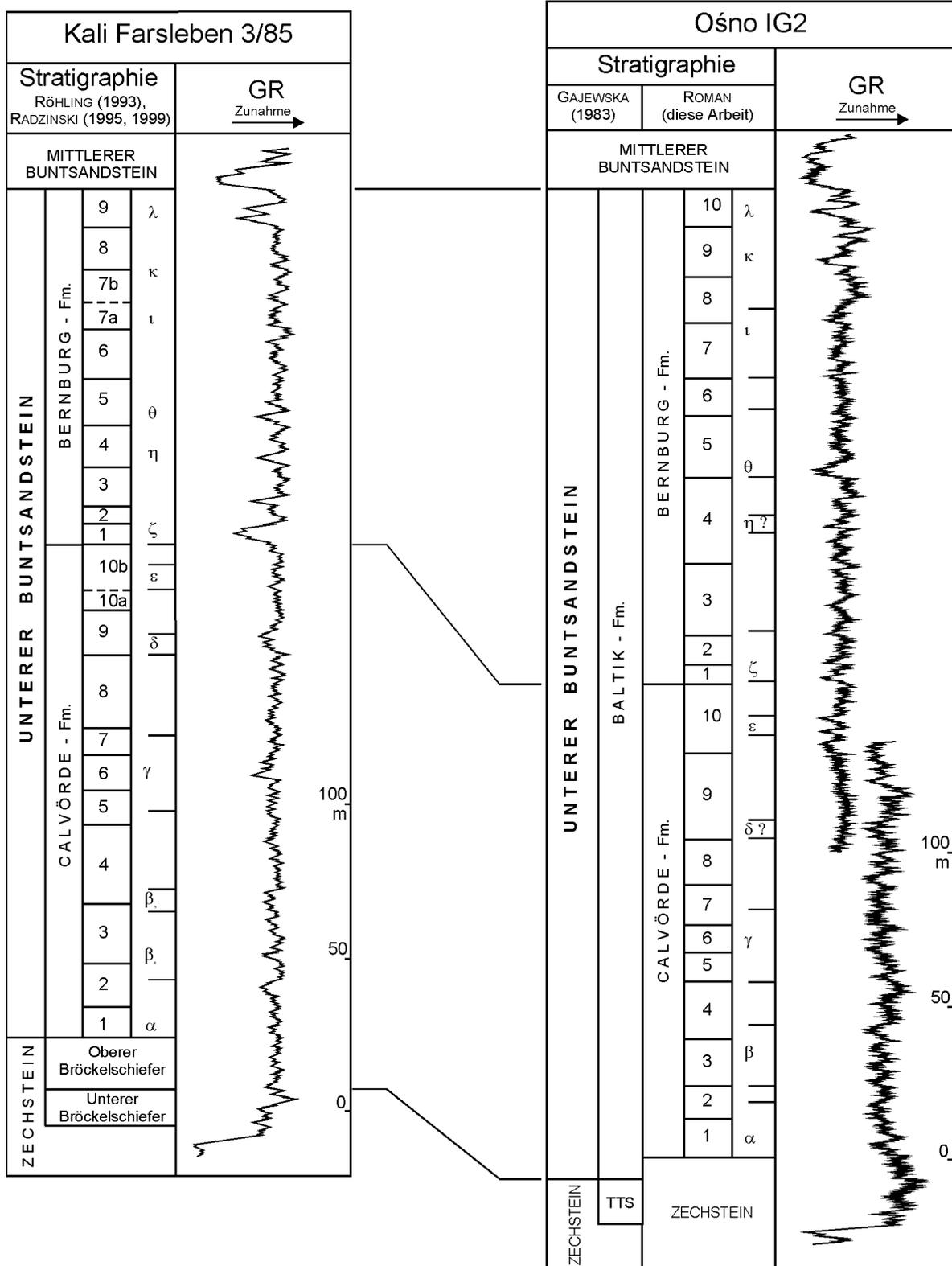


Abb. 6: Hochauflösende Korrelation des Unteren Buntsandsteins. Kleinzyklische Gliederung des Unteren Buntsandsteins Polens. Lage der Bohrungen siehe Abb. 5. Detaillierte Korrelation siehe Anl. 2. TTS – obere terrigene Serie (top terrigenous series)=Rewal-Formation (?).

/Bernburg-Formation stützt sich auf eine möglichst detaillierte Korrelation der Oolith-Horizonte und der damit verbundenen Kleinzyklen. Die Grenze zwischen Bernburg- und Calvörde-Formation wird an den Top des 10. Kleinzyklus gelegt (von der Basis des Buntsandsteins aus gezählt). Nur in

einigen Profilen ist die Grenze durch einen Oolith-Horizont markiert, der sich entweder in deutlichem Abfall der Gamma-Strahlung oder in der Zunahme des Widerstands bzw. der Neutron-Gamma-Strahlung manifestiert (Abb. 6, Anl. 2).

Die obere Grenze des Unteren Buntsandsteins bildet den besten Korrelationshorizont des Buntsandsteins. Sie liegt an der Basis eines gut ausgebildeten Sandsteinkomplexes, mit dem der Mittlere Buntsandstein einsetzt (ECK 1875, 1884, GRUPE 1912, BOIGK 1956). Der mehrere Meter mächtige Sandstein, in dem oft grobe Körner auftreten, wird im deutschen Teilbecken Volpriehausen-Sandstein und im polnischen Teilbecken Pommern- oder Drawsko-Sandstein (Drawsko-Member) genannt. Die Grenze ist im ganzen Arbeitsgebiet also einheitlich definiert (Abb. 6, Anl. 2). In einigen Regionen (Niederlausitz-Senke: Bohrung Drebkau 105/64, westliche und nordöstliche Vorsudetische Monoklinale: Bohrungen Rybaki 1, Środa Wielkopolska IG2/3, Września IG1) ist die Grenze aber undeutlich ausgebildet. Der Übergang von tonreichen Sedimenten des obersten Unteren Buntsandsteins zum basalen Sandstein des Mittleren Buntsandsteins ist hier graduell. Bei diesen Profilen wurde der erste starke Abfall der Gamma-Strahlung bzw. die stärkste Zunahme des Widerstands für die Grenzziehung herangezogen (Anl. 2).

2.1.3 Formationen und Kleinzyklen

Calvörde-Formation

Sowohl die untere als auch die obere Grenze der Formation sind besonders in den Logs des östlichen Teils des Arbeitsgebiets relativ schwer zu identifizieren (siehe Anl. 2). Das Liegende wird durch den Bröckelschiefer des Zechsteins oder den untersten Teil der Baltik-Formation des Unteren Buntsandsteins Polens gebildet. Das Hangende wird durch die Bernburg-Formation gebildet.

Die Calvörde-Formation ist 141 m (Bohrung Großziethen 1/73) bis 189 m (Bohrung Konary IG1) mächtig. Sie enthält die Oolith-Horizonte α bis ε (SCHULZE 1969, RADZINSKI 1997). Die besten Korrelationshorizonte in dem Arbeitsgebiet bilden die Oolith-Horizonte γ und ε . Die Calvörde-Formation wird in weitere 10 Kleinzyklen gegliedert. Die Kleinzyklen werden im Detail in Tab. 1 charakterisiert. Am wenigsten deutlich ist die Grenze zwischen dem Kleinzyklus suC, 7 und 8 (Anl. 2, Großziethen 1/73, Środa Wielkopolska IG2/3, Kalisz IG1) und zwischen dem Kleinzyklus suC, 8 und 9 (Anl. 1, Großziethen 1/73, Rybaki 1). In der Bohrung Konary IG1 ist auch die Grenze zwischen dem Kleinzyklus suC, 3 und 4 undeutlich ausgebildet. Die Mächtigkeiten der Kleinzyklen variieren stark zwischen den einzelnen Zyklen der Formation. Der mächtigste Kleinzyklus ist der Kleinzyklus suC, 4; der Kleinzyklus suC, 6 hat die geringste Mächtigkeit.

Formation	Kleinzyklus	Oolith-Horizont	Mächtigkeit			Mächtigkeitstyp
			Maximale Bohrung Meter	Minimale Bohrung Meter		
Calvörde	10	ε	Konary 29	Rybaki / Środa Wlkp. / Roßleben 15 16 16	mittel	
	9	δ	Ošno 27	Września 14	mittel	
	8	–	Roßleben 24	Konary 13	groß	
	7	γ	Września 17	Środa Wlkp.? / Pniewy 6 7	klein	
	6	γ	Drebkau 14	Gorzów Wlkp. 6	klein	
	5	γ	Kalisz 15	Września 7	klein	
	4	β	Września 29	Ošno / Kalisz 19 11-23	groß	
	3	β	Środa Wlkp. 22	Gorzów Wlkp. 13	mittel	
	2	α	Konary / Kalisz? 26 18-28	Großziethen 9	mittel	
	1	α	Konary 26	Kali-Farsleben 10	mittel	

Tab. 1: Charakteristik der Kleinzyklen der Calvörde-Formation im Arbeitsgebiet. Mächtigkeitstyp: geschätztes Verhältnis der Mächtigkeit einzelner Zyklen zu den anderen Zyklen. Genaue Zyklengliederung siehe Anl. 2. Lage der Bohrungen siehe Abb. 5.

Bernburg-Formation

Die untere Grenze der Formation liegt an der Basis des Oolith-Horizonts ζ oder am Top des 10. Kleinzyklus der Calvörde-Formation. Sie ist schwer in den Logs des östlichen Arbeitsgebiets zu identifizieren. Die obere Grenze liegt an der Basis des Volpriehausen-Sandsteins des Mittleren Buntsandsteins. Das Liegende wird durch die Calvörde-Formation, das Hangende durch die Volpriehausen- bzw. Pommern-Formation des Mittleren Buntsandsteins gebildet.

Die Bernburg-Formation ist 114 m (Bohrung Kali-Farsleben 3/85) bis 187 m (Bohrung Konary IG1) mächtig. Sie enthält die Oolith-Horizonte ζ bis λ (SCHULZE 1969, RADZINSKI 1999). Fast alle Horizonte sind in den bearbeiteten Profilen undeutlich entwickelt. Relativ gut korrelierbar sind die Horizonte ζ und τ sowie die Grenze zwischen dem Kleinzyklus suB, 4 und 5, die mit dem Oolith-Horizont θ korrespondiert. In dem nördlichen Harzvorland wird die Basis des Kleinzyklus suB, 5 von der dort mächtigsten oolithischen Einschaltung gebildet („Hauptrogensteinbank“ etwa 40 m über der Grenze Calvörde-/Bernburg-Formation; KLARR 1981, PAUL & PERYT 1985, SZURLIES 2001). Im Arbeitsgebiet werden 9 bis 11 Kleinzyklen ausgegliedert (Abb. 6, Anl. 2). In Nordwestdeutschland beträgt die maximale Anzahl der Kleinzyklen 14 (RÖHLING 1991, 1993). Im Arbeitsgebiet werden die obersten Kleinzyklen (Kleinzyklen 12 – 14) vermutlich durch eine Erosionsdiskordanz an der Basis des Mittleren Buntsandsteins gekappt. Die Existenz einer

Schichtlücke durch eine Sedimentationspause am Top des Unteren Buntsandsteins ist nicht auszuschließen (SZYPERKO-TELLER 1997b).

Die Kleinzyklen sind in Tab. 2 zusammengestellt. Die Mächtigkeiten der Kleinzyklen der Bernburg-Formation sind größer als in der Calvörde-Formation; die Mächtigkeitsunterschiede zwischen den einzelnen Zyklen sind jedoch kleiner. Die Grenze suB, 7/8 ist oft unscharf. In der Bohrung Konary IG1 sind auch die Grenze suB, 1/2 und alle Grenzen über dem Kleinzyklus suB, 5 undeutlich. Im Profil Pniewy 1 ist die Basis des Kleinzyklus suB, 1, die Grenze suB, 1/2 und die Grenzen über dem Kleinzyklus suB, 4 schwer zu identifizieren. Über dem Kleinzyklus suB, 8 im südöstlichen Harzvorland (Bohrung Roßleben 6, Aufschluss Großwangen) tritt die Fazies der Dolomitischen Sandsteine auf, was die Gliederung der weiteren Kleinzyklen stark erschwert (RADZINSKI 1966, 1995b).

Forma- tion	Klein- zyklus	Oolith- Horizont	Mächtigkeit		Mächtigkeits- typ
			Maximale Bohrung Meter	Minimale Bohrung Meter	
Bernburg	11	–	Środa Wlkp.? / Września / Gorzów Wlkp. ? (erosiver Top)		?
	10	λ	Gorzów Wlkp. / Września 13 12	Großziethen ? (erosiver Top)	mittel?
	9	κ/λ	Pniewy / Środa Wlkp. 21 20	Großziethen 10	mittel
	8	ι/κ	Drebkau / Kalisz? / Konary? 23 18-26 24	Rybaki / Roßleben? 14 11	mittel
	7	ι	Rybaki / Konary? 24 23	Września / Kalisz? 16 14-22	groß
	6	–	Großziethen 23	Roßleben 11	mittel
	5	θ	Środa Wlkp. / Gorzów Wlkp.? 23 23	Großziethen / Rybaki 12 12	mittel
	4	η	Gorzów Wlkp.? / Ošno 31 28	Kalisz 12	groß
	3	ζ	Gorzów Wlkp. 24	Roßleben 7	mittel
	2	ζ	Rybaki? / Konary? / Gorzów Wlkp. 20 15 12	Roßleben 4	klein
	1	ζ	Großziethen 14	Ošno 6	klein

Tab. 2: Charakteristik der Kleinzyklen der Bernburg-Formation im Arbeitsgebiet. Mächtigkeitstyp: geschätztes Verhältnis der Mächtigkeit einzelner Zyklen zu den anderen Zyklen. Genaue Zyklengliederung siehe Anl. 2. Lage der Bohrungen siehe Abb. 5.

2.1.4 Oolithische Horizonte

Der relativ geringe Anteil von kalkigen, sandigen und kalkig-sandigen Zwischenlagen im gesamten Profil ist eine charakteristische Eigenschaft der Entwicklung des Unteren Buntsandsteins im Arbeitsraum. Dieses spiegelt sich in einer geringen Differenzierung der Gamma-, Neutron-Gamma- und Widerstands-Logs wider.

Die kalkigen und sandig-kalkigen Einlagerungen sind prinzipiell gleichmäßig über das ganze Profil des Unteren Buntsandsteins im westlichen Teil des Arbeitsraumes verteilt (Thüringen-Westbrandenburg-Senke, Eichsfeld-Altmark-Schwelle, Ost-Brandenburg-Schwelle). In der Bernburg-Formation ist lediglich ein leicht verstärktes Auftreten der kalkigen und sandig-kalkigen Einlagerungen festzustellen (siehe Anl. 2). Weiter im Nordosten ist das stärkste Vorkommen der sandig-oolithischen Zwischenlagen in zwei Zonen konzentriert. Besonders deutlich lässt sich das in den Profilen der südlichen Szczecin-Senke (nordwestliche Szczecin-Wolsztyn-Schwelle; Anl. 2, Bohrungen Ośno IG2, Gorzów Wielkopolski IG1). Die untere der beiden Zonen umfasst die obersten Kleinzyklen der Calvörde-Formation (suC, 9 – 10) und die untersten Kleinzyklen der Bernburg-Formation (suB, 1 – 2). Die obere, schwächer entwickelte Zone, umfasst die Kleinzyklen suB, 7 – 10. Die Grenze zwischen den beiden Formationen wurde innerhalb der unteren Zone definiert. Eine ähnliche Lage der Formationsgrenze innerhalb einer oolithischen Zone wird von RADZINSKI (pers. Mitt.) für die Niederlausitz-Senke vorgeschlagen.

Im Grenzraum zwischen der Szczecin-Wolsztyn-Schwelle und dem Mittelpolnischen Trog (Bohrungen Pniewy 1, Środa Wielkopolska IG2/3, Września IG1), verschwindet die obere oolithische Zone fast komplett und die untere Zone umfasst immer tiefere Kleinzyklen der Calvörde-Formation (siehe Anl. 2). Die am besten entwickelten Oolithe kommen im Bereich zwischen den Kleinzyklen suB, 5 – 10 vor.

Im Mittelpolnischen Trog (Bohrung Konary IG1) umfasst die untere oolithische Zone den mittleren Teil der Calvörde-Formation (suC, 6 – 8). Es tritt auch die obere oolithische Zone auf, die die Kleinzyklen suB, 1 – 5 umfasst (Anl. 2).

Im südwestlichen Teil der Vorsudetischen Monoklinale (Anl. 2; Bohrung Rybaki 1) bildet die höchste Bernburg-Formation (suB, 6 – 10) den kalkreichsten Abschnitt des Profils. Nach der Gliederung von SOKOŁOWSKI (1967) wird der Abschnitt als kalkig-oolithische Serie bezeichnet. Die Serie ist aus kalkigen Sandsteinen und Kalksteinen, die zum Teil oolithisch sind, aufgebaut (SOKOŁOWSKI 1967). Ein ähnlicher lithologischer Aufbau ist für die Fazies der Dolomitischen Sandsteine des südöstlichen Harzvorlandes typisch (Bohrung Roßleben 6; HEINZELMANN 1969, RADZINSKI 1995b). Diese Dolomitischen Sandsteine sind der höchsten Bernburg-Formation zuzuordnen (RADZINSKI & SEIDEL 1985).

Im Profil der Niederlausitz-Senke (Anl. 2, Bohrung Drebkau 105/64) in Nachbarschaft zur Bohrung Rybaki 1 ist die höchste Bernburg-Formation relativ kalkfrei.

Die kalkig-oolithische Serie der Vorsudetischen Monoklinale ist, wie schon von SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1973) vermutet, mit der oberen oolithischen Zone der südlichen Szczecin-Senke (nordwestliche Szczecin-Wolsztyn-Schwelle) korrelierbar.

Der markanteste Oolith-Horizont in den Profilen der Thüringen-Westbrandenburg-Senke und der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (Bohrungen Roßleben 6, Kali-Farsleben 3/85) bildet der Horizont ζ . Im Profil der Ost-Brandenburg-Schwelle (Bohrungen Großziethen 1/73, Ošno IG2) sind die Oolith-Horizonte ζ und ϵ vergleichbar entwickelt. Im Profil Gorzów Wielkopolski IG1 ist der Horizont ϵ stärker ausgebildet. Ein deutliches Maximum der Oolith-Bildung im Horizont ϵ ist in den Bohrungen Pniewy 1, Środa Wielkopolska IG2/3 und Września IG1 zu beobachten, die im Grenzraum zwischen der Szczecin-Wolsztyn-Schwelle und dem Mittelpolnischen Trog liegen. In Profilen des Mittelpolnischen Troges (Bohrungen Kalisz IG1, Konary IG1) sind wieder beide Horizonte, ζ und ϵ , ähnlich entwickelt. In Bohrungen Ošno IG2 und Konary IG1 stellt der Oolith-Horizont θ auch einen Markanten Horizont dar (siehe Abb. 6, Anl. 2).

RADZINSKI (1999) beobachtete das Phänomen der Wanderung der verstärkten Oolithbildung auch im Mitteldeutschen Raum. Nach ihm ist der Oolith-Horizont ϵ der höchsten Calvörde-Formation in Südbrandenburg besonders auffällig entwickelt. In Bernburger Region bildet der Oolith-Horizont ζ den deutlichsten Horizont, wogegen im nordwestlichen Harzvorland der Oolith-Horizont θ als „Hauptrogenstein“ bezeichnet wird. RADZINSKI (1999) stellte also fest, dass in der Region, die er bearbeitet hat, das Maximum der Oolithführung von Osten nach Westen in ein immer höheres stratigraphisches Niveau stieg. Im Gebiet zwischen dem Mittelpolnischen Trog und der Szczecin-Wolsztyn-Schwelle ist derartige Tendenz nicht so deutlich ausgebildet, aber die verstärkte Rogensteinbildung ist auch mit den Oolith-Horizonten ϵ , ζ und θ gebunden.

2.2 Mittlerer Buntsandstein

2.2.1 Gegenwertiger Kenntnisstand

BOIGK (1956) führte eine Unterteilung des Mittleren Buntsandsteins in Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Folge (später Formationen) ein. Nach dem BOIGK'schen Konzept stellt jede Formation einen Sohlbankzyklus dar, d. h. relativ gröbere Sandsteine bilden den basalen Teil jeder Formation, wogegen die oberen Formationsteile durch feinkörnigere Ablagerungen gekennzeichnet sind. Diese Gliederung hat sich im Laufe der Zeit als geltende Lithostratigraphie des Mittleren Buntsandsteins Deutschlands etabliert und wurde von RADZINSKI (1967a), PUFF & RADZINSKI (1976), RADZINSKI & SEIDEL (1997) auch für die Thüringer Mulde (= Thüringer Becken) übernommen. Die Ausbildung der vier Formationen in der Thüringer Mulde ist die

Grundlage für die vorliegende Korrelation. Nach RADZINSKI (1995a), PUFF (1995) und eigenen Untersuchungen sind die Formationen wie folgt charakterisiert.

Volpriehausen-Formation

In der Volpriehausen-Formation lassen sich Volpriehausen-Sandstein und Volpriehausen-Wechselfolge ausgliedern. Die Basis des Volpriehausen-Sandsteins ist durch das Einsetzen von mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen sehr gut erkennbar und bildet in den Gamma-Logs charakteristische negative Spitzen. Die Volpriehausen-Wechselfolge ist in ihrem unteren Teil besonders feinkörnig („unterer toniger Teil“), was in den Gamma-Logs einem Bereich relativ hoher Werte entspricht. Der obere Teil der Wechselfolge ist durch Wechsellagerungen von fein- bis mittelkörnigen, in Thüringen auch grobkörnigen Sandsteinen sowie Tonsteinen gekennzeichnet. In diesem Abschnitt treten mögliche Aviculiden auf, besonders reich in plattigen Sandsteinen. Deshalb wurde dieser Abschnitt auch Avicula-Schichten genannt. Es kann sich aber zum Teil auch um sehr großwüchsige Conchostracen handeln (KOZUR & SEIDEL 1983b). Dieser obere Teil der Wechselfolge zeigt in den Gamma-Logs einen unruhigen Verlauf der Kurve. Der oberste Teil der Formation wurde häufig durch Erosion gekappt. Die Erosionsfläche wird als Detfurth-Diskordanz bezeichnet.

Detfurth-Formation

Das Einsetzen des Detfurth-Sandsteins ist durch Grobkorn- oder Geröllführung gekennzeichnet. Der Sandstein geht allmählich in feinklastische Sedimente der Detfurth-Wechselfolge über. Im Halleschen Raum stellt die Wechselfolge das am stärksten tonig ausgebildete Schichtglied des Mittleren Buntsandsteins dar, wogegen in Thüringen die gesamte Formation in sandiger Fazies ausgebildet ist. Im Gamma-Log bildet der Detfurth-Sandstein eine negative Spitze, die aber nicht immer gut von den Avicula-Schichten der Volpriehausen-Formation zu unterscheiden ist. Die Detfurth-Wechselfolge weist einen unruhigen Verlauf der Kurve mit meist relativ hohen Werten auf.

Hardeggen-Formation

Die Hardeggen-Formation ist durch generell sandige Abfolgen und eine oft undeutliche Basis gekennzeichnet, was im Gamma-Log kein besonders auffälliges Muster ergibt. Im südlichen Sachsen-Anhalt ist die Basis der Formation dagegen sehr deutlich durch das Einsetzen von Sandsteinen über der tonreichen Detfurth-Wechselfolge. An der Basis der Formation tritt oft ein bioturbater Horizont auf, der stellenweise von dolomitischen ooidführenden Sandsteinen begleitet wird und der zur Kontrolle der Grenzziehung gut geeignet ist. Die Formation lässt sich in vier so genannte „Abfolgen“ gliedern, die „fining-upward“ Sukzessionen darstellen. Derartige Sukzessionen können gut im Logbild erkennbar sein. Die obere Hardeggen-Formation wurde durch

Erosion von meist unbekanntem Ausmaß betroffen. Die Erosionsfläche wird Hardegens-Diskordanz genannt.

Solling-Formation

Die Untergrenze der Solling-Formation ist durch die diskordante Auflagerung des gebietsweise geröllführenden Solling-Basissandsteins auf die unterliegenden Gesteine gekennzeichnet. Über dem Basissandstein tritt ein tonreiches Schichtpaket auf, das oft Karbonatknollen aufweist, die so genannten „Tonigen Zwischenschichten“. Darüber folgt ein zweiter Sandstein, der als Chirotherien-Sandstein bezeichnet wird. Die Formation wird durch einen bis 2 m mächtigen feinsandigen Schluffstein abgeschlossen. Beide Sandsteinpakete ergeben im Gamma-Log deutliche negative Spitzen, wogegen die Tonsteine positive Spitzen bilden. Im Idealfall weist die Solling-Formation somit zwei Sohlbankzyklen auf, die sich gut in den Logs abbilden.

O. Buntsandstein (Röt)			
Schichten unter den Evaporiten			
Mittlerer Buntsandstein	Pölczyn-Fm.	obere	Świdwin-Mb.
		untere	Kołobrzeg-Mb.
	Pommern-Fm.	obere	Trzebiatów-Mb.
		untere	Drawsko-Sandstein-Mb.

Abb. 7: Lithostratigraphie des Mittleren Buntsandsteins Polens im Arbeitsgebiet. Mächtigkeiten nicht maßstäblich. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Die Lithostratigraphie des Mittleren Buntsandsteins wurde für den polnischen Teil des bearbeiteten Gebietes von SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1973, 1979, 1980) später SZYPERKO-TELLER (1982, 1983) definiert (siehe Abb. 7, Tab. 5). Es wurden zwei Formationen ausgegliedert: Pommern- und Pölczyn-Formation, die den unteren und oberen Teil des Mittleren Buntsandsteins darstellen. Beide Formationen wurden jeweils in einen unteren und einen oberen Formationsteil geteilt. Später wurden Member innerhalb der Formationsteile definiert (SZYPERKO-TELLER 1982; Abb. 7). Der basale sandige Teil der unteren Pommern-Formation wurde als Drawsko-Sandstein-Member definiert. Die obere Pommern-Formation wurde als Trzebiatów-Member und die obere Pölczyn-Formation als Świdwin-Member benannt

(Abb. 7). Die untere Pölczyn-Formation wurde als Kołobrzeg-Member definiert (Abb. 7), das allerdings nur auf sehr kleines Gebiet im nördlichen Polen begrenzt ist. Diese lithostratigraphische Gliederung wurde von SZYPERKO-TELLER (1982) an Bohrungsprofilen des nordwestlichen Polens bestimmt, die teilweise schon früher mit Profilen des westlichen und zentralen Polens korreliert

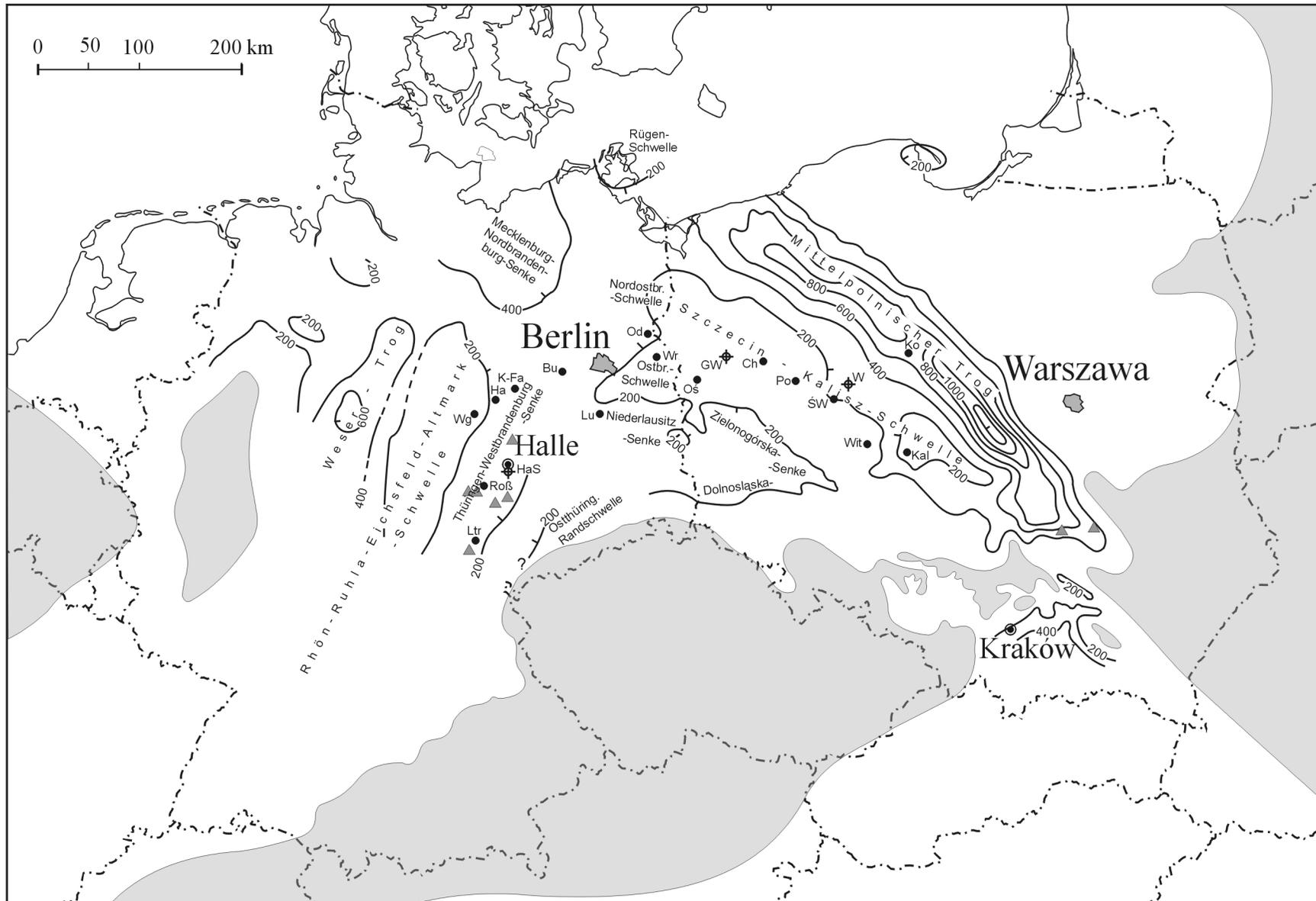


Abb. 8: Lage der für den Mittleren Buntsandstein bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse auf der paläogeographischen Karte des Mittleren Buntsandsteins des Arbeitsgebiets. Mächtigkeiten des Mittleren Buntsandsteins in Meter. Bohrung Leutra 1/62 ist nur für Bestimmung der Stratigraphie des Aufschlusses Altendorf dargestellt; weitere Erklärungen siehe Abb.1. Paläogeographie nach BOIGK (1961), PUFF (1976a, b), PUFF & RADZINSKI (1976), RADZINSKI (1976), BEUTLER & SCHÜLER (1978), ZIEGLER (1990), SZYPERKO-TELLER (1997), GAUPP et al. (1998).

wurden (SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA 1973, 1979, SZYPERKO-TELLER 1983). Allerdings war die Korrelation zwischen dem nordwestlichen und westlichen Polen sehr problematisch (SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA 1973).

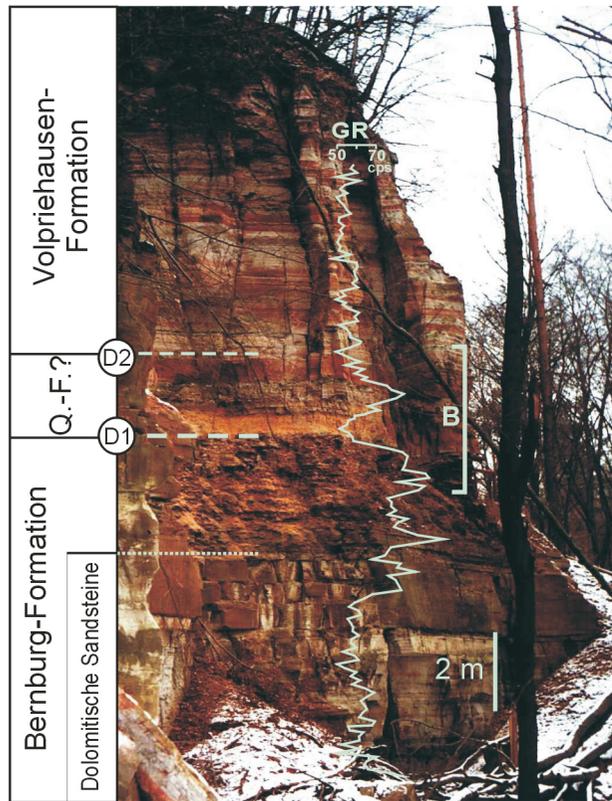
KULIKOWSKI (1973, 1977, 1979) hat im westlichen Teil des polnischen Beckens eine rötliche, sandig-feinklastische Serie, die oberhalb der Połczyn-Formation vorkommt, als tiefsten Oberen Buntsandstein eingestuft und als „Schichten unter den Evaporiten“ bezeichnet. Diese Schichten entsprechen ungefähr den Wschowa-Schichten von SENKOWICZOWA (1965).

Die Korrelation des Mittleren Buntsandsteins im Arbeitsgebiet und die Gliederung der vier Formationen wird anhand lithologischer Kriterien im Sinne des BOIGK'schen „Sohlbankprinzips“, durchgeführt. Die vorliegende Korrelation stützt sich auf Bohrungs-Logs, Schichtenverzeichnisse der einzelnen Bohrprofile und detaillierte Aufnahmen (Lithologie, Sedimentologie, natürliche Gamma-Strahlung) von Kernen der beiden am günstigsten gelegenen und gut gekernten Bohrungen Gorzów Wielkopolski IG1 und Września IG1. Zur besseren Charakterisierung der Sedimentologie des Mittleren Buntsandsteins der Thüringer Mulde wurden zusätzlich die Kerne der Bohrung Halle Süd 1/64 aufgenommen. Bei Bohrungen aus dem deutschen Teil des Beckens wurde die lithostratigraphische Gliederung im Wesentlichen von älteren Autoren übernommen (siehe Anh. 1). Der Verlauf der Korrelationslinie mit der Lage der Bohrungen ist auf Abb. 8 zusammen mit der Paläogeographie des Mittleren Buntsandsteins dargestellt.

2.2.2 Korrelation der lithostratigraphischen Grenzen

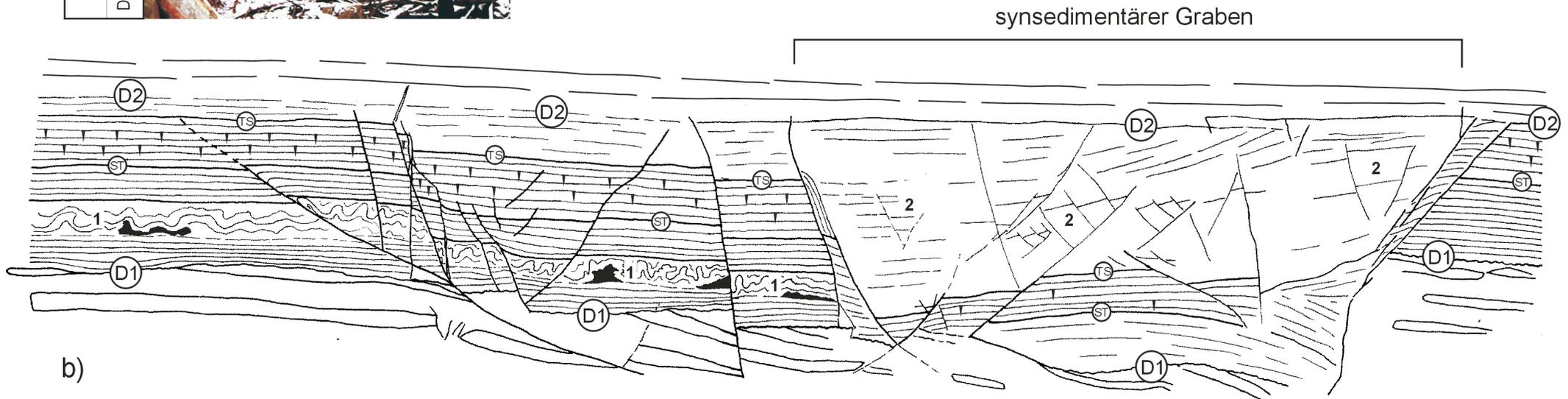
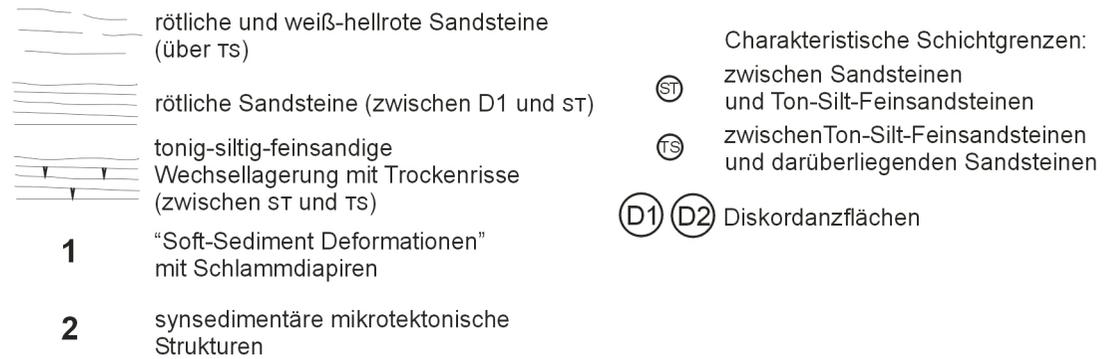
Die Basis der Volpriehausen-Formation ist, wie schon im Kapitel 2.1.2 erwähnt, die eindeutigste Grenze des gesamten Buntsandsteinprofils. Sie liegt an der Basis eines markanten Sandsteinkomplexes, der in Deutschland als Volpriehausen-Sandstein und in Polen als Pommern-, später als Drawsko-Sandstein bezeichnet wird (siehe Abb. 7, Tab. 5 und Anl. 3).

Im zentralen Teil des Norddeutschen Beckens wird zwischen der Bernburg-Formation des Unteren Buntsandsteins und dem Volpriehausen-Sandstein noch ein „Vorläufersandstein“ ausgegliedert (RÖHLING 1991, 1999). Der Vorläufersandstein, später als Quickborn-Sandstein bzw. -Formation benannt, ist nach RÖHLING (1999) sowohl an der Basis als auch am Top von Erosionsdiskordanzen begrenzt. Eine Sandsteinschicht in einer ähnlichen stratigraphischen Lage, die auch durch zwei Diskordanzflächen begrenzt ist, wurde im Aufschluss Großwangen beobachtet (Abb. 9; SCHÜLER et al. 1989, GAUPP et al. 1998, VOIGT & GAUPP 2000, ROMAN in VOIGT et al. 2001) und mit der nahe gelegenen Bohrung Roßleben 6 korreliert (Abb. 16). In den anderen Bohrprofilen gibt es jedoch keine Hinweise auf das Vorkommen eines Vorläufersandsteins.



a)

Abb. 9: Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein in Großwangen. a) Gesamtprofil mit Stratigraphie, Gamma-Kurve und Lage des Bildausschnitts b), Q.-F.? - vermutliches Äquivalent der Quickborn-Formation; b) detaillierte Skizze des Grenzbereiches, Länge etwa 12 m, Höhe etwa 4 m.



b)

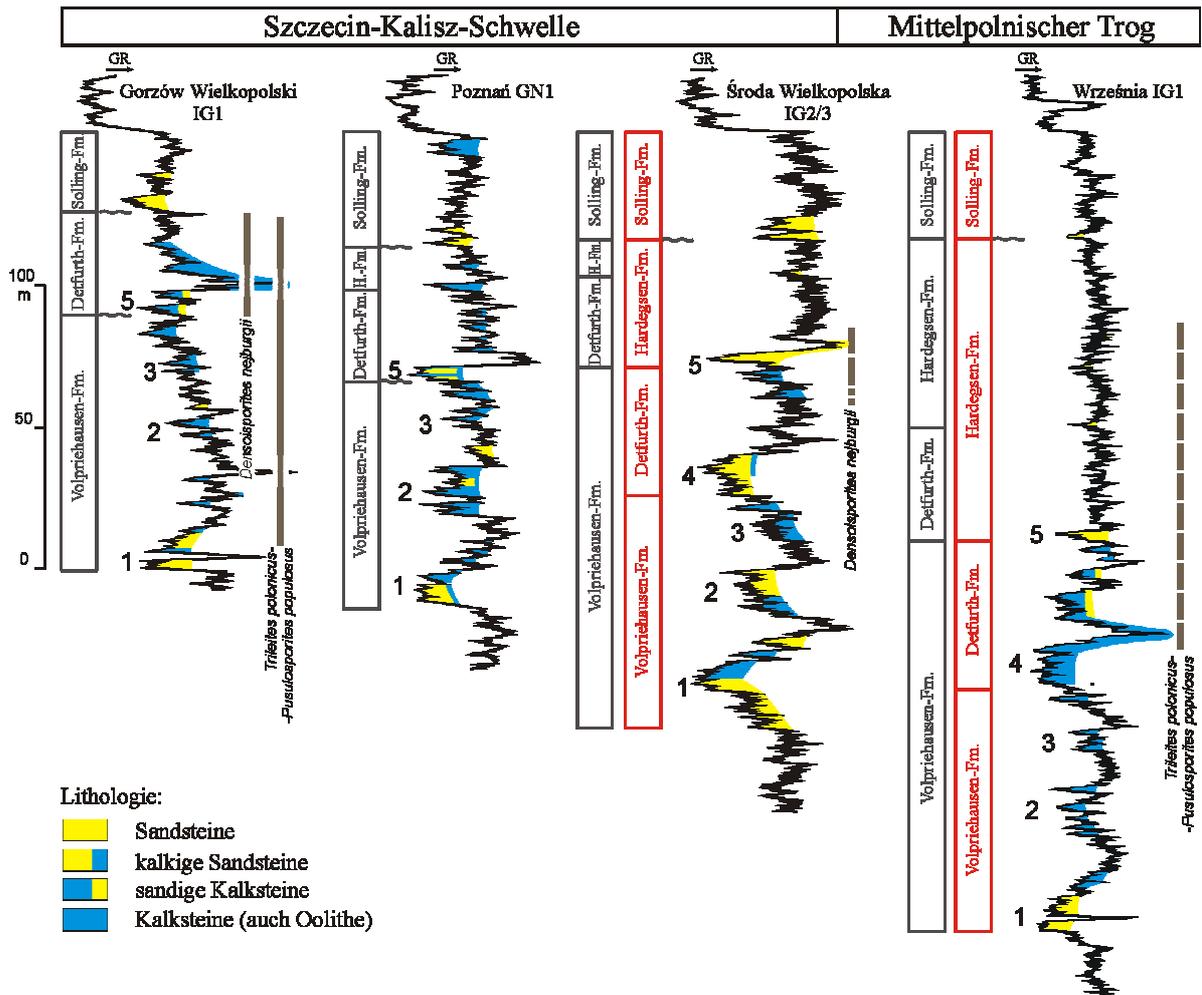


Abb. 10: Gliederung der Grenze Volpriehausen-/Detfurth-Formation im Übergangsbereich zwischen der Szczecin-Kalisz-Schwelle und dem Mittelpolnischen Trog. Grau – in dieser Arbeit zugrunde gelegte Korrelation, rot – diskutierte alternative Korrelation. Numerierung der negativen Spitzen für bessere Orientierung in der Korrelation. Wellenlinien – Diskordanzen. Lage der Bohrungen siehe Abb. 8, detaillierte Korrelation mit deutschen Bohrungen siehe Anl. 3. Mio- und Megasporenzonen nach ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977) und FUGLEWICZ (1980), gestrichelte Linien – Daten aus unvollständig gekernteten Bohrungen.

Die Volpriehausen-Formation wird, je nach Region, von fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen (z. B. Bohrung Roßleben 6), Kalksandsteinen (z. B. Bohrung Burg 10) oder Oolithen und Tonsteinen (z. B. Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1) abgeschlossen. Die Detfurth-Formation beginnt mit mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen, schwach kalkigen Feinsandsteinen oder sandigen Kalksteinen. Der lithologische Sprung lässt sich gut anhand der Bohrungs-Logs nachvollziehen. Die Basis der Detfurth-Formation ist deshalb relativ gut korrelierbar (Anl. 3).

Die meisten Fragen sind mit der Grenze Volpriehausen-/Detfurth-Formation (V/D-Grenze) und der Detfurth-Hangendgrenze in der Übergangsregion zwischen der Szczecin-Kalisz-Schwelle und dem Mittelpolnischen Trog verbunden (Abb. 10). In der Bohrung Środa Wielkopolska IG2/3 kommen zwei Bereiche für die V/D-Grenze in Frage. Im unteren Bereich gehen kalkige Sedimente graduell

in mächtige Sandsteine über. 50 m höher, im oberen Bereich, kommt ein ähnlicher lithologischer Wechsel vor (Abb. 10). Die Sandsteine sind hier weniger mächtig als im unteren Bereich, bilden jedoch eine sehr markante negative Spitze in der Gamma-Kurve (Spitze 5 auf der Abb. 10). In der Bohrung Września IG1 gehen die kalkigen Tonsteine im unteren Bereich in Kalksteine über; erst im oberen Bereich werden kalkige Ablagerungen durch Sandsteine überlagert (Abb. 10). In beiden Profilen könnte die Hangendgrenze der Detfurth-Formation auch tiefer oder höher gezogen werden. In der vorliegenden Arbeit wurde die V/D-Grenze in den oberen Bereich gelegt, da in beiden Profilen die Basis der Detfurth-Formation durch einen deutlichen Sandsteinkomplex gebildet wird (siehe Abb. 10).

Die beiden diskutierten Profile liegen in einer paläogeographischen Senke, wofür auch das Vorhandensein der Hardegsen-Formation unter der H-Diskordanz spricht. In anderen Senken, auch im Zentrum des Mittelpolnischen Troges, ist die Volpriehausen-Formation durch große Mächtigkeit charakterisiert (z. B. Bohrungen Roßleben 6, Halle Süd 1/64, Burg 10, Konary IG1). Wenn die V/D-Grenze im unteren Bereich gezogen würde, wäre die Volpriehausen-Formation sehr geringmächtig, was im Widerspruch zur Ausbildung im gesamten Becken stehen würde. Dies gilt insbesondere für die Bohrung Środa Wielkopolska IG2/3 (Abb. 10).

Zusätzliche Argumente liefern auch die Ergebnisse palynologischer Untersuchungen von ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977) und FUGLEWICZ (1980). Bei der in der vorliegenden Arbeit zugrundegelegten Interpretation der V/D-Grenze fällt der größte Teil der Miosporenzone *Densoisporites nejburgii* (ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1977) in die Detfurth-Formation (Abb. 10). Diese Zone umfasst in der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 fast die gesamte Detfurth-Formation. Würde die V/D-Grenze tiefer gelegt, wäre die genannte Miosporenzone in der Bohrung Środa Wielkopolska IG2/3 vor allem an die Hardegsen-Formation gebunden.

In der Bohrung Września IG1 wurde von FUGLEWICZ (1980) die Megasporenzone *Trileites polonicus-Pusulospirites populosus* ausgegliedert. Bei der hier zugrunde gelegten Interpretation erstreckt sich die Megasporenzone von der obersten Volpriehausen- bis zur tiefsten Hardegsen-Formation und ist dadurch an den unteren Abschnitt des Mittleren Buntsandsteins gebunden (Abb. 10). Dieselbe Megasporenzone wurde in den Bohrungen Gorzów Wielkopolski IG1 und Konary IG1 ausgegliedert (FUGLEWICZ 1980), wo sie ebenfalls den unteren Teil des Mittleren Buntsandsteins charakterisiert. Bei einer tiefer gelegten V/D-Grenze würde die Zone die Detfurth- und den größten Teil der Hardegsen-Formation umfassen und demzufolge den mittleren bis oberen Abschnitt des Mittleren Buntsandsteins charakterisieren (Abb. 10).

Ähnliche Probleme mit der V/D-Grenze wurden von SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1979) im nordwestlichen Polen signalisiert. Die Autorin hat sich jedoch für die Grenzziehung entschieden, die mit der in dieser Arbeit zugrunde gelegten Korrelation korrespondiert.

Die Grenze zwischen der Detfurth- und Hardegsen-Formation ist durch den Übergang eines mächtigen feinklastischen (Thüringen-Westbrandenburg-Senke, östliche Eichsfeld-Altmark-Schwelle, Westbrandenburg-Senke, westliche Ostbrandenburg-Senke) oder kalkigen Komplexes (östliche Ostbrandenburg-Senke, westliche Szczecin-Kalisz-Schwelle) in sandige, oft kalkhaltige Sedimente charakterisiert (siehe Anl. 3). Im Bereich der westlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle treten an der Basis der Hardegsen-Formation Kalksteine auf. Eine kalkige Ausbildung der Hardegsen-Formation wurde auch in den Beckenprofilen Nordost-Deutschlands beschrieben (RADZINSKI 1976). Im Zentrum des Mittelpolnischen Trogs und an seinen Rändern (Bohrungen Środa Wielkopolska IG2/3, Września IG1, Kalisz IG1, Konary IG1) bildet die Basis der Hardegsen-Formation eine von mehreren geringmächtigen Sandstein-Schichten, die in der Gamma-Kurve nur schwach ausgeprägt sind (Anl. 3, Abb. 10). Die Detfurth-Formation geht allmählich und ohne scharfe Grenze in die Hardegsen-Formation über, so dass hier beide Formationen zu einer Einheit zusammengefügt werden könnten.

Die Festlegung der Basis der Solling-Formation gehört zu den schwierigsten stratigraphischen Problemen des Mittleren Buntsandsteins. Nach PUFF (1976b), der diese Grenze in Thüringen definiert hat, soll ein Geröllhorizont die Solling-Basis markieren. Es wurde jedoch in der detaillierten Bearbeitung von LANG (2001) festgestellt, dass in der Thüringer Mulde sowohl Hardegsen- als auch Solling-Formation in einer sehr ähnlichen sandigen Fazies ausgebildet sind, in der mehrfach grobsandige, geröllführende Ablagerungen vorkommen. Die Korrelation der Solling-Formation wird auch durch Schichtausfälle kompliziert (RETTIG 1996). Die Schichtlücken treten an der Basis der Solling-Formation, aber auch innerhalb der Formation auf. Die bedeutendsten Schichtlücken sind im Bereich der besonders aktiven Schwellen, wie der Eichsfeld-Altmark-Schwelle, ausgebildet (RETTIG 1996).

Für die vorliegende Korrelation wurde als Solling-Basis die letzte vor den Röt-Evaporite oder Röt-Karbonate auftretende grobkörnige bzw. mächtigere Sandsteinschicht angenommen, die sich durch deutlich erniedrigte Gamma-Werte auszeichnet (Anl. 3). Als ein zusätzliches Kriterium dient eine Schichtlücke im Liegenden der markanten Sandsteinschicht. Eine derartige Lücke wurde in der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 (GAJEWSKA & SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA 1979) sowie durch Korrelation der magnetostratigraphisch untersuchten Bohrung Brześć Kujawski IG1 (NAWROCKI in KRZYWIEC 2000) mit der Bohrung Konary IG1 festgestellt.

2.2.3 Formationen und Kleinzyklen

2.2.3.1 Mächtigkeiten der Formationen; Diskordanzen

Für die Mächtigkeitsanalyse wurde das Arbeitsgebiet in zwei Regionen geteilt. Die erste und größere Region (Region I) wird durch das Gebiet gebildet, das sich außerhalb des Mittelpolnischen Troges befindet (einschließlich Bohrungen Środa Wielkopolska IG2/3, Września IG1). Die zweite Region (Region II) umfasst den Mittelpolnischen Trog selbst, mit der Bohrung Konary IG1, wo die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins stark erhöht ist.

Bohrung	Mächtigkeit (in m)				Region	R. I
	Volpriehausen	Detfurth	Hardegsen	Solling		R. II
Roßleben	135	45	78	25	Thüringen- Westbrandenburg-Senke	
Halle Süd	140	42	67	50		
Wegeleben	110	23	-	37	Eichsfeld-Altmark-Schwelle	
Hakel	130	27	12?	45?		
Kali Farsleben	94	41	-	27	Übergangsbereich E-A- Schwelle/W-Brand.-Senke	
Burg	116	51	13 /27?	42/28?	Westbrandenburg-Senke	
Luckenwalde	100	41	36	23	Ostbrandenburg-Schwelle	
Wriezen	106	49	30	39		
Oderberg	116	53	25	43		
Ośno	88	42	12	28		
Gorzów Wlkp.	92	37	-	29	NW Szczecin-Kalisz- Schwelle	
Chrzypsko	81	30	-	32		
Poznań	82	33	15	41	Übergangsbereich Sz-K- Schwelle/Mittelpol. Trog	
Środa Wlkp.	131	31	13	39		
Września	141	41	67	39		
Witaszyce	82	48	-	43	SE Szczecin-Kalisz- Schwelle	
Kalisz	78	38	29	38	Mittelpolnischer Trog	
Konary	269	138	235	70		

Tab. 3: Mächtigkeiten der einzelnen Formationen des Mittleren Buntsandsteins in den bearbeiteten Bohrprofilen, grau hinterlegt: hohe Mächtigkeiten.

Volpriehausen-Formation

Die untere Grenze liegt an der Basis des Volpriehausen-Sandsteins bzw. Pommern- (Drawsko-) Sandsteins und ist im ganzen Arbeitsgebiet sehr gut ausgeprägt. Die obere Grenze ist relativ gut erkennbar mit der Ausnahme der Übergangsregion zwischen der Szczecin-Kalisz-Schwelle und dem Mittelpolnischen Trog. Das Liegende wird durch die Bernburg- bzw. Baltik-Formation gebildet. Das Hangende wird durch die Detfurth-Formation bzw. obere Pommern-Formation oder Półczyn-Formation gebildet.

Mächtigkeit:

Region I. Die Mächtigkeit der Volpriehausen-Formation beträgt maximal 130 – 140 m. Die maximale Mächtigkeit wird in den Profilen der mittleren Thüringen-Westbrandenburg-Senke (Roßleben 6, Halle Süd 1/64, Hakel 104/105) und in der Grenzregion zwischen der Szczecin-

Kalisz-Schwelle und dem Mittelpolnischen Trog (Środa Wielkopolska IG2/3, Września IG1) erreicht. In der nördlichen Thüringen-Westbrandenburg-Senke, in der Ostbrandenburg-Schwelle und im axialen Teil der Szczecin-Kalisz-Schwelle erreicht die Formation die geringste Mächtigkeit zwischen 80 und 90 m (Chrzypsko 1, Poznań GN1, Ośno IG2, Gorzów Wlkp. IG1). Der maximale Mächtigkeitsunterschied beträgt etwa 60 m.

Region II. In der Bohrung Konary IG1 erreicht die Mächtigkeit der Volpriehausen-Formation 269 m, also sind Mächtigkeit bis etwa 300 m für den Mittelpolnischen Trog anzunehmen.

In der Volpriehausen-Formation werden vier Kleinzyklen ausgegliedert (smV, 1 – 4).

Detfurth-Formation

Die untere Grenze liegt an der Basis eines relativ gut erkennbaren sandig-kalkigen Komplexes (Detfurth-Sandstein). Sie ist schwer zu identifizieren in der Übergangsregion zwischen der Szczecin-Kalisz-Schwelle und dem Mittelpolnischen Trog (siehe Kapitel 2.2.2). Die obere Grenze liegt am Top eines ton- bzw. mergelreichen Komplexes. Sie ist undeutlich in dem Mittelpolnischen Trog. Das Liegende wird durch die Vopriehausen-Formation bzw. Pommern- oder untere Pommern-Formation gebildet. Das Hangende wird durch Hardeggen-Formation bzw. Połczyn-Formation gebildet. In Schwellenbereichen (Eichsfeld-Altmark-, Szczecin-Kalisz-Schwelle) wird das Hangende durch die Solling-Formation bzw. die „Schichten unter den Evaporiten“ gebildet.

Mächtigkeit:

Region I. Die maximale Mächtigkeit der Formation von 40 – 50 m wird in der Thüringen-Westbrandenburg-Senke (Roßleben 6, Halle Süd 1/64, Kali Farsleben 3/85, Burg 10), in der Ostbrandenburg-Schwelle (Wriezen 1/82, Oderberg 1/64, Luckenwalde 1/80) und im nordwestlichen und südöstlichen Rand der Szczecin-Kalisz-Schwelle (Ośno IG2, Gorzów Wielkopolski IG1, Września IG1, Witaszyce GN1, Kalisz IG1) erreicht. Die geringste Mächtigkeit, die am Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle und auf der mittleren Szczecin-Kalisz-Schwelle ausgebildet ist, beträgt 20 – 30 m (Wegeleben 1h/65, Hakel 104/105, Chrzypsko 1, Poznań GN1, Środa Wielkopolska IG2/3). Der maximale Mächtigkeitsunterschied beträgt 30 m.

Region II. In der Bohrung Konary IG1 erreicht die Mächtigkeit der Detfurth-Formation 138 m. Es kann angenommen werden, dass die Mächtigkeit maximal etwa 140 – 150 m beträgt.

In der Detfurth-Formation werden bis zu zwei Kleinzyklen ausgegliedert (smD, 1 – 2), deren Grenzen allerdings unsicher sind.

Hardeggen-Formation

Die untere Grenze liegt an der Basis eines sandreichen, seltener kalkigen Komplexes, der über dem tonigen Abschnitt der Detfurth-Formation folgt. Sie ist undeutlich im Mittelpolnischen Trog und an seinen Ränder ausgebildet. Die obere Grenze bildet die H-Diskordanz. Der obere Teil der Formation bzw. die vollständige Formation kann fehlen. Das Liegende wird durch die Detfurth-Formation bzw. untersten Teil der Połczyn-Formation gebildet. Das Hangende wird durch die Solling-Formation bzw. das Świdwin-Member der Połczyn-Formation oder die „Schichten unter den Evaporiten“ gebildet. Die Gliederung der Hardeggen-Formation ist auf der Ostbrandenburg-Schwelle problematisch (siehe RETTIG & RÖHLING 1997).

Mächtigkeit:

Region I. Die maximale Mächtigkeit der Formation beträgt 70 – 80 m und wird in der mittleren Thüringen-Westbrandenburg-Senke (Roßleben 6, Halle Süd 1/64) und an der Grenze zum Mittelpolnischen Trog (Września IG1) erreicht. Auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (Wegeleben 1h/65), in der nördlichen Thüringen-Westbrandenburg-Senke (Kali Farsleben 3/85) und im axialen Bereich der Szczecin-Kalisz-Schwelle (Gorzów Wielkopolski IG1, Chrzypsko 1, Witaszyce GN1) fehlt die gesamte Hardeggen-Formation durch eine Schichtlücke. In den restlichen Profilen erreicht die Formation eine Mächtigkeit von 12 – 36 m.

Region II. In der Bohrung Konary IG1 erreicht die Mächtigkeit der Hardeggen-Formation 235 m, deshalb wird geschätzt, dass sie im Mittelpolnischen Trog etwa 240 – 300 m beträgt.

In der Hardeggen-Formation werden bis zu vier Kleinzyklen ausgegliedert (smH, 1 – 4), die allerdings nicht im gesamten Arbeitsgebiet vorkommen, was ihre überregionale Korrelation verhindert.

Solling-Formation

Die untere Grenze liegt an der Basis eines Sandsteinkomplexes (Solling-Basissandstein) und wird durch H-Diskordanz unterstrichen (siehe auch Kapitel 2.2.2). Sie ist besonders im Mittelpolnischen Trog und auf der Ostbrandenburg-Schwelle schwierig zu definieren. Die obere Grenze liegt an der Basis der evaporitischen, karbonatischen oder sandigen Ablagerungen des Röts. Das Liegende wird durch Hardeggen- oder Detfurth-Formation gebildet (obere Pommern- oder Połczyn-Formation).

Mächtigkeit:

Region I. Die maximale Mächtigkeit der Formation schwankt zwischen 37 und 50 m, wogegen die minimalen Werte 23 – 32 m betragen. Eine mächtige Solling-Formation ist in der mittleren Thüringen-Westbrandenburg-Senke zwischen Halle Süd 1/64 und Hakel 104/105, im östlichen

Brandenburg und auf der südöstlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle vorhanden. Geringe Mächtigkeiten der Formation sind in der nördlichen und mittleren Thüringen-Westbrandenburg-Senke, im Raum Roßleben, auf der südlichen Ostbrandenburg-Schwelle und der nördlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle anzutreffen.

Region II. In der Bohrung Konary IG1 erreicht die Mächtigkeit der Solling-Formation 70 m, was Mächtigkeiten bis zu etwa 100 m im Mittelpolnischen Trog nahe liegt.

In der Solling-Formation werden bis zwei Kleinzyklen ausgegliedert (smS, 1 – 2), deren Grenzen allerdings unsicher sind.

Die sehr deutlichen Mächtigkeitsunterschiede zwischen den beiden Regionen sind auf die sehr rasche Subsidenz zurückzuführen, die der Mittelpolnische Trog aufwies. Die hohe Subsidenzrate wurde unter anderem durch frühe halokinetische Bewegungen der Zechsteinsalze bedingt (KRZYWIEC 2000). Die Mächtigkeitsänderungen, die von der Paläogeographie des Beckens und von den Subsidenzraten abhängig waren, wurden auch durch unterschiedliche fazielle Ausbildungen innerhalb der Formationen verursacht. Die tonige Fazies charakterisiert eine geringe Sedimentationsrate, wogegen die kalkige und die sandige Fazies relativ schnell abgelagert wurden. Dadurch können in der gleichen Zeit Kalke oder Sande größere Mächtigkeiten erreichen als Tone. Die Tone wurden auch während der Diagenese am stärksten kompaktiert, was zusätzlich die Mächtigkeit der tonigen Abschnitte reduziert. Ein gutes Beispiel dafür liefert die Detfurth-Formation, die dort die geringste Mächtigkeiten erreichte, wo sie aus einem geringmächtigen Basis-Sandstein und einer tonigen Wechselfolge ohne markanten sandigen oder kalkigen Einschaltungen aufgebaut ist (Bohrungen Hakel 104/105, Środa Wielkopolska IG2/3, Anl. 3).

Die zweite Ursache für die Mächtigkeitsunterschiede stellt die Existenz von Schichtlücken dar. Die deutlichsten Schichtausfälle sind an so genannte Diskordanzen gebunden. Diskordanzen treten an der Basis der Detfurth-Formation (D-Diskordanz), an der Basis der Solling-Formation (H-Diskordanz) und innerhalb der Solling-Formation (S-Diskordanz) auf. Die Schichtlücke am Top der Volpriehausen-Formation, die mit der D-Diskordanz verknüpft ist, ist am deutlichsten im axialen Bereich der Szczecin-Kalisz-Schwelle und dort besonders in ihrem nordwestlichen Teil entwickelt. Sie lässt sich auch in der nördlichen Thüringen-Westbrandenburg-Senke und im Bereich der Ostbrandenburg-Schwelle verfolgen (Anl. 3, Tab. 3).

Die Mächtigkeitsänderungen, die die Detfurth-Formation betreffen, sind entweder, wie oben erwähnt, mit der faziellen Entwicklung, unterschiedlicher Subsidenzrate oder mit der Prä-Solling-Erosion verknüpft. Durch die H-Diskordanz ist die Detfurth-Formation am deutlichsten in der

Bohrung Wegeleben 1h/65, also im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle, gekappt (Anl. 3, Tab. 3). PUFF (1976a) und KOZUR (1983) haben auch an der Basis der Hardeggen-Formation eine Diskordanz postuliert. Es soll der obere tonige Abschnitt der Detfurth-Formation auf der östlichen Ostbrandenburg-Schwelle fehlen. In der vorliegenden Korrelation ließen sich keine bemerkenswerten Schichtausfälle unter der Hardeggen-Formation feststellen. Der obere Teil der Detfurth-Formation im diskutierten Bereich ist in einer kalkigen und mergeligen Fazies ausgebildet, die das Fazies-Äquivalent der tonigen Detfurth-Wechselfolge in Thüringen oder Westbrandenburg darstellt.

Die Hardeggen-Formation wird am stärksten von Schichtausfällen betroffen, die mit der H-Diskordanz verküpft sind. Die Wirkung der H-Diskordanz lässt sich am deutlichsten auf Schwellenbereichen verfolgen, wo stellenweise die Hardeggen-Formation vollständig fehlt (siehe Anl. 3, Tab. 3).

Die Variabilität der Mächtigkeit der Solling-Formation ist auf die Existenz der internen Solling-Diskordanz, aber auch auf starke Fazieswechsel innerhalb der Formation zurückzuführen. Im polnischen Teil des Arbeitsgebiets wurden aber keine eindeutigen Hinweise auf Schichtausfälle in der Solling-Formation gefunden. Die geringsten Mächtigkeiten sind jedoch auf der nördlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle vorhanden, wo schon die Prä-Solling-Erosion stark war (siehe Anl. 3). Das Gebiet war also zur Zeit der Ablagerung des oberen Mittleren Buntsandsteins tektonisch aktiv, wodurch es auch zu Erosion innerhalb der Solling-Formation gekommen sein könnte. Die geringen Mächtigkeiten könnten aber auch auf eine geringe Sedimentzufuhr zurückgeführt werden.

Besonders auffällig ist der Unterschied in der Mächtigkeit der Solling-Formation zwischen den benachbarten Bohrungen Roßleben 6 (25 m) und Halle Süd 1/64 (50 m) (siehe Anl. 3). Die geringe Mächtigkeit in Roßleben 6 ist durch eine längere Sedimentations-Pause während der Ablagerung der Solling-Formation zu erklären. Im Raum der Bohrung Roßleben 6 (Aufschluss Nebra, Anl. 10) sind Bodenhorizonte mit Wurzelspuren (Rhizocretes) vorhanden (GAUPP et al. 1998), die auf eine längere Expositionsdauer hinweisen. Keine derartigen Bildungen sind dagegen im Profil Halle Süd 1/64 enthalten. In diesem Fall lässt sich der Mächtigkeitssprung mit geringer Sedimentation in der Umgebung der Bohrung Roßleben 6 erklären, wogegen im Raum Halle die Sedimentation der Solling-Formation ohne längere Unterbrechungen verlaufen ist.

2.2.3.2 Kleinzyklen

Die Formationen des Mittleren Buntsandsteins stellen nach BOIGK (1959) Sohlbankzyklen dar. Diese sind ihrerseits wiederum kleinzyklisch aufgebaut, was RADZINSKI (1966, 1967a) im südöstlichen Harzvorland detailliert untersucht hat. RADZINSKI hat in der Volpriehausen-Formation

6 Kleinzyklen, in der Detfurth-Formation bis 2 Kleinzyklen, in der Hardeggen-Formation 4 Kleinzyklen und in der Solling-Formation 2 Kleinzyklen ausgegliedert. RADZINSKI & SEIDEL (1997) betonen, dass sich die interne Formationsgliederung gut mit den thüringischen Profilen korrelieren ließe.

Eine andere kleinzyklische Gliederung des Mittleren Buntsandsteins wurde von RÖHLING (1991) und GELUK & RÖHLING (1997) für das nordwestliche Deutschland und Dänemark entwickelt. RÖHLING hat im Gegensatz zu RADZINSKI in der Volpriehausen-Formation oberhalb des Volpriehausen-Sandsteins 15 Kleinzyklen ausgegliedert. Die Hardeggen-Formation ist nach RÖHLING (1991) aus 20 Kleinzyklen aufgebaut, die sich in 5 so genannte „Hardeggen-Abfolgen“ zusammenfassen lassen. Die Detfurth- und Solling-Formationen wurden von RÖHLING nicht zyklisch unterteilt.

In der vorliegenden Arbeit wird auch eine verfeinerte Korrelation des Mittleren Buntsandsteins im Arbeitsgebiet, gestützt auf den kleinzyklischen Aufbau der Formationen, unternommen (siehe Anl. 3, Tab. 4). In den bearbeiteten Profilen werden nur solche Zyklen ausgeschieden, die sich auch überregional korrelieren lassen. Diese Zyklen stellen Sohlbankzyklen dar, d. h. im basalen Teil eines Zyklus kommen gröbere Sedimente als im oberen Teil vor. Die Basis eines Zyklus kann auch durch Kalksteine gebildet werden. Andererseits sind die Zyklen als bestimmte Komplexe zu betrachten, die für die Log-Korrelation geeignet sind (SERRA 1973). Deshalb ist der sohlbankige Aufbau nicht in allen Fällen gut zu erkennen. Die Grenzen der Zyklen werden mit einer Genauigkeit im Meter-Bereich gezogen. Genauere Grenzen wären nur in den Bohrungen zu definieren, in denen vollständige Kernprofile vorhanden sind, die gut mit den Logs übereinstimmen. Dies ist nur in Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 der Fall.

Die interne Gliederung der Volpriehausen-Formation scheint am klarsten zu sein, wie auch RADZINSKI (1966, 1967a) beobachtet hat. In dieser Formation werden 4 korrelierbare Kleinzyklen ausgegliedert (smV, 1 – 4, siehe Tab. 4). Der Kleinzyklus smV, 1 umfasst den Volpriehausen-Sandstein und den unteren tonigen Teil der Volpriehausen-Wechselfolge. In dem diskutierten Profilabschnitt lassen sich jedoch mehrere weitere Kleinzyklen ausgliedern, die aber nicht auf größere Entfernungen zu verfolgen sind. RADZINSKI (1966, 1967a) hat im Volpriehausen-Sandstein und in der unteren Wechselfolge 3 Kleinzyklen erkannt, deren Korrelation jedoch schon in 50 km Entfernung problematisch war (RADZINSKI & SEIDEL 1997). In der zyklostratigraphischen Gliederung von RÖHLING (1991) lässt sich der Kleinzyklus smV, 1 mit dem Volpriehausen-Sandstein und dem 1. und 2. Kleinzyklus der Volpriehausen-Wechselfolge vergleichen (Tab. 4).

	NW Deutschland RÖHLING 1991		E Germ. Becken ROMAN, diese Arbeit	Thüringer Mulde RADZINSKI 1966, 1967a, 1995a RADZINSKI & SEIDEL 1997			
Solling-Fm.	Rote Tonstein-Fazies		2	Chirotherien-Sandstein			
	Solling-Basissandstein		1	Solling-Basissandstein			
Hardegsen-Formation	Abfolge 5	4	?	4	Abfolge 4		
		3					
		2					
		1					
		?					
	Abfolge 4	4		?	3	Abfolge 3	
		3		?			
		2		?			
		1		?			
		?		?			
	Abfolge 3	4		?	2	Abfolge 2	
		3		?			
		2		?			
		1		?			
		?		?			
Abfolge 2	4	?	1	Abfolge 1			
	3	?					
	2	?					
	1	?					
	?	?					
Abfolge 1	4	?	1	Abfolge 1			
	3	?					
	2	?					
	1	?					
	?	?					
Detfurth-Fm.	Detfurth-Wechselfolge		2	Detfurth-Wechselfolge			
	Detfurth-Sandstein	Oberbank	?	1	Oberbank		
		Zwischenmittel			Zwischenmittel	Detfurth-Sandstein	
Unterbank		Unterbank					
Volpriehausen-Formation	V.-Avicula-schichten		4	6	tonig-sandiger Teil	Avicula-Schichten	
	V.-Wechselfolge	tonig-sandige VW	7	3	5		oolithisch-sandiger Teil
			6				
			?				
		sandig-tonig-oolithische VW	5	?	2	4	toniger Teil
			4				
	tonige VW	3	1	1	3	oberer tonig-sandig-oolithischer Teil	
		2					
	V.-Sandstein		1	2	1	unterer toniger Teil	V.-Wechselfolge
	V.-Sandstein		1	1	1	V.-Sandstein	

Tab. 4: Schema der Korrelation der Kleinzyklen im Mittleren Buntsandstein von Nordwestdeutschland, vom östlichen Germanischen Becken und von der Thüringer Mulde. Mächtigkeiten nicht maßstäblich.

Der Kleinzyklus smV, 2 umfasst den oberen Teil der Volpriehausen-Wechselfolge und den untersten Teil der Avicula-Schichten (*sensu* RADZINSKI & SEIDEL 1997) und lässt sich gut mit dem 4. Kleinzyklus von RADZINSKI (1967) korrelieren (Tab. 4). Bemerkenswert bei diesem Zyklus ist eine Zweiteilung in zwei weitere Sohlbankzyklen, die in mehreren Profilen vorkommt (z. B. Halle Süd 1/64, Hakel 104/105, Wriezen 1/82, Kalisz IG1, Konary IG1; siehe Anl. 3). Eine Korrelation des Kleinzyklus smV, 2 mit der RÖHLING'schen Gliederung lässt sich nicht einheitlich verfolgen (Tab. 4). Der beschriebene Zyklus entspricht den Zyklen 3 bis 4 oder 3 bis 5 der Volpriehausen-Wechselfolge nach RÖHLING (1991).

Der dritte Kleinzyklus der Volpriehausen-Formation (smV, 3) umfasst den mittleren Teil der Avicula-Schichten (*sensu* RADZINSKI & SEIDEL 1997) und lässt sich gut mit dem 5. Kleinzyklus von RADZINSKI (1966, 1967a) vergleichen (Tab. 4). Der Zyklus smV, 3 zeigt die geringste Mächtigkeit aller Zyklen der Volpriehausen-Formation. Die Gliederung des Zyklus war auch am problematischsten, insbesondere in den Profilen Brandenburgs (Wriezen 1/82, Luckenwalde 1/80, Burg 10; siehe Anl. 3). Er lässt sich mit den Zyklen 5 – 7 bzw. 6 – 7 der nordwestdeutschen Gliederung korrelieren (RÖHLING 1991; Tab. 4).

Der Kleinzyklus smV, 4 umfasst den obersten Teil der Volpriehausen-Formation. Seine Mächtigkeit schwankt stark infolge der Schichtlücke unter der Detfurth-Formation (D-Diskordanz). In einigen Profilen wird eine Zwei- bis Dreiteilung des Zyklus beobachtet, wobei die Dreiteilung für die Profile im Mittelpolnischen Trog und an seinem Rand besonders charakteristisch ist (Wegeleben 1h/65, Burg 10, Poznań GN1, Witaszyce GN1, Środa Wielkopolska IG2/3, Września IG1, Konary IG1; Anl. 3). Der Zyklus oder sein oberer Teil weist fast in allen Profilen eine Korngrößenzunahme auf (coarsening-upward Tendenz; z. B. Oderberg 1/64, Kali Farsleben 3/85, Witaszyce GN1; Anl. 3). Der beschriebene Zyklus lässt sich mit dem 6. Kleinzyklus nach RADZINSKI (1966, 1967a) korrelieren und umfasst die obersten Avicula-Schichten (*sensu* RADZINSKI & SEIDEL 1997). Der Zyklus smV, 4 kann mit den gesamten, in 8 Kleinzyklen weiter untergliederten Volpriehausen-Aviculaschichten der Gliederung von RÖHLING (1991) verglichen werden (Tab. 4).

Die Detfurth-Formation wird in zwei Kleinzyklen untergliedert (smD, 1 und 2). Der Kleinzyklus smD, 1 umfasst die Unterbank des Detfurth-Sandsteins und das Tonige Zwischenmittel. Die Oberbank des Detfurth-Sandsteins bildet die Basis des Kleinzyklus smD, 2, dessen Top die Detfurth-Wechselfolge und der Detfurth-Ton darstellen (Tab. 4). Eine derartige Zweiteilung prägt den Aufbau der Detfurth-Formation, ist allerdings nicht in allen Profilen klar ausgebildet (z. B. Roßleben 6, Luckenwalde 1/80, Chrzypsko 1, Kalisz IG1; Anl. 3). In den Profilen Hakel 104/105, Luckenwalde 1/80, Poznań GN1 ist die Mächtigkeit des Zyklus smD, 2 deutlich über die des

smD, 1. In Profilen wie z. B. Września IG1 ist die Detfurth-Formation deutlich als ein Sohlbankzyklus aufgebaut (siehe Anl. 3, Abb. 10). Im Profil Konary IG1 lässt sich der Kleinzyklus smD, 2 weiter untergliedern (siehe Anh. 3). RADZINSKI (1966, 1967a) schlug die Möglichkeit eines zweizyklischen Aufbaus der Detfurth-Formation vor. Er hat allerdings in Profilen des südöstlichen Harzvorlandes auch den deutlichen Mächtigkeitsunterschied zwischen den beiden Zyklen beobachtet und aus diesem Grunde auf die weitere zyklische Gliederung der Detfurth-Formation verzichtet. RÖHLING (1991) stellte nur eine nicht zyklische lithostratigraphische Untergliederung der Detfurth-Formation dar (Tab. 4).

Die Gliederung der Hardeggen-Formation wird von RADZINSKI (1966, 1967a, 1995a, b) übernommen, der in der Thüringer Mulde 4 Kleinzyklen (= Abfolgen) erkannt hat (Tab. 4), die sich in diesem Gebiet gut korrelieren lassen (Kleinzyklen smH, 1 – 4). Eine Korrelation mit den anderen Gebieten ist allerdings wegen der Schichtlücken, die fast die gesamte Hardeggen-Formation umfassen können, unmöglich. Erst auf der Ostbrandenburg-Schwelle lassen sich zwei Zyklen unterscheiden, deren Verbindung zu den thüringischen Zyklen aber unklar ist. Die Hardeggen-Formation ist im Mittelpolnischen Trog und an seinem Rand wieder gut ausgebildet (Września IG1, Konary IG1; Anl. 3). In dieser Region werden vier Zyklen ausgegliedert, die aber nicht mit denen aus der Thüringer Mulde korrelierbar sind (Tab. 4). Die Korrelation der Zyklen der Hardeggen-Formation ist nur auf den Korrelations-Strecken möglich, wo in allen Profilen die Hardeggen-Formation ununterbrochen vorhanden ist. Im nordwestlichen Deutschland hat RÖHLING (1991) die Hardeggen-Formation in 5 Abfolgen gegliedert, die aus insgesamt 20 Kleinzyklen aufgebaut sind (Tab. 4). Die Korrelation dieser Zyklen mit denen der Thüringer Mulde ist derzeit noch unklar.

Die Solling-Formation ist in den meisten Profilen aus 2 Kleinzyklen aufgebaut. Der erste Zyklus (smS, 1) umfasst den Basissandstein der Formation und den darüberfolgenden tonigen Abschnitt. Der Kleinzyklus smS, 2 ist aus dem oberen Sandstein und dem Tonstein aufgebaut (Tab. 4). Der Kleinzyklus smS, 1 lässt sich in der Thüringer Mulde mit dem Solling-Basissandstein und den Tonigen Zwischenschichten vergleichen. Der Zyklus smS, 2 umfasst den Chirotherien-Sandstein und die Tonigen Grenzschichten. Obwohl die Zweiteilung der Solling-Formation deutlich in den bearbeiteten Profilen dominiert, bleibt die Korrelation der einzelnen Zyklen unklar. Als Ursachen kommen die fazielle Ausbildung der Formation und die eventuelle Anwesenheit einer internen Solling-Diskordanz (RETTIG 1996) in Betracht. Allein in dem kleinen Gebiet des südöstlichen Harzvorlandes wurde eine deutlich ausgeprägte Faziesvariabilität der Solling-Formation beobachtet (RADZINSKI 1966, 1967a). In diesem Raum ist die Solling-Formation in fluviatiler Fazies ausgebildet, in der die Sandsteine in Form von Rinnenkörpern vorkommen. Die räumliche Verhältnisse der einzelnen Rinnen lassen sich nicht aus der relativ weit entfernten Bohrprofilen

interpretieren. Die Rinnen-Sandsteine können also nur einen nicht- oder nur quasi-korrelierbaren Horizont bilden. Die Position des oberen Sandstein-Horizontes in dem Profil der Solling-Formation variiert deutlich (Tab. 4, Anl. 3), besonders im Raum der Ostbrandenburg-Schwelle und der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle. Dies lässt vermuten, dass die Basis des Zyklus smS, 2 stark diachron ist. RADZINSKI (1966, 1967a, 1995a, für das südöstliche Harzvorland) und RÖHLING (1991, für das nordwestliche Deutschland) haben auf die zyklische Gliederung der Solling-Formation verzichtet (Tab. 4).

2.2.4 Korrelation der deutschen und polnischen Lithostratigraphie

Eine erste Korrelation der polnischen Stratigraphie mit der deutschen Gliederung wurde schon von PUFF (1976a) und ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977, 1984) vorgeschlagen. Beide Autoren haben die Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 bearbeitet. Später hat SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1979) und SZYPERKO-TELLER (1982) Profile des nördlichen Polens mit denen der nördlichen DDR verglichen, wogegen FUGLEWICZ (1979) die deutsche Stratigraphie mit seiner Gliederung des Mittleren Buntsandsteins der Bohrung Otyń IG1 in der südwestlichen Vorsudetischen Monoklinale korreliert hat. HAUBOLD (1983) hat eine Korrelation des Mittleren Buntsandsteins des Heilig-Kreuz-Gebirges mit den deutschen Formationen vorgeschlagen. Die bisherigen Korrelationen zwischen der deutschen und der polnischen Lithostratigraphie sind in Tab. 5 dargestellt.

Nach den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit ergeben sich im Arbeitsgebiet drei Möglichkeiten einer Korrelation zwischen der deutschen und polnischen Lithostratigraphie. Die erste Korrelation wird im westlichen Polen bestimmt (z. B. Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1; siehe Abb. 11) und folgt im wesentlichen PUFF (1976a) und ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977). Die untere Pommern-Formation entspricht hier der Volpriehausen-Formation; die obere Pommern-Formation kann mit der Detfurth-Formation korreliert werden. Das Äquivalent der Hardeggen-Formation stellt die Połczyn-Formation dar, die in mehreren Profilen vollständig fehlt. Die Solling-Formation ist mit dem basalen Röt korrelierbar, das als detritische „Schichten unter den Evaporiten“ ausgebildet ist.

Die zweite Korrelation lässt sich im zentralen Polen ableiten (z. B. Bohrung Kalisz IG1, siehe Abb. 11). In diesem Raum entspricht die Volpriehausen-Formation der unteren Pommern-Formation und dem basalen Teil der oberen Pommern-Formation. Der restliche Teil der Pommern-Formation und die unterste Połczyn-Formation werden mit der Detfurth-Formation korreliert. Die Hardeggen-Formation lässt sich mit dem größten, mittleren Teil der Połczyn-Formation korrelieren, wobei die oberste Połczyn-Formation und die „Schichten unter den Evaporiten“ des basalen Röts der Solling-Formation entsprechen.

Polnisches Tiefland			
SZYPERKO-TELLER 1982 WAGNER 1991		SZYPERKO-SŁIWICZYŃSKA 1979	
OBERER B. - RÖT	Barwice-Fm.	Szczecin-Mb.	Röt
		Czaplinek-Tonstein-Mb.	
MITTLERER B.	Połczyn-Fm.	Swidwin-Mb.	Solling-Fm.
		Kołobrzeg-Mb.	Hardeggen-Fm.
	Pommern-Fm.	Trzebiatów-Mb.	Detfurth-Fm.
		Drawsko-Sandstein-Mb.	Volpriehausen-Fm.
UNTERER BUNTSANDSTEIN	Baltik-Fm.	<i>keine Korrelation</i>	
ZECHSTEIN			

Vorsudetische Monoklinale					
SOKOŁOWSKI 1967 SZYPERKO-SŁIWICZYŃSKA 1979		PUFF 1976a, ORL.-ZW.* 1977	FUGLEWICZ 1979		
OBERER B.	11-1	Röt	MERIDIONALES MEGAZ.		
				Schichten über den Gipsen	Röt
MITTLERER B.	12	Solling-Fm.	MERIDIONALES MEGAZ.		
				glimmerführende -Serie	obere Gips-Schichten
	13	Hardeggen-Fm.		Sch. zwischen den Gipsen	Röt
				siltige-Serie	
	14	Detfurth-Fm.		untere Gips-Sch.	Solling-Fm.
				siltig-sandige -Serie	
15	Volpriehausen-Fm.	kalkig-oolitisch-dolomitische-Serie	Volpriehausen-Fm.		
		sandig-dolomitische -Serie		obere Oolith-Schichten	
16	keine Korrelation	rosa sandige -Serie	BOREALES MEGAZYKLOTHEM		
		Schichten zwischen den Oolithen		Volpriehausen-Fm.	
17	keine Korrelation	untere Oolith-Schichten	unterer Buntsandstein		
		kalkig-oolithische -Serie		Schichten unter den Oolithen	
18	keine Korrelation	rote tonig-sandige -Serie	unterer Buntsandstein		
		bunte tonig-sandige -Serie		Schichten unter den Oolithen	
19	keine Korrelation	bunte sandig-tonige -Serie	unterer Buntsandstein		
		obere rote Tonsteine		Schichten unter den Oolithen	
20	keine Korrelation	obere rote Tonsteine	unterer Buntsandstein		
		obere rote Tonsteine		Schichten unter den Oolithen	
21	keine Korrelation	obere rote Tonsteine	unterer Buntsandstein		
		obere rote Tonsteine		Schichten unter den Oolithen	
ZECHST.	1 ₃ ?	obere rote Tonsteine	unterer Buntsandstein		

Heilig-Kreuz-Gebirge				
SENKOWICZOWA 1970, MADER & RDZANEK 1985		HAUBOLD 1983		
OBERER B.	östlicher Teil	Krynki-Schichten	Röt	
		Dolejów-Schichten		
MITTLERER B.	westlicher Teil	Wilczkowice-Schichten	Röt	
		Gips-Schichten II		
	Solling-Fm.	Solling-Fm.	Młodzewy-Schichten	Solling-Fm.
			Sch. zwischen d. Gipsen	
	Hardeggen-Fm.	Hardeggen-Fm.	Wąchock-Schichten	Hardeggen-Fm.
			Gips-Schichten I	
Detfurth-Fm.	Detfurth-Fm.	Radoszyce-Schichten	Detfurth-Fm.	
		pseudoolithische Schichten		
Volpriehausen-Fm.	Volpriehausen-Fm.	Hieroglyphen-Schichten	Volpriehausen-Fm.	
		Labyrinthodonten-Schichten		
keine Korrelation	keine Korrelation	Gervilleia-Schichten	keine Korrelation	
		Tumlin-Sch.		
keine Korrelation	keine Korrelation	Czerwona Góra-Schichten	keine Korrelation	
		Zagnańsk-Schichten		
keine Korrelation	keine Korrelation	Übergangs-Schichten	keine Korrelation	
		Übergangs-Schichten		

Tab. 5: Polnische Lithostratigraphie des Buntsandsteins inklusive bisherigen Korrelationen mit der deutschen Gliederung.

* ORLOWSKA-ZWOLIŃSKA

Die dritte Korrelation basiert auf der Faziesentwicklung im zentralen und nördlichen Polen (Bohrung Konary IG1, siehe Abb. 11). Die gesamte Pommern-Formation entspricht der Volpriehausen-Formation während die Połczyn-Formation mit der Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Formation korreliert wird. Die Solling-Formation lässt sich genauer mit dem Świdwin-Member (obere Połczyn-Formation) korrelieren. SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1979) hat die Profile des nordwestlichen Polens ähnlich korreliert.

Die signifikanten Schichtausfälle, die mit der D- und H-Diskordanz verknüpft sind, sind in allen drei Schemata an die Basis der Detfurth- und der Solling-Formation gebunden (siehe Abb. 11).

Die drei Korrelationsmöglichkeiten können bestimmten paläogeographischen Positionen im

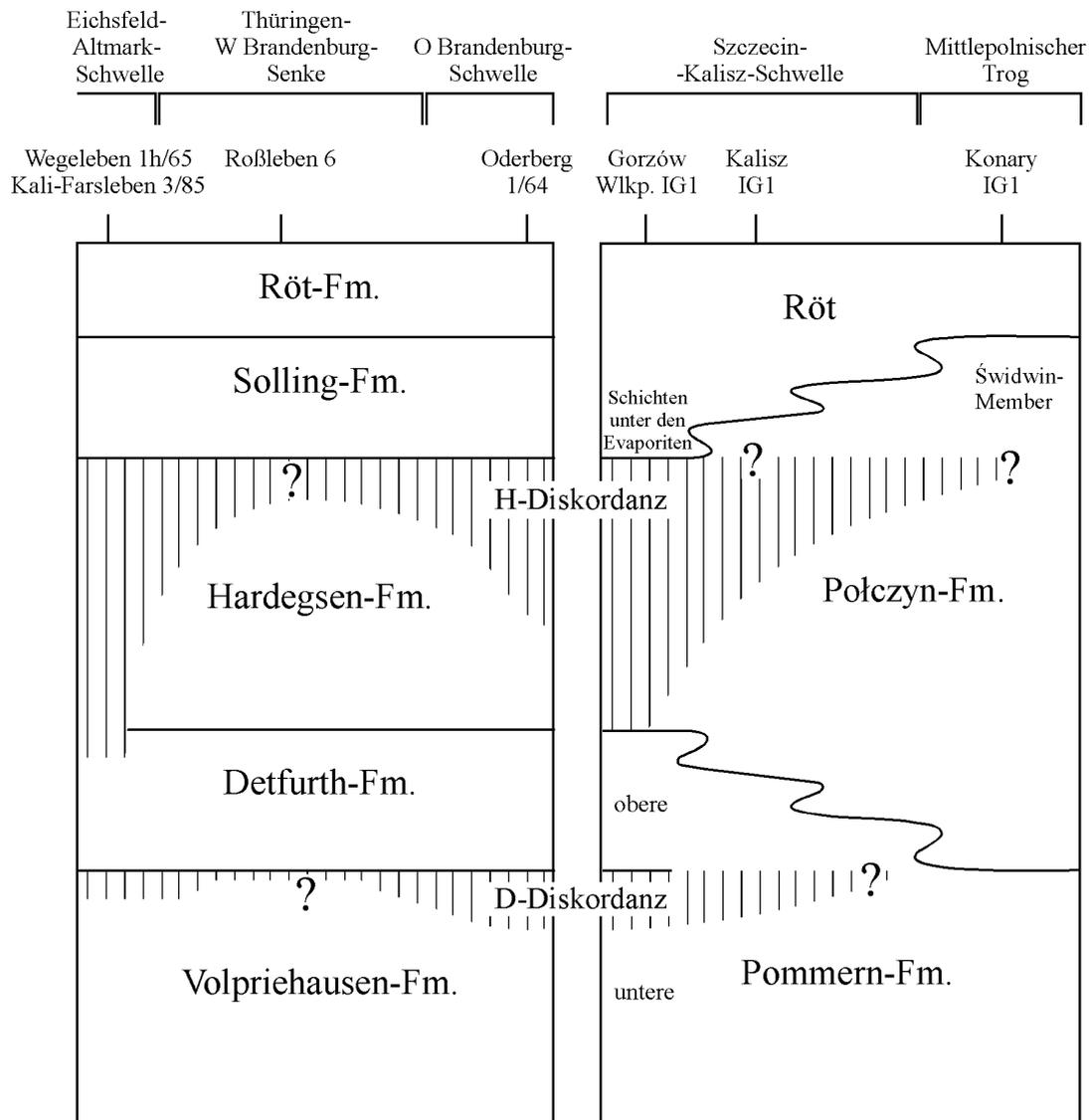


Abb. 11: Schema der Korrelation der deutschen und polnischen Lithostratigraphie des Mittleren Buntsandsteins. Mächtigkeiten nicht maßstäblich. Lage der Bohrungen siehe Abb. 8, detaillierte Korrelation siehe Anl. 3.

Becken des Mittleren Buntsandsteins zugeordnet werden. Die erste Korrelation charakterisiert die Lage im nordwestlichen Teil der Szczecin-Kalisz-Schwelle, wo die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins am geringsten ist, wogegen die dritte den schnell subsidierenden Mittelpolnischen Trog charakterisiert. Die zweite Korrelation ist in den Profilen der südöstlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle und der Übergangszone zwischen den beiden großen Strukturen verwirklicht (Abb. 11). Es lässt sich nachvollziehen, dass die Połczyn-Formation in der Richtung des Mittelpolnischen Troges immer größere Abschnitte des Profils des Mittleren Buntsandsteins umfasst. Eine starke Diachronie der Grenze zwischen der Pommern- und Połczyn-Formation wurde schon von SZYPERKO-TELLER (1997b) deutlich postuliert. Die Diachronie der gesamten Połczyn-Formation, deren Sedimentation im Beckenzentrum, also im Mittelpolnischen Trog, länger gedauert hat als an den Beckenrändern, wurde durch magnetostratigraphische Untersuchungen bestätigt (NAWROCKI in KRZYWIEC 2000 und mündl. Mitt.). Auch die lithostratigraphische Korrelation mit den deutschen Formationen belegt die Diachronie der polnischen Formationen. Andererseits bestätigt diese Korrelation die quasi-isochronen Grenzen der deutschen Lithostratigraphie, die sich aus dem zyklischen Aufbau der Sedimente ableitete (BOIGK 1959).

3 Chronostratigraphie

Die Chronostratigraphie des Buntsandsteins beruht auf zwei Methoden: Biostratigraphie und Magnetostratigraphie. Für die biostratigraphischen Gliederungen des Buntsandsteins am besten geeignet sind: Miosporen, Megasporen und Conchostracen (ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1977, 1984, REITZ 1985, 1988, FUGLEWICZ 1980, KOZUR & SEIDEL 1983 a, b, ECKE 1986, MARCINKIEWICZ 1976, 1992, KOZUR 1983, 1999). Eine magnetostratigraphische Gliederung für den gesamten Buntsandstein wurde von MENNING (1995) und NAWROCKI (1997) vorgeschlagen. SZURLIES (2001) hat eine detaillierte Magnetostratigraphie des Unteren Buntsandsteins durchgeführt. Um die chronostratigraphische Einstufung des Buntsandsteins durchzuführen, wurden die Ergebnisse der biostratigraphischen Untersuchungen von ihren Autoren mit gut datierten Profilen korreliert. Die magnetostratigraphischen Ergebnisse wurden mit Daten aus anderen Regionen der Welt verglichen (NAWROCKI 1997, SZURLIES 2001).

3.1 Unterer Buntsandstein

Nach den meisten biostratigraphischen Untersuchungen wurde der Untere Buntsandstein ins oberste Perm bis Untere Trias (Griesbach oder frühestens Diener) eingestuft (KOZUR & SEIDEL 1983b, ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1984, ECKE 1986, REITZ 1988, MARCINKIEWICZ 1992, KOZUR 1983). FUGLEWICZ (1980) hat ein permisches Alter für den gesamten Unteren Buntsandstein postuliert, was allerdings in den späteren Arbeiten kritisch diskutiert wurde (ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1984, MARCINKIEWICZ 1992). Die Datierung nach Conchostracen von KOZUR (1983, 1999) führt zu dem Ergebniss, dass der Untere Buntsandstein in der Zeit vom spätesten Perm bis zum frühesten Olenek abgelagert wurde. Die Dauer der Sedimentation des Unteren Buntsandsteins lässt sich von der Korrelation mit der chronostratigraphischen Skala von GRADSTEIN et al. (1994) abschätzen und betrug ca. 2 Millionen Jahre.

Magnetostratigraphische Untersuchungen des Unteren Buntsandsteins wurde sowohl in Polen als auch in Deutschland durchgeführt (NAWROCKI 1997, SZURLIES et al. 2000, SZURLIES 2001, Abb. 12). NAWROCKI (1997) hat die Ablagerung des Unteren Buntsandsteins als Griesbach datiert.

Ergebnisse aus beiden Ländern zeigen, dass im Unteren Buntsandstein drei normale Zonen (Tb n1, Tb n2, Tb n3 in NAWROCKI 1997 und s n1, s n2, s n3 in SZURLIES 2001) und drei inverse Zonen vorkommen (Tb r1, Tb r2, Tb r3 in NAWROCKI 1997 und s r1, s r2, s r3 in SZURLIES et al. 2000). Keine Umpolung ist an eine bedeutende lithostratigraphische Grenze gekoppelt. Die Grenze Zechstein/Buntsandstein (im Sinne der deutschen Stratigraphie) liegt im unteren Teil einer normalen Zone (von NAWROCKI als Tb n1 und von SZURLIES als s n1 bezeichnet; Abb. 12). Die Grenze zwischen dem Unteren und Mittleren Buntsandstein liegt innerhalb einer inversen Zone

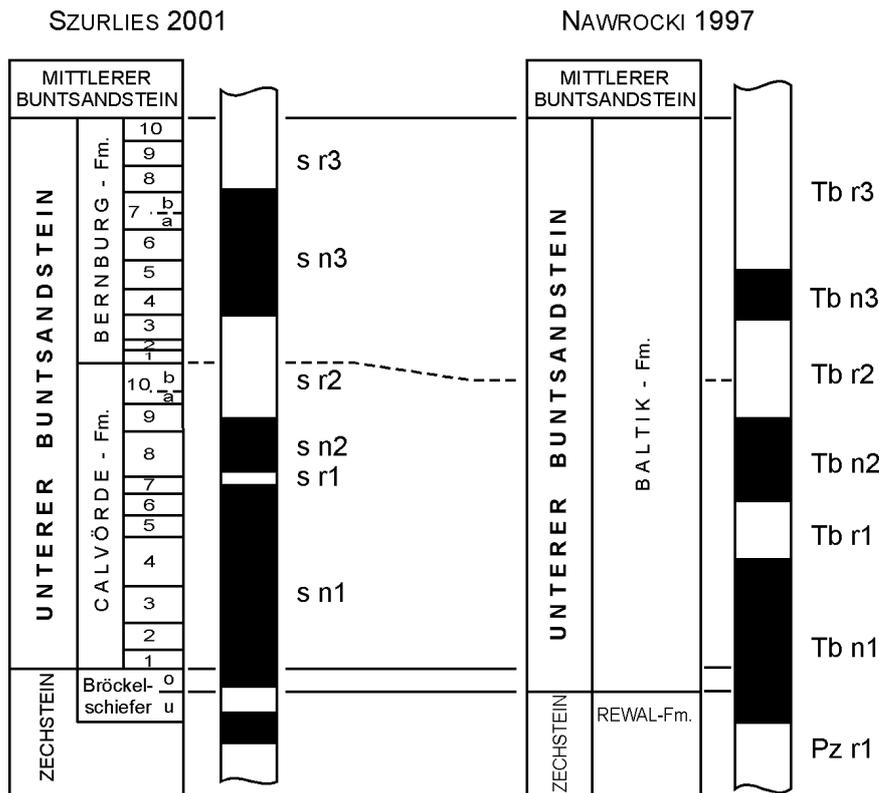


Abb. 12:
Magnetostratigraphie
des Unteren
Buntsandsteins im
östlichen Teil des
Germanischen Beckens
aus dem deutschen
(SZURLIES et al. 2000,
SZURLIES 2001) und
polnischen Beckenteil
(NAWROCKI 1997).
Korrelation der
Formationsgrenzen
nach der vorliegenden
Arbeit.

(Tb r3 bzw. s r3). Das Schema von SZURLIES (2001) ist in eine sehr detaillierte lithostratigraphische Gliederung eingebunden, wogegen in Polen noch keine derartige Gliederung existierte (Abb. 12). Erst in der vorliegenden Arbeit wurde eine hochauflösende Lithostratigraphie des Unteren Buntsandsteins Polens erarbeitet (siehe Abb. 6, Anl. 2). Die magnetostratigraphischen Daten stammen allerdings aus Bohrprofilen, die weit südlich oder nördlich der dargestellten Korrelationslinie liegen, was ihre Anbindung an die detaillierte Lithostratigraphie erschwert (siehe NAWROCKI 1997). Zusätzliche Probleme verursachte auch die relativ stark sandige Fazies des Unteren Buntsandsteins am südlichen Rand des Beckens, wo die vollständigsten Ergebnisse der Magnetostratigraphie erreicht wurden (NAWROCKI 1997). In einer derartigen Fazies ist eine Gliederung in Kleinzyklen praktisch unmöglich. Deshalb ist es nur gelungen, eine grobe Einpassung der Grenze Calvörde-/Bernburg-Formation in die Magnetostratigraphie von NAWROCKI durchzuführen. Diese Grenze liegt innerhalb der inversen Zone Tb r2, was mit den Ergebnissen von SZURLIES gut übereinstimmt (Abb. 12). Der markanteste Unterschied in beiden magnetostratigraphischen Gliederungen zeigt sich in der Lage und Dauer der obersten Zone der normalen Magnetisierung des Unteren Buntsandsteins (Tb n3, s n3). Die Basis dieser Zone liegt sowohl bei NAWROCKI als auch bei SZURLIES im unteren Viertel der Bernburg-Formation. Die Obergrenze liegt allerdings bei den polnischen Ergebnissen deutlich tiefer als in den deutschen. Die Zone s n3 ist wesentlich länger als die Zone Tb n3 (Abb. 12). Dies kann unterschiedlich interpretiert werden. Die Ergebnisse von SZURLIES stammen aus einem Gebiet, wo in der Bernburg-Formation eine starke oolithische Sedimentation stattgefunden hat. Die Ablagerung der Ooid-Barren erfolgt relativ schnell. Es entstehen also in relativ kurzer Zeit Sedimente großer

Mächtigkeit, was eine Entstehung einer langen magnetostratigraphischen Zone verursachen kann. In Polen wurden keine bedeutenden Oolithlagen in dieser stratigraphischen Position festgestellt. Die uneinheitliche Lage der Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein gegenüber der letzten Umpolung im Unteren Buntsandstein kann auf eine tiefer eingreifende V-Diskordanz im deutschen Teil des Beckens hinweisen. Es kann aber auch bedeuten, dass diese Grenze stark diachron verläuft, was allerdings im Widerspruch zu den Ergebnissen hinsichtlich aller früher diskutierten Grenzen stehen würde. Die unterschiedlichen Ergebnisse aus dem deutschen und polnischen Teilbecken können auch auf die verschiedene Qualität der untersuchten Proben zurückgeführt werden (SZURLIES, mündl. Mitt.). Nach SZURLIES et al. (2000) und SZURLIES (2001) ist die Umpolung s_{r2}/s_{n3} an die Grenze der Kleinzyklen $suB, 3/4$ gebunden. Die Umpolung s_{n3}/s_{r3} tritt ungefähr an der Grenze der Kleinzyklen $suB, 7/8$ auf (Abb. 12). Dies ist ein starkes Argument für die Isochronie oder zumindest quasi-Isochronie der einzelnen Zyklengrenzen und Formationsgrenzen.

3.2 Mittlerer Buntsandstein

Die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein wurde nach den biostratigraphischen Untersuchungen von mehreren Autoren etwa an der Grenze Griesbach/Diener festgelegt (ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1977, 1984, REITZ 1985). Zu anderen Ergebnissen führte die Conchostracen-Biostratigraphie (KOZUR 1999), wonach die Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein erst im frühesten Smith ist. Megasporen lassen eine Position dieser Grenze im Indus zu, was der Datierung an der Griesbach/Diener-Grenze nicht widerspricht (KOZUR & SEIDEL 1983b, MARCINKIEWICZ 1992; Abb. 13).

Die Volpriehausen-Formation wurde in den meisten Arbeiten dem Diener zugeordnet. Allerdings wurde nach Conchostracen (KOZUR 1999) und späteren Miosporen-Untersuchungen von ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1984) das Alter der Formation als frühes Smith bestimmt (Abb. 13).

Das Alter der Detfurth-Formation ist das am meisten umstritten. Nach früheren Miosporen-Funden von ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977) und der magnetostratigraphischen Gliederung von MENNING (1995) sollte die Formation im späten Diener abgelagert worden sein. Ins frühe Smith wurde die Detfurth-Formation von REITZ (1985), ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1984), KOZUR & SEIDEL (1983b) und NAWROCKI (1997) datiert. Conchostracen-Funde von KOZUR (1999) weisen auf die Zeit um die Grenze Smith/Spath hin (Abb. 13).

Die Hardeggen-Formation wurde relativ einheitlich in das Smith gelegt. KOZUR & SEIDEL (1983b) und KOZUR (1999) haben nach Megasporen und Conchostracen frühes Spath postuliert (Abb. 13).

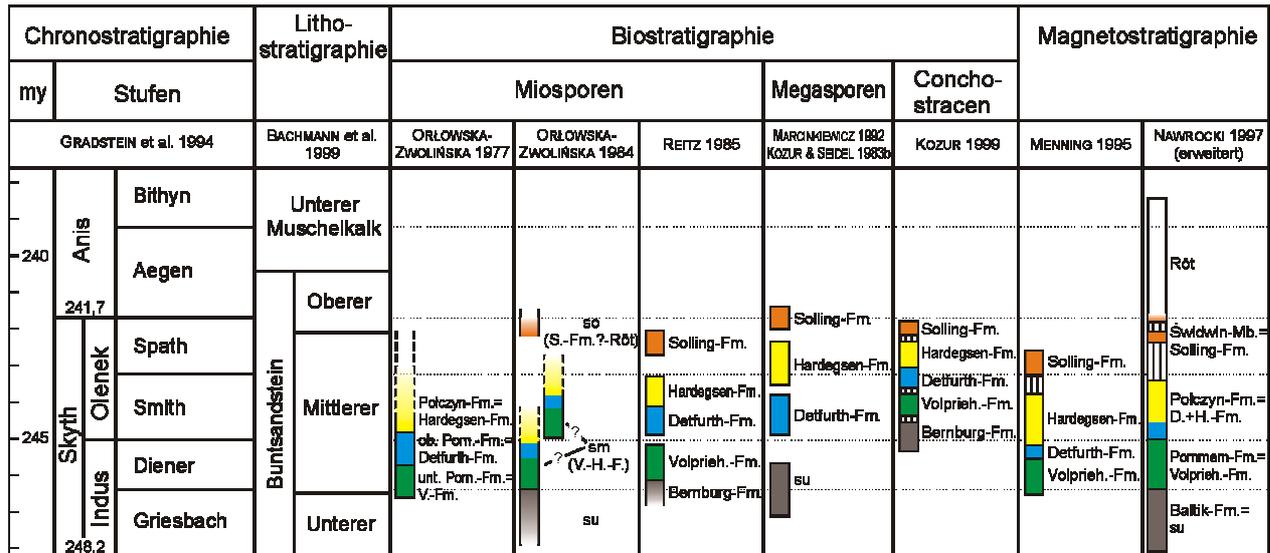


Abb. 13: Zusammenstellung der Datierungen der Formationen des Mittleren Buntsandsteins mit biostratigraphischen und magnetostatigraphischen Methoden. ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977) und NAWROCKI (1997) mit Namen der polnischen stratigraphischen Einheiten. Schraffierte Kästchen: in den Arbeiten diskutierte Schichtlücken.

Die Solling-Formation wurde, sowohl nach den bisherigen Ergebnissen der Bio- als auch der Magnetostatigraphie, im Spath sedimentiert. ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1984), KOZUR & SEIDEL (1983b), KOZUR (1999) und NAWROCKI (1997) interpretierten das Alter der Formation als spätes Spath, wogegen MENNING (1995) frühes Spath postulierte (Abb. 13).

KOZUR (1999) datierte als einziger die V-Diskordanz und die D-Diskordanz entsprechend auf frühes und auf spätes Smith. MENNING (1995), NAWROCKI (1997) und KOZUR (1999) bestimmten auch den Zeitabschnitt, in dem die Erosion der H-Diskordanz stattgefunden haben soll. Nach MENNING umfasst die Schichtlücke das späteste Smith, nach NAWROCKI das frühe Spath und möglicherweise auch das späteste Smith. Nach KOZUR setzte die Sedimentation im späten Spath aus. Nach NAWROCKI (1997) lässt sich vor der Sedimentation des Röt im spätesten Spath eine weitere Schichtlücke identifizieren. Es besteht die Möglichkeit, dass diese Schichtlücke mit der S-Diskordanz (RETTIG 1996) an der Basis des Chirotherien-Sandsteins, also innerhalb der Solling-Formation, korreliert werden könnte.

Der Vergleich der oben dargestellten chronostratigraphischen Ergebnisse mit der Zeitskala von GRADSTEIN et al. (1994) lässt eine Abschätzung der Dauer des Mittleren Buntsandsteins zu. Nach der magnetostatigraphischen Datierung von NAWROCKI (1997) hat der Mittlere Buntsandstein eine Dauer zwischen 4,7 – 5 Ma. Zu ähnlichen Ergebnissen führten die Daten der Miosporen-Stratigraphie von REITZ (1985) und der Megasporen-Untersuchungen von KOZUR & SEIDEL (1983b) und MARCINKIEWICZ (1992). Nach den ersten Ergebnissen lässt sich die Zeit auf 4,2 Ma,

nach den zweiten auf 4,3 Ma abschätzen. Nach Miosporen-Untersuchungen von ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977, 1984) hat die Sedimentation des Mittleren Buntsandsteins etwa 3,3 – 4,7 Ma gedauert. Auf eine Dauer von 3,9 Ma lassen die Ergebnisse von MENNING (1995) schließen, wogegen man nach KOZUR (1999) lediglich auf 1,7 Ma kommt. Die Ergebnisse der Conchostracen-Untersuchungen weichen am stärksten von allen anderen ab.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Mehrzahl der Untersuchungen auf eine Dauer von 4 – 5 Ma Jahren für den Mittleren Buntsandstein hinweist.

Das Problem der Isochronie oder Diachronie der Formationsgrenzen des Mittleren Buntsandsteins konnte bisher mit der Hilfe der Biostratigraphie und der Magnetostratigraphie nicht eindeutig gelöst werden. Die Auflösung der bisherigen Biostratigraphie ist zu grob, um eine Überprüfung der einzelnen Grenzziehungen zu ermöglichen. In terrestrischen Ablagerungen, wie dem überwiegenden Teil des Buntsandsteins, führte bisher die Magnetostratigraphie zu den detailliertesten Ergebnissen. Bei der Magnetostratigraphie der Trias besteht allerdings das Problem, dass noch keine detaillierte und verlässliche magnetostratigraphische Weltkala für das frühe Mesozoikum erstellt wurde. Mehrere Schichtlücken, die besonders für den Mittleren Buntsandstein charakteristisch sind, erschweren darüber hinaus die magnetostratigraphischen Korrelationen. Im östlichen Teil des germanischen Beckens wurde die Magnetostratigraphie des Mittleren Buntsandsteins nur an einigen Profilen aus Polen durchgeführt (NAWROCKI 1997, NAWROCKI in KRZYWIEC 2000). Dies ist für eine Überprüfung der diskutierten Grenzen noch unzureichend, obwohl NAWROCKI (1997) für den polnischen Teil des Beckens einen isochronen Verlauf der Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein postuliert.

Die oben diskutierten Ergebnisse der Biostratigraphie (Abb. 13) und die magnetostratigraphischen Ergebnisse von NAWROCKI (1997) und SZURLIES (2001) weisen aber darauf hin, dass die einzelnen Formationen sowohl des Unteren als auch des Mittleren Buntsandsteins relativ zeitgleich im östlichen Teil des Buntsandsteinbeckens abgelagert wurden.

4 Fazies und zyklische Sedimentation

4.1 Unterer Buntsandstein

Die Sedimente des Unteren Buntsandsteins wurden in einem lakustrinen Milieu abgelagert. In diesem Kapitel werden Fazies und sedimentäre Zyklen beschrieben, die in den beiden Formationen des Unteren Buntsandsteins beobachtet werden können sowie spezifische Verhältnisse, die in der obersten Bernburg-Formation in der Fazies der Dolomitischen Sandsteine vorkommen.

4.1.1 Fazies

Die Sedimente des Unteren Buntsandsteins sind aus drei Hauptfazies aufgebaut: tonige Fazies, oolithische Fazies und sandige Fazies.

Tonige Fazies

Die Fazies ist aus einer Wechsellagerung von Ton- und Siltsteinen mit niedrigem Anteil an sehr feinen Sandsteinen aufgebaut (Taf. 1, Fig. 2). Die einzelnen Lithologien sind gut voneinander getrennt (Heterolithe). Wellen- und Linsenschichtung ist charakteristisch. In den Sedimenten treten Mikrozyklen im Zentimeterbereich auf. Ein Mikrozyklus beginnt mit einer schwach erosiven Basis. Den basalen Teil bilden Siltsteine oder feine Sandsteine, oft mit Wellen- oder Strömungsrippeln, die graduell in Tonsteine übergehen. In mächtigeren (3 – 5 cm) Silt- oder Sandsteinschichten sind auch Tongallen vorhanden (Taf. 1, Fig. 3).

In den Sedimenten treten oft Trockenrisse und Gips- bzw. Anhydritknollen auf (Taf. 1, Fig. 3). Die Trockenrisse sind meist einige Millimeter bis einige Zentimeter groß.

Im Profil Września IG1 sind besonders große Trockenrisse zu beobachten, die bis 45 cm tief und einige Zentimeter breit sind (Taf. 1, Fig. 2). Sie werden nach unten immer schmaler und durchschneiden mehrere Schichten, die sowohl aus Ton- als auch aus Silt- und Feinsandstein gebildet sind. Die Risse sind mit Siltstein und sehr feinem Sandstein gefüllt, der oft scharfkantige Tongallen führt.

Vereinzelt tritt Bioturbation in der tonigen Fazies auf; Conchostracen sind relativ häufig.

Die Fazies ist in einem flachen, sehr weiten, relieflosen Becken mit sehr einheitlichen Ablagerungsbedingungen entstanden. Das Becken war zeitweise mit Wasser bedeckt und trocknete immer wieder aus. Die Sedimente wurden in einem Milieu niedriger Energie bei nur schwachen Strömungen und Wellenbewegungen abgelagert. Das Material wurde zyklisch in das Becken

hereintransportiert. Das relativ seltene Auftreten von Bioturbation und die Evaporitknollen weisen auf eine erhöhte Salinität hin (brackisch, mesohalin), dem das Auftreten von Conchostracen nicht widerspricht (WEBB 1979, BACKHAUS 1996).

Die tiefen Risse werden als Trockenrisse interpretiert. Sie weisen auf eine relativ längere Expositionszeit hin, die während einer sehr trockenen Saisons stattgefunden hat. Während einer folgenden feuchten Periode kam es zur Füllung der Risse mit feinklastischem Material und Brocken von ausgetrockneten, oberflächlichen erodierten Tonschichten.

Ein anderer Typ der tonigen Fazies wird durch massigen Ton-Siltsteine gebildet. Diese Fazies ist von bröckeligen, rotbraunen, schlecht sortierten siltigen Tonsteinen oder Siltsteinen mit gelegentlichem Auftreten von Gips-, Anhydrit- und Dolomitknollen geprägt (Taf. 1, Fig. 1). Sie wurde in einem austrocknendem See abgelagert, der den Charakter einer Playa oder einer kontinentalen Sabkha hatte (siehe PIENKOWSKI 1991). Die Entschichtung des Gesteins ist möglicherweise auf Haloturbation zurückzuführen.

Oolithische Fazies

Die Fazies wird durch oolithische Kalksteine oder Kalksandsteine gebildet. Die Ooide erreichen einen Durchmesser von 0,2 – 3,5 mm (USDOWSKI 1962; Taf. 1, Fig. 5, 6). Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten beträgt einige Zentimeter bis einige Meter (Taf. 1, Fig. 4). Am Top der Oolithlagen treten oft Stromatolithe auf.

Die oolithische Fazies entstand im Randbereich des Beckens in flachen, hochenergetischen, wahrscheinlich an Kalziumkarbonat übersättigten Gewässern in Form von Ooidbarren (USDOWSKI 1962, PAUL 1999). Die Ooide konnten auch großflächig in zentralen Bereichen sehr flacher Seen sedimentieren. Solche flächige Bildungen waren für Schwellen-Bereiche des Buntsandsteinbeckens charakteristisch (z. B. Eichsfeld-Altmark-Schwelle; siehe auch Kapitel 6.1.2).

Sandige Fazies

Die Sandsteine des Unteren Buntsandsteins sind meist fein- bis mittelkörnig, gut sortiert, rot, grau oder weiß gefärbt und oft schräggeschichtet. In einzelnen Fällen ist ein karbonatisches Bindemittel zu beobachten. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten beträgt einige cm bis 10-er cm. Der Anteil an der sandigen Fazies nimmt in Richtung auf die Beckenränder zu. Dort treten zunehmend auch größere Sandsteine auf.

Eine fazielle Sonderstellung nehmen die so genannten „Dolomitischen Sandsteine“ des südöstlichen Harzvorlandes ein (Taf. 2, Fig. 1 – 3), die weiter im Kapitel 4.1.2.2 detailliert

beschrieben werden. Eine ähnliche Fazies ist in der südlichen Vorsudetischen Monoklinale ausgebildet (SOKOŁOWSKI 1967).

Die Sandsteine wurden in Systemen von verflochtenen Flüssen auf einer Flussebene (braidplain) abgelagert (SZURLIES 1997, 2001). Die Dolomitischen Sandsteine werden von VOIGT & GAUPP (2000) als Küstensedimente interpretiert, die in der Übergangszone zwischen der sandigen Küste und Ooidbarren sedimentiert wurden.

4.1.2 Zyklizität

4.1.2.1 Calvörde und Bernburg-Formation

Kleinzyklen

Die typischen Kleinzyklen des Unteren Buntsandsteins wurden im Detail von RÖHLING (1991, 1993) und SZURLIES (1997, 2001) untersucht.

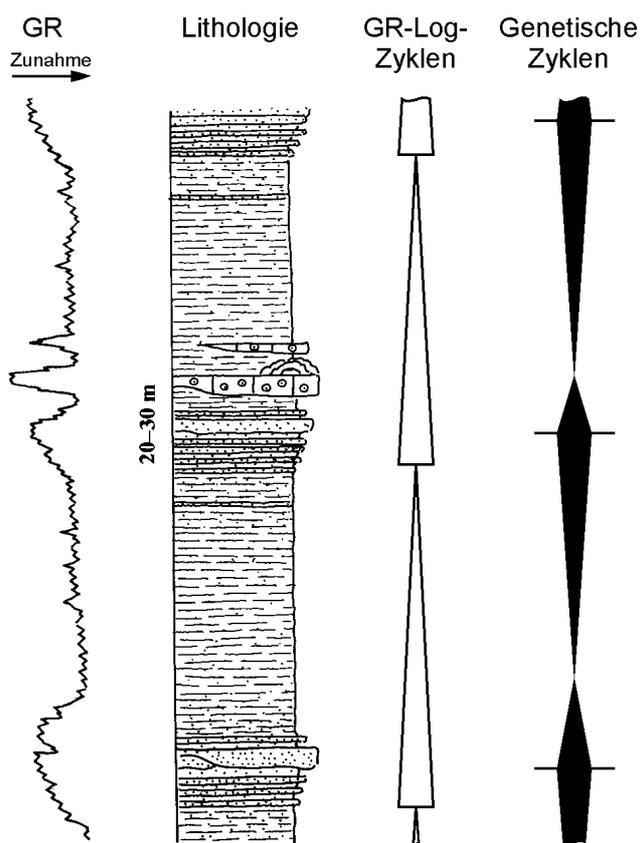


Abb. 14: Kleinzyklus des Unteren Buntsandsteins mit stratigraphischer und genetischer Interpretation im lakustrinen Milieu. Weitere Erläuterungen im Text. Nach BACHMANN (pers. Mitt.), BACHMANN et al. (2001) und SZURLIES (1997, 2001, 2002).

Nach SZURLIES (1997) besteht der Basisbereich eines idealen Zyklus aus meist roter sandiger Fazies, die in die tonige Fazies übergeht. In dieser Position, also unmittelbar über den Sandsteinen, ist eine graugrüne Farbe der Tonsteine charakteristisch. Der mittlere Abschnitt eines idealen Zyklus wird von oolithischer Fazies gebildet. Eine rötlich gefärbte tonige Fazies schließt einen idealen Zyklus ab (Abb. 14). Es lässt sich beobachten, dass am Top eines Zyklus die tonige Fazies gehäuft Austrocknungs-Merkmale aufweist (op. cit.).

Der Aufbau der Zyklen hängt stark von der Position eines Profils im Becken ab. Der Anteil der Sandsteine ist in Profilen der Beckenränder deutlich erhöht, wogegen die tonigen Sedimente zum Beckeninneren dominieren. Oolithe sind

typisch für die Übergangszone zwischen dem Beckenrand und dem Beckenzentrum, treten aber auch häufig in Profilen des zentralen Beckens auf (PAUL 1999, SZURLIES 2001).

Die Zyklen spiegeln nach SZURLIES (1997, 2001) die wechselnden Ablagerungs-Verhältnisse in einem Playa-See wider. Die Änderungen der Sedimentations-Bedingungen wurden hauptsächlich klimatisch gesteuert. Der untere sandig-tonige Teil eines Zyklus wurde in einer humiden Periode abgelagert. Die Sande wurden nach starken Regenfällen durch verflochtene Flüsse in das Becken transportiert. Die großen Wassermengen verursachten einen Anstieg des Wasserspiegels im Becken. In dieser Phase wurden die grauen Tone abgelagert. Mit dem Wechsel des Klimas zu mehr ariden Verhältnissen sank die Zufuhr klastischer Sedimente ins Becken. Die Wassermenge im Becken war ausreichend um die Eindampfung und Ablagerung der oolithischen Fazies und Entwicklung der Algenkrusten zu ermöglichen. Bei dem absinkenden Wasserspiegel des Playa-Sees, was häufigeres Trockenfallen im ariden Klima bedingte, setzte die Sedimentation der rötlichen Tonsteine ein. In der letzten Phase der Entwicklung des Sees haben die Tonsteine eine bröckelige Textur, die durch sehr häufiges Austrocknen verursacht wurde (op. cit.). SZURLIES (2001, 2002) hat auch eine Interpretation im Sinne von Base-Level-Änderungen vorgestellt (Abb. 14). Der Base-Level korrespondiert mit dem Wasserspiegel des Playa-Sees. Die sandige Fazies wurde beim frühen Anstieg des Base-Levels abgelagert (Abb. 14). Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall wurde mit Einsetzen der oolithischen Fazies erreicht (Abb. 14). Die rötliche tonige Fazies wurde beim abfallenden Base-Level abgelagert (Abb. 14, op. cit.).

In den bearbeiteten Profilen lässt sich keine detaillierte Analyse der Kleinzyklen durchführen, da die Kleinzyklen nur anhand der Logs ausgegliedert werden. Es handelt sich allerdings wahrscheinlich vor allem um solche Kleinzyklen, die entweder nur aus Sandsteinen und Tonsteinen (z. B. in Roßleben 6, Rybaki 1) oder überwiegend aus Oolithen und Tonsteinen (z. B. in Gorzów Wielkopolski IG1, Konary IG1) aufgebaut sind. Im polnischen Teilbecken werden auch marine Einflüsse im Unteren Buntsandstein postuliert (PIEŃKOWSKI 1991, siehe auch Kapitel 5), was in der genetischen Interpretation der Kleinzyklen anhand weiterer Untersuchungen berücksichtigt werden soll.

4.1.2.2 Oberste Bernburg-Formation (Dolomitische Sandsteine)

Aufschluss Großwangen

In der obersten Bernburg-Formation des südöstlichen Harzvorlandes sind die so genannten „Dolomitischen Sandsteine“ ausgebildet (HEINZELMANN 1962, RADZINSKI 1966, 1967a, 1995b). Sie bilden den unteren Abschnitt des Profils, das bei Großwangen an der Unstrut aufgeschlossen ist (insgesamt etwa 19 m, davon 8,8 m Dolomitische Sandsteine; Abb. 15b). Die Sandsteine sind fein- bis mittelkörnig, mittel- bis dünnbankig, hellgrau bis grauviolett, gut sortiert und dolomitisch

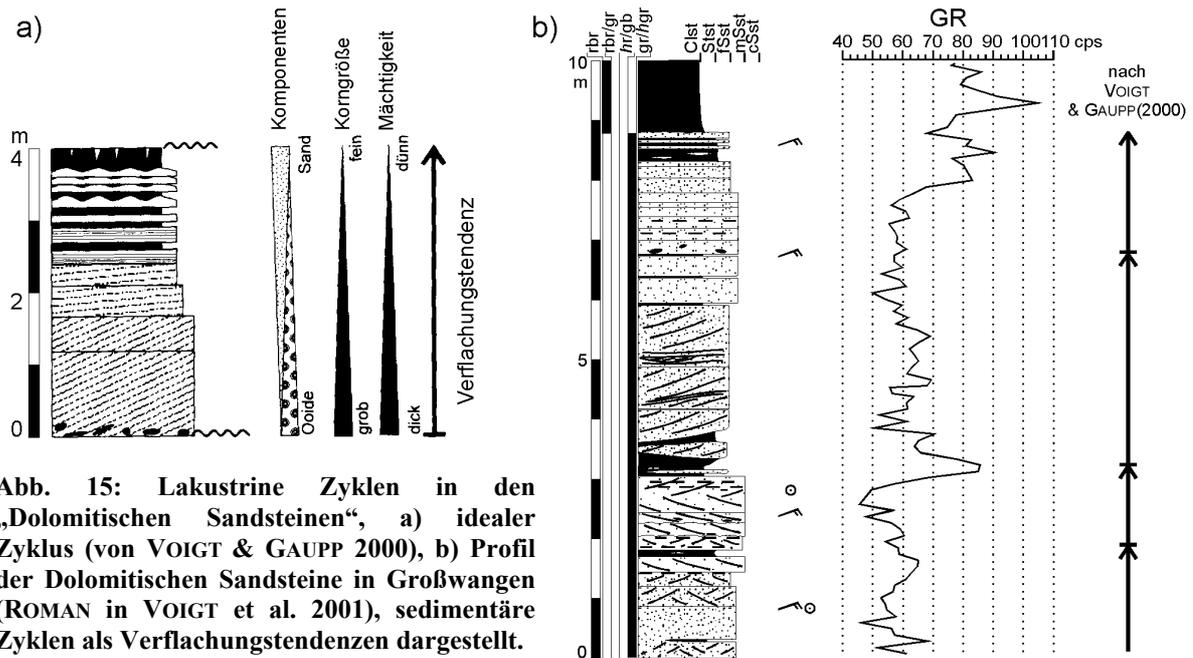


Abb. 15: Lakustrine Zyklen in den „Dolomitischen Sandsteinen“, a) idealer Zyklus (von VOIGT & GAUPP 2000), b) Profil der Dolomitischen Sandsteine in Großwangen (ROMAN in VOIGT et al. 2001), sedimentäre Zyklen als Verflachungstendenzen dargestellt.

zementiert (Taf. 2, Fig. 1 – 3). Die Sandsteine weisen flachwinklige planare Schrägschichtung mit Reaktivierungsflächen auf (Taf. 2, Fig. 1); trogförmige Schrägschichtung kommt seltener vor. Es treten auch Wellenrippeln und fischgrätenmuster-ähnliche Strukturen auf (Taf. 2, Fig. 2). In Dünnschliffen und selten in Handstücken sind runde Gebilde zu erkennen, die aus Dolomit bestehen, und dolomitisierte Ooide darstellen (Taf. 2, Fig. 3). In die Sandsteine sind graue bis grüngraue Tonsteine eingeschaltet.

Die Zyklizität der Abfolge der Dolomitischen Sandsteine wurde detailliert von VOIGT & GAUPP (2000) untersucht (Abb. 15a). Die Autoren beschreiben einen Zyklus wie folgt: „Ein Grundzyklus besteht aus bis zu 60 cm dicken, schräggeschichteten dolomitisch zementierten Quarz-Feldspat-Sandsteinen mit Ooiden, die zum Top in laminierte und flachwinklig-schräggeschichtete Sandsteine übergehen. Der obere Teil der Zyklen besteht aus grünen Tonen mit dünnen Sandsteinlagen, die nur wenig Ooide enthalten. Die Sandsteinlagen sind meist geripelt oder weisen kleindimensionale Schrägschichtung auf. Trockenrisse am Top eines Zyklus beweisen subaerische Exposition.“ Die Zyklen sind etwa 2 – 6 m mächtig und können als Sohlbankzyklen betrachtet werden (siehe Abb. 15a). Das Ablagerungsmilieu solcher Sedimenten wurde als Rand eines Playa-Sees gedeutet (op. cit.). Die Zyklen bilden nach VOIGT & GAUPP eine Verflachungstendenz ab, die einen Wechsel der Ablagerungsräume von wandernden Sand-Barren über Strand-Bedingungen bis zu Stillwasser-Sedimentation in windgeschützten Lagunen widerspiegelt. Bemerkenswert ist, dass die Verflachung des Ablagerungsmilieus zur Bildung von Fining-Upward-Zyklen geführt hat. Die gesamte Abfolge der Dolomitischen Sandsteine spiegelt insgesamt auch eine Verflachung des Sedimentationsraumes wider, da in den oberen Zyklen die dünnbankige Sandsteine mit tonigen laguneren Einschaltungen überwiegen (op. cit.).

4.1.2.3 Gamma-Muster der Zyklen

Die Kleinzyklen spiegeln sich deutlich in Gamma-Logs als Sohlbankzyklen wider, was eine hochauflösende lithostratigraphische Gliederung des Unteren Buntsandsteins erlaubt. Der basale sandig-oolitische Teil eines Zyklus bildet den niedrig strahlenden Abschnitt in einer Gamma-Kurve (Abb. 14). Der tonige obere Teil eines Zyklus zeigt hohe Gamma-Werte (Abb. 14). Die Oolithe bilden in einem Zyklus die deutlichste negative Spitze (Abb. 14). Der Sandanteil nimmt im obersten Teil eines Zyklus bis zur Basis eines folgenden Zyklus allmählich wieder zu. Diese zwei Faktoren führen dazu, dass an der Basis eines Zyklus die Gamma-Kurve einen allmählichen Übergang von höheren zu niedrigeren Werten zeigt, mit einem Minimum, das der oolithischen Fazies entspricht (siehe Abb. 14). Die Grenzen der Zyklen, die sich aus einem Gamma-Log ablesen lassen, sind allerdings nicht genau gleich mit den Grenzen der genetischen Zyklen (Abb. 14).

Die Zyklen der „Dolomitischen Sandsteine“ der Bernburg-Formation stellen ebenfalls Sohlbankzyklen dar, spiegeln sich aber in der Gamma-Messung nur undeutlich wider (Abb. 15b). Sie stellen entweder sehr allmähliche (z. B. 4,0 – 6,8 m des Profils, Abb. 15b, Anl. 4) oder sehr abrupte (z. B. 1,7 – 2,3 m des Profils, Abb. 15b, Anl. 4) Übergänge von niedrigen (50 – 60 cps) zu höheren (60 – 90 cps) Messwerten dar.

4.2 Mittlerer Buntsandstein

Der Mittlere Buntsandstein wurde in sehr unterschiedlichen Ablagerungsräumen sedimentiert. Der untere Teil, die Volpriehausen- und Detfurth-Formation, wurden überwiegend in einem lakustrinen, gelegentlich marin beeinflussten Milieu abgelagert (siehe Kapitel 5). Die Hardeggen- und Solling-Formation sind dagegen stärker fluviatil geprägt. Besonders in randlichen Bereichen des Beckens kam es auch zur äolischen Sedimentation. In den weiteren Kapiteln werden sedimentäre Zyklen beschrieben, die in fluviatilen und in lakustrinen Ablagerungssystemen entstanden sind. Es werden auch Verhältnisse der äolischen Ablagerungen dargestellt. Die detailliertesten Daten wurden in Aufschlüssen gewonnen. Daher wurde der Schwerpunkt der Interpretation der Ablagerungsbedingungen und der Zyklen-Analyse auf die Tagesprofile gelegt (Abb. 16).

4.2.1 Fluviatile Ablagerungsräume

Fluviatile Sedimente kommen vor allem in der Hardeggen- und der Solling-Formation vor. Sie treten jedoch auch in den beiden unteren Formationen (Volpriehausen- und Detfurth-Formation) in Profilen auf, die nahe am Rand des Beckens gelegen sind. In der ersten Reihe werden die typischen Beispiele der fluviatilen Sedimentation aus der Hardeggen- und Solling-Formation charakterisiert.

Beschreibung der schwächer entwickelten fluviatilen Ablagerungen aus der Volpriehausen- und Detfurth-Formation folgt danach.

In den alluvialen Sedimenten kann eine sandige Fazies und eine feinkörnige Fazies unterscheiden werden. Konglomeratische Fazies tritt nur selten auf. Die Klassifikation der Faziestypen wurde von MIALL (1977, 1996) übernommen und auf die Aufschlussprofile übertragen (Tab. 6).

Fazies	Faziestyp-Indikator	Faziestyp-Name	Figuren
Konglomeratische	Gm	Massive Konglomerate (gravel)	Taf. 6, Fig. 1
Sandige	St	Trogförmig schräggeschichtete Sandsteine	Taf. 3, Fig. 1 – 3; Taf. 4, Fig. 3; Taf. 6, Fig. 2, 4
	Sp	Planar schräggeschichtete Sandsteine	Taf. 3, Fig. 4; Taf. 4, Fig. 6
	Sr	Rippelgeschichtete Sandsteine	Taf. 3, Fig. 4, 5; Taf. 5, Fig. 4
	Sh	Horizontal geschichtete Sandsteine	Taf. 4, Fig. 1 – 3
	Sl	Flachwinklig schräggeschichtete Sandsteine	Taf. 4, Fig. 2, 4, 5
	Sm	Massive Sandsteine	Taf. 6, Fig. 3
Feinkörnige	Fl	Feinlaminierte Sand-, Silt- und Tonsteine	Taf. 5, Fig. 1
	Fm	Massive Silt- und Tonsteine, Trockenrisse	Taf. 5, Fig. 2
	Fr	Massive Silt- und Tonsteine, Wurzelstrukturen	Taf. 5, Fig. 3, 4
	Fsm	Silt- und Tonsteine	-
Pedogene	P	Pedogene Karbonate	Taf. 9, Fig. 1 – 5

Tab. 6: Zusammenstellung der Faziestypen des fluviatilen Milieus (nach MIALL 1977, 1996).

Konglomeratische Fazies

Massive Konglomerate (Gm, massive gravel):

Ungeschichtete, oft matrixgestützte Konglomerate oder konglomeratische Sandsteine (Taf. 6, Fig. 1).

Sandige Fazies

Trogförmig schräggeschichtete Sandsteine (St):

Trogförmig schräggeschichtete, fein- bis grobkörnige Sandsteine. Innerhalb der Fazies sind oft die Anreicherungen von Tongeröllen vorhanden, die die Erosionsflächen überlagern und eine brekziöse Textur bilden können. Solche Formen wurden von RUST (1978) als Fazies Se beschrieben. In dieser Arbeit wurde auf die Ausgliederung der Fazies Se verzichtet (Taf. 3, Fig. 1 – 3; Taf. 4, Fig. 3; Taf. 6, Fig. 2, 4).

Planar schräggeschichtete Sandsteine (Sp):

Planar schräggeschichtete, fein- bis grobkörnige Sandsteine. Ooidführung sehr selten vorhanden (Taf. 3, Fig. 4; Taf. 4, Fig. 6).

Rippelgeschichtete Sandsteine (Sr):

Rippelgeschichtete, sehr fein- bis grobkörnige Sandsteine (Taf. 3, Fig. 4, 5; Taf. 5, Fig. 4).

Horizontal geschichtete Sandsteine (Sh):

Horizontal geschichtete, sehr fein- bis grobkörnige Sandsteine. Im Unterschied zu MIALL (1996) wird die Strömungstreifung (parting, streaming lineation) nicht als notwendige Eigenschaft der Fazies angenommen, da sie nicht beobachtet wurde. Die Sandsteine sind oft undeutlich geschichtet. Körner der gröberen Fraktionen können in Linsen oder in einzelnen Lagen vorhanden sein. Ooidführung tritt auf. Die Fazies kann als eine Kombination der Fazies Sh und Sm von MIALL (1996) betrachtet werden (Taf. 4, Fig. 1 – 3).

Flachwinklig schräggeschichtete Sandsteine (Sl):

Sehr flach schräggeschichtete bis horizontalgeschichtete, sehr fein- bis grobkörnige Sandsteine. Schichtung zum Teil undeutlich ausgebildet (Taf. 4, Fig. 2, 4, 5).

Massive Sandsteine (Sm):

Fein- bis grobkörnige Sandsteine ohne deutlichen Strukturen (Taf. 6, Fig. 3).

Feinkörnige Fazies

Feinlaminierte Sand-, Silt- und Tonsteine (Fl):

Feinlaminierte feinkörnige Sandsteine, Siltsteine oder Tonsteine mit kleinen Rippeln (Taf. 5, Fig. 1).

Massive Silt- und Tonsteine, Trockenrisse (Fm):

Massive Tonsteine oder Siltsteine mit Trockenrissen und gelegentlich Vertisolen (Taf. 5, Fig. 2).

Massive Silt- und Tonsteine, Wurzelstrukturen (Fr):

Massive Tonsteine oder Siltsteine mit Bioturbation und Wurzelstrukturen. Die Fazies Fr lässt sich nicht immer von der Fazies Fm trennen (Taf. 5, Fig. 3, 4).

Silt- und Tonsteine (Fsm):

Massive Siltsteine oder Tonsteine.

Pedogene Karbonate (P):

Pedogene Strukturen in Form von Calcretes, Dolcretes und Rhizocretes, die oft in aufgearbeiteter Form vorkommen (Taf. 9, Fig. 1 – 5).

4.2.1.1 Hardegsen-Formation

Aufschlüsse Leißling und Schönburg

Die untere Hardegsen-Formation ist in den Profilen Leißling und Schönburg südöstlich von Weißenfels aufgeschlossen (siehe auch RADZINSKI 1967b). Das Profil in Leißling (36 m, lückenhaft aufgeschlossen) umfasst die Kleinzyklen smH, 1 und den unteren Teil von smH, 2 (Abb. 16, Anl. 7). Das Profil Schönburg umfasst den unteren Teil des Kleinzyklus smH, 1 (Abb. 16, Anl. 8). In beiden Profilen sind über den rotbraunen Tonsteinen der obersten Detfurth-

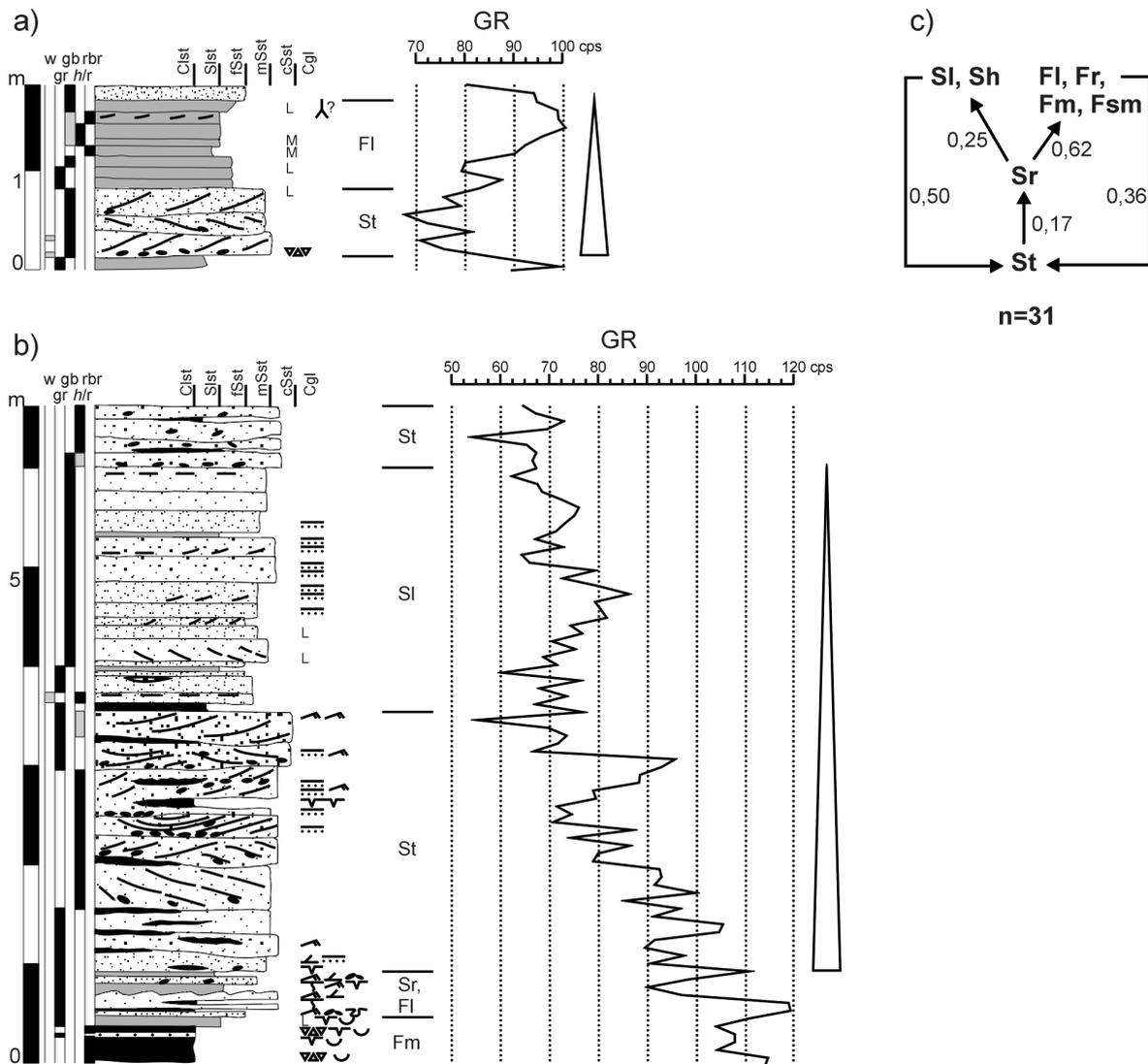


Abb. 17: Fluviale Zyklen aus dem Profil Leißling. a) und b) Beispiele aus dem Aufschluss. Pfeile symbolisieren die Sohlbankzyklen, c) Schema eines idealen Zyklus mit Wahrscheinlichkeit einzelner Faziesübergänge, n = Anzahl der Faziesübergänge. Weitere Erläuterungen siehe Anl. 1, 7.

Formation rötliche und gelbliche fein- bis mittelkörnige Sandsteine mit rotbraunen, selten grüngrauen feinsandig-siltigen und siltig-tonigen Einschaltungen aufgeschlossen. Die sandige Fazies ist in den Faziestypen St (mit sehr häufigen Tongeröllern und tonigen Einschaltungen), Sp, Sr und untergeordnet in Sh, Sl und Sm ausgebildet. Die Schüttungsrichtungen variieren deutlich. Im unteren Teil des Profils überwiegt die nördliche Transportrichtung, wogegen im obersten Teil die Sedimente in Richtung Osten und Südosten transportiert wurden. Die feinkörnige Fazies ist vor allem als Faziestyp Fl, Fr und stellenweise als Fm und Fsm ausgebildet. Die Abfolge ist durch die sandige Fazies geprägt und repräsentiert den Ablagerungsraum eines verzweigten Flusssystemes.

In der Abfolge wurden sedimentäre Sohlbankzyklen beobachtet, deren Mächtigkeit etwa 1 – 2 m, max. 5 m beträgt (Abb. 17a, b). Die Basis eines idealen Zyklus wird vom Faziestyp St oder seltener Sp gebildet. Darüber folgt der Faziestyp Sr, der entweder in die Faziestypen Sh und Sl oder in eine feinkörnige Fazies übergeht (Abb. 17c). Die Abfolge repräsentiert den Übergang von Sedimenten einer Flussrinne mit Barren (Faziestyp St, Sp) und Ripplemarken (Faziestyp Sr) zu Zwischenrinnen-Sedimenten (Faziestyp Sh, Sl, feinkörnige Fazies, siehe Abb. 18). Die Rinnen können nach der Interpretation von OLSEN (1988) als verflochtenes Rinnensystem von kleinen Kanälen charakterisiert werden, in denen Paläoströmungen stark variierten. Die Kanäle wurden durch vertikale Aggradation von wandernden subaquatischen Dünen aufgefüllt (siehe OLSEN 1988). Die Zwischenrinnen-Sedimente repräsentieren proximale (Faziestyp Sh, Sl) und distale (Faziestyp Fl und Fr) Ablagerungen von Hochwasserereignissen (Abb. 18). Beim niedrigen Wasserstand entwickelten sich pedogene Strukturen. Die Sedimente des Zwischenrinnenraumes zeigen eine äolische Prägung, die sich durch Deflationslagen nachweisen lässt. Im Aufschluss Schönburg kommen im Faziestyp Sp stellenweise Ooide vor (Taf. 4, Fig. 6). Das spricht dafür, dass auf der Überflutungsebene auch ephemere Seen vorhanden waren, in denen sich die Ooide bildeten (Abb. 18). Diese konnten nach dem Austrocknen des Sees auch durch Wind weiter auf der Überflutungsebene transportiert worden sein. Im Profil Schönburg wurden auch in den Zwischenrinnen-Sedimenten bioturbat entschichtete Horizonte beobachtet (hauptsächlich vertikale bis 10 cm lange, mit silt gefüllte Gänge), was für die untere Hardegsen-Formation im südlichen Sachsen-Anhalt typisch ist (Taf. 4, Fig. 3; Taf. 8, Fig. 1, 2, 5; siehe RADZINSKI 1995). Dies kann auch bedeuten, dass das Flusssystem sich im Radbereich eines Playa-Sees befand, wo relativ lebensfreundliche Bedingungen geherrscht haben.

In der Abfolge ließen sich auch die Übergänge von den Zwischenrinnen-Sedimenten zu den Rinnen-Sedimenten erkennen (z. B. Basis der Hardegsen-Formation), die als Dachbankzyklen dargestellt werden (siehe Anl. 7, 8).

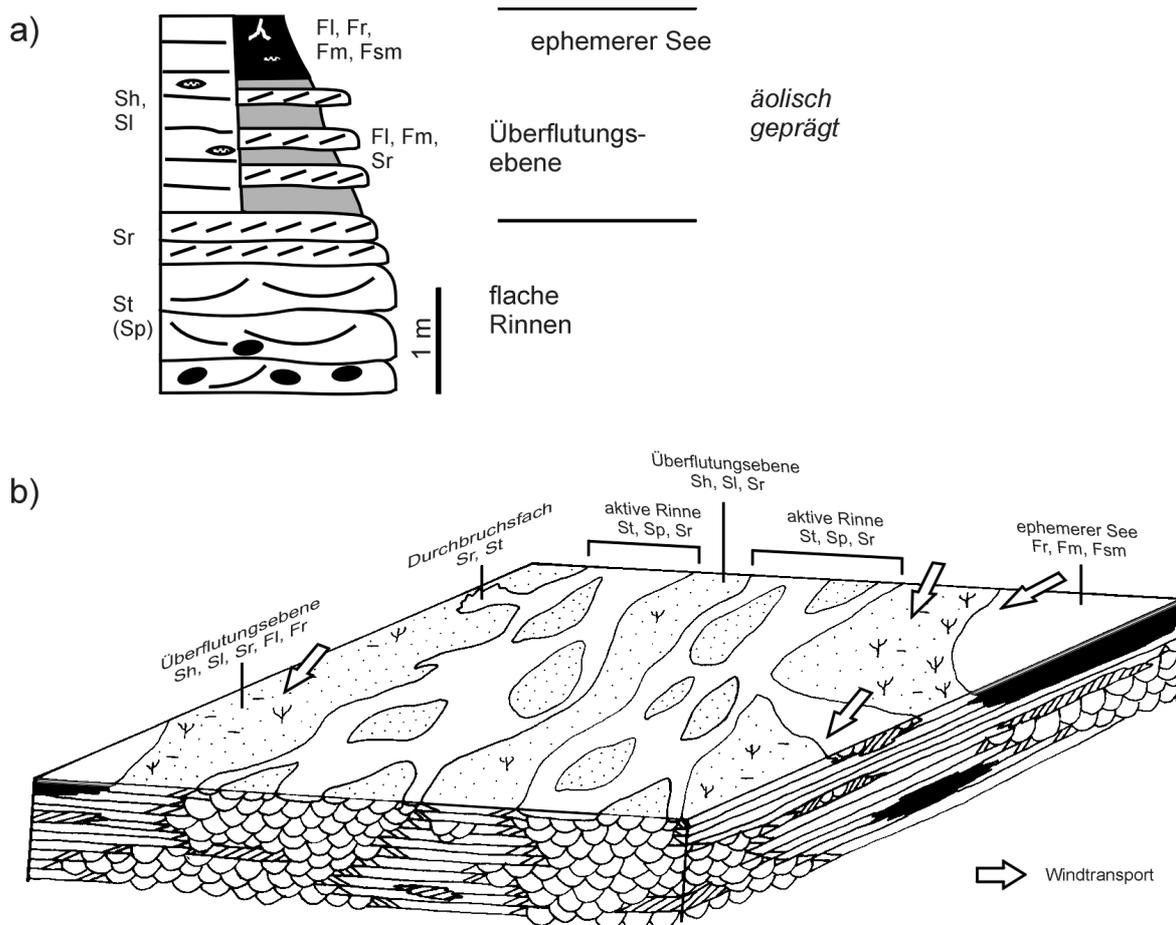


Abb. 18: Modell eines a) idealen fluviatilen Zyklus und b) eines verflochtenen Flusssystems in der Hardegsen-Formation, überhöht.

In den realen Zyklen sind nicht alle Faziestypen eines idealen Zyklus vorhanden. Am häufigsten treten Zyklen auf, in denen der Faziestyp Sr oder der basale Faziestyp St bzw. Sp nicht vorhanden ist. Der Aufbau eines Zyklus ist abhängig von der Position im Flusssystem (Abb. 18). Die Zyklen, in denen der basale Teil nicht entwickelt ist, sind außerhalb der Hauptrinnen entstanden. Die Zyklen, in denen der Faziestyp St vorhanden ist, besonders in denen er durch den Faziestyp Sl bzw. Sh überlagert wird, repräsentierten Positionen innerhalb des Hauptrinnensystems. Es lässt sich die Tendenz beobachten, dass in einer Gesteinsabfolge die Zyklen, die nur aus sandigen Faziestypen aufgebaut sind, von Zyklen, in denen die feinkörnige Fazies vorkommt, überlagert werden. Die Abfolge wird durch Zyklen mit fehlenden Faziestypen St und Sp abgeschlossen. Derartige Sedimentabfolgen werden als Mesozyklen zusammengefasst.

Ähnliche sedimentäre Zyklen wurden von CANT & WALKER (1976) und GIMBLING & RUST (1977 in RUST 1978) beschrieben. RUST (1978) hat diesen Typ der Sedimentabfolge als distale sandige verflochtene Flusssysteme interpretiert, die Eigenschaften des Übergangs zu mäandrierenden Flüssen aufweisen. Das sandige verflochtene Flusssystem der Battery Point Formation (Devon,

Kanada) scheint die beste Analogie zu der beschriebenen Abfolge darzustellen (CANT 1978, MIALL 1977).

Bohrung Halle Süd 1/64

Die fluviatilen Zyklen in der unteren Hardeggen-Formation (Kleinzyklen smH, 1 und 2) erreichen 2–3 m Mächtigkeit (siehe Anl. 14, Teufenbereich 138,6 – 133,2 m). Die Abfolgen sind vorwiegend aus sandigen Sedimenten aufgebaut. Die Basis eines Zyklus ist durch erosives Einschneiden in das Liegende charakterisiert. Darüber folgen schräggeschichtete, mittel- bis grobkörnige Sandsteine mit Tongeröllen, die in fein- bis mittelkörnige Sandsteine mit tonigen Einschaltungen und Pflanzenresten übergehen. Den Top des Zyklus formen massige feinkörnige Sedimente (Silt-, Ton- oder Feinsandsteine), die gehäuft Trockenrisse enthalten und oft bioturbate Entschichtung aufweisen (siehe Anl. 14, Teufenbereich 120,9 – 124,6 m). In den oberen Abschnitten solcher Zyklen treten oft Karbonatknollen auf, die auf pedogene Prägung hinweisen. Die gesamte Abfolge der unteren Hardeggen-Formation ist durch intensive Bioturbation charakterisiert. Primäre Strukturen wurden oft durch die Bioturbation vollständig zerstört (siehe Anl. 14, Teufenbereiche 145,3 – 147,3 m; 142,7 – 144,8 m; 124,7 – 128,2 m; Taf. 8, Fig. 2, 3).

Die zyklischen Sedimentabfolgen wurden in einem Milieu abgelagert, das als sandiges, verflochtenes bis mäandrierendes Flusssystem bezeichnet werden kann und sich nahe am Rande eines Playa-Sees entwickelt hat. Die Zyklen spiegeln den Übergang von Rinnensedimenten zu Ablagerungen des Zwischenrinnenbereiches wider. Auf der Überflutungsebene herrschten lebensfreundliche Bedingungen vor, worauf die hohe Intensität der Bioturbation hinweist. Es konnte auch zu Calcrete-Bildungen kommen.

Die fluviatilen Zyklen der oberen Hardeggen-Formation (Kleinzyklen smH, 3 und 4) sind ähnlich aufgebaut, wie die oben beschriebenen. Die Abfolge ist generell aus feiner körnigen Sedimenten aufgebaut. Der Anteil der Silt- und Tonsteine ist höher als im unteren Abschnitt der Formation. Es treten gehäuft kohlige Pflanzenreste auf, wogegen Bioturbation zurücktritt.

Die Sedimente wurden vor allem auf der Überflutungsebene abgelagert, aber unter niedrigerer Energie im Vergleich zu den Sedimenten der unteren Hardeggen-Formation. Auf der Ebene ist eine relativ dichte Pflanzenbedeckung anzunehmen. Die Flüsse hatten den Charakter mäandrierender Systeme.

4.2.1.2 Grenzbereich Hardegsen- /Solling-Formation

Aufschlüsse Neue Welt/Schönburg und Nebra

Die oberste Hardegsen-Formation und die Solling-Formation sind in den Profilen Neue Welt/Schönburg und Nebra aufgeschlossen (RADZINSKI 1966, 1967b). Das Profil Neue Welt umfasst den oberen Abschnitt des Kleinzyklus smH, 3 und der Kleinzyklus smH, 4 (insgesamt 11,7 m; Abb. 16, Anl. 9). Von der Solling-Formation ist der Kleinzyklus smS, 1 und die Basis des Kleinzyklus smS, 2 aufgeschlossen (insgesamt 12,7 m; Abb. 16, Anl. 9). In Nebra treten der Kleinzyklus smH, 4 der Hardegsen-Formation (fast vollständig; 8,5 m) sowie der Kleinzyklus smS, 1 (vollständig) und smS, 2 (fast vollständig) der Solling-Formation zutage (insgesamt 13 m aufgenommen; Abb. 16, Anl. 10). Der obere Teil des Kleinzyklus smS, 2 war für eine detaillierte Aufnahme unzugänglich.

Im unteren Teil des Profils Neue Welt sind fein- bis mittelkörnige, mittel- bis dünnbankige, rötliche, nach oben zunehmend hellgraue bis weiße Sandsteine aufgeschlossen. Im oberen Teil dominieren fein- bis grobkörnige teilweise konglomeratische überwiegend gelbliche Sandsteine. Untergeordnet treten graue, an der Profilschale auch rotbraune, siltigtonige Einschaltungen auf. Die sandige Fazies ist durch Faziestypen Sr, Sp und St vertreten. Quarz- und Lithoklastengeröll kommen an der Basis beider Kleinzyklen der Solling-Formation im Faziestyp St vor. In der feinklastischen Fazies sind vor allem die Typen Fl und Fsm vorhanden. Es lässt sich kein deutlicher Unterschied in der fazialen Entwicklung der Hardegsen- und der Solling-Formation nachvollziehen. In der Solling-Formation tritt allerdings häufiger der Faziestyp St auf und der Anteil grobkörniger Sandsteine ist höher. In den Sandsteinen der obersten Hardegsen-Formation wurde Bioturbation in Form von vertikalen geraden oder U-förmigen, mit Silt gefüllten, etwa 5 – 10 cm langen Gängen beobachtet. Die U-förmigen Gänge sind teilweise als Spreitenbauten entwickelt (Taf. 8, Fig. 4).

Im Aufschluss Nebra sind die Sedimente der Hardegsen-Formation in Form von dünn- bis mittelmächtigen Sandsteinbänken ausgebildet, zwischen denen Einschaltungen feinkörniger Fazies auftreten. Rötliche und rotbraune Färbung überwiegt. Die Sandsteine sind vorwiegend fein- bis mittelkörnig. Die sandige Fazies ist durch die Faziestypen Sr, Sp und untergeordnet den Typ St und Sh repräsentiert. Feinklastika sind in Faziestypen Fl, Fr und untergeordnet in den Faziestypen Fm und Fsm ausgebildet. Der Anteil der feinklastischen Fazies in den Ablagerungen der höchsten Hardegsen-Formation ist relativ hoch. Die Solling-Formation ist in sandiger Fazies ausgebildet, die vor allem den Faziestyp St repräsentiert. Der Faziestyp Sm kommt untergeordnet vor. Die Sandsteine sind fein- bis grobkörnig, teilweise konglomeratisch und überwiegend hellgrau bis gelb gefärbt. Die Geröllführung tritt an der Basis der Solling-Formation als auch an der Basis des Kleinzyklus smS, 2 auf. Die feinklastische Fazies ist selten und tritt in Form des Faziestyps Fsm

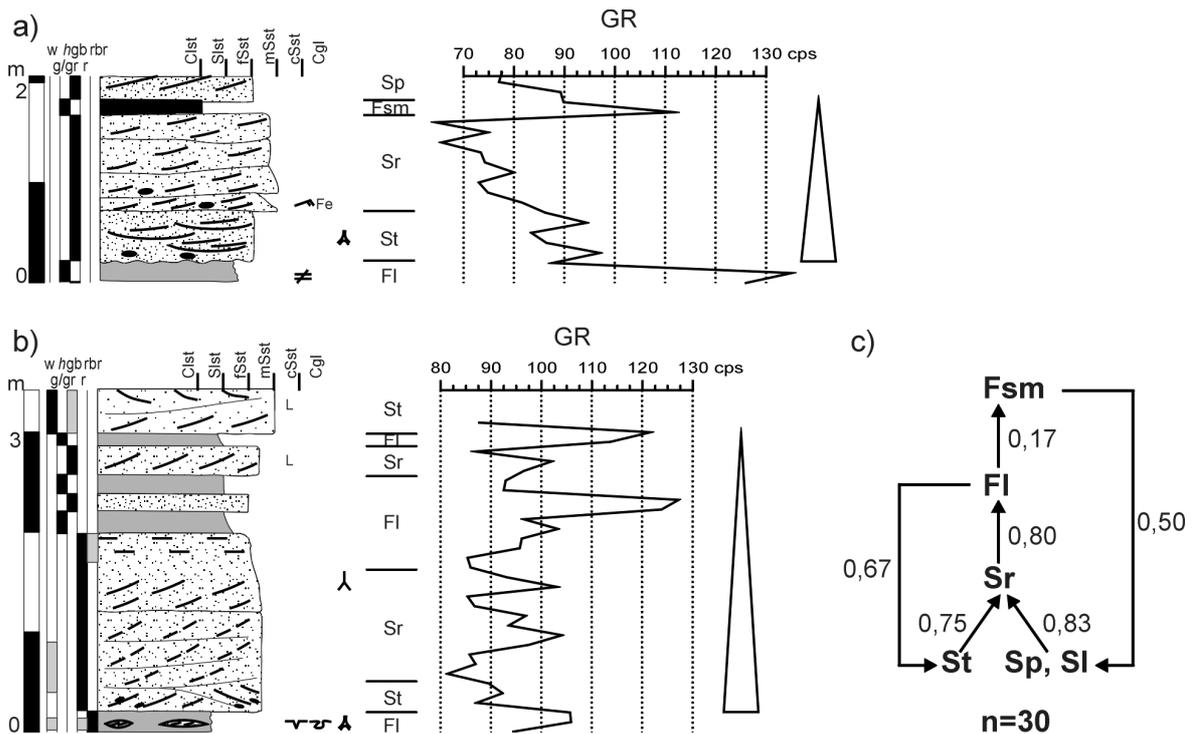


Abb. 19: Fluviale Zyklen aus dem Profil Neue Welt/Schönburg. a) Beispiel aus der Solling-Formation, b) Beispiel aus der Hardegsen-Formation. Pfeile symbolisieren die Sohlbankzyklen, c) Schema eines idealen Zyklus mit Wahrscheinlichkeit einzelner Faziesübergänge, n = Anzahl der Faziesübergänge. Weitere Erläuterungen siehe Anl. 1, 7.

auf. Die feinklastischen Sedimente sind grau oder rotbraun gefärbt. Im obersten Abschnitt der Hardegsen-Formation, wie auch an der Basis der Solling-Formation wurden Dolomitknollen und aufgearbeiteter Calcrete beobachtet, die auf eine pedogene Prägung hinweisen und als Faziestyp P interpretiert werden. Am Top des Kleinzyklus smS, 1 treten auch pedogene Strukturen in Form von Calcrete und Rhizocrete auf (GAUPP et al. 1998). Für die oberste Hardegsen-Formation ist eine starke Bioturbation charakteristisch (Taf. 8, Fig. 6).

In beiden Profilen wurden fluviale sedimentäre Zyklen beobachtet. Im Profil Neue Welt erreichen diese Zyklen sowohl in der Hardegsen- als auch in der Solling-Formation 1,5 – 3 m Mächtigkeit (Abb. 19a, b). Die Basis eines Zyklus bildet die sandige Fazies im Faziestyp St oder Sp; untergeordnet ist auch Faziestyp SI ausgebildet. Der basale Teil geht in den Faziestyp Sr über, der durch den Faziestyp FI überlagert wird. Der Faziestyp Fsm schließt einen Zyklus ab (Abb. 19c). Der Faziestyp FI bildet allerdings den Top dieser Zyklen, in denen die Fazies St auftritt. Die Zyklen bildeten in einem sandigen verflochtenen distalen Flusssystem den Übergang von den Rinnensedimenten zu den Zwischenrinnensedimenten, ähnlich wie in den Profilen der unteren Hardegsen-Formation (siehe Kapitel 4.2.1.1, Abb. 18; auch RUST 1978).

Die fluvialen Zyklen der Hardegsen-Formation im Profil Nebra erreichen Mächtigkeiten zwischen 0,4 – 1,5 m (Abb. 20a; Taf. 7). Die Zyklen sind vorwiegend aus dem Faziestyp Sr an der Basis und

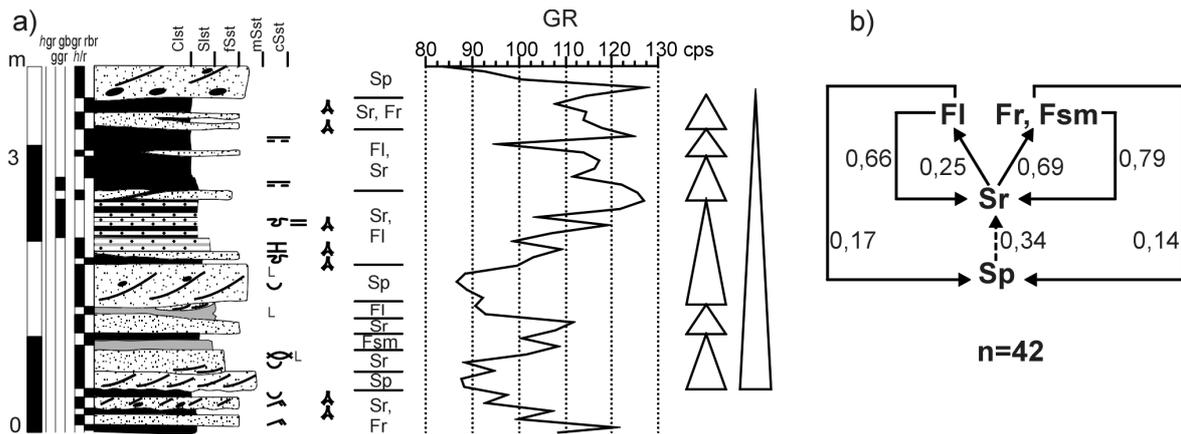


Abb. 20: Fluviale Zyklen aus dem Profil Nebra. a) Beispiel aus der Hardegsen-Formation. Pfeile symbolisieren die Sohlbankzyklen zweier Ordnungen, b) Schema eines idealen Zyklus aus der Hardegsen-Formation mit Wahrscheinlichkeit einzelner Faziesübergänge, n = Anzahl der Faziesübergänge. Weitere Erläuterungen siehe Anl. 1, 7.

den Faziestypen Fl, Fr oder Fsm am Top aufgebaut. Ein Zyklus kann auch mit dem Faziestyp Sp oder St beginnen (Abb. 20b). In einigen Fällen kommt zwischen den Faziestypen Sr, Sp und Fr, Fsm der Faziestyp Sh, Sl vor. Die Zyklizität stellt die Übergänge zwischen den proximalen und distalen Ablagerungen der Hochwasserereignisse auf einer Überflutungsebene dar. Rinnensedimente sind nur selten vorhanden und bilden dann untere Teile der Zyklen, so dass die Zyklen einen Übergang von Rinnen- zu Zwischenrinnensedimenten widerspiegeln. In einem solchen Zyklus können die Sedimente der Überflutungsebene auch untergeordnet zyklisch aufgebaut werden (wie oben beschrieben; siehe Abb. 20a). Ein solches Ablagerungsmuster kann auf eine Sedimentation in einem Übergangsmilieu zwischen einem verzweigten und mäandrierenden Flusssystem hindeuten (RUST 1978, MIALL 1996).

In der Solling-Formation treten im Gegensatz zur Hardegsen-Formation vor allem Rinnensedimente auf, in denen der zyklische Aufbau der Abfolge nicht deutlich erkennbar ist (siehe Anl. 9, 10). Ablagerungen der Überflutungsebene sind auch vorhanden. Die Sedimentation der unteren Solling-Formation hat in einem verzweigten Flusssystem, oft in Form von starken Flutereignissen, stattgefunden (R. GAUPP, mündl. Mitt., siehe auch OLSEN 1988, BINDIG 1991, 1994, WEBER & RICKEN 1999, WEBER 2000). Die Flussrinnen wurden wahrscheinlich durch Sedimente von transversalen Barren aufgefüllt.

Die Transportrichtungen der oberen Hardegsen-Formation, die im Profil Neue Welt/Schönburg gemessen wurden, variieren sehr stark (Anl. 9). Die Hauptrichtung ist von Südwesten nach Nordosten. Im Profil Nebra dominiert die nördliche Transportrichtung (Anl. 10). In der unteren Solling-Formation sind die Paläoströmungsrichtungen auch sehr variabel. Die Hauptrichtung ist allerdings nach Norden oder Nordosten (Anl. 9, 10).

Der Aufbau der Mesozyklen ist ähnlich wie im Profil Leißling (Kapitel 4.2.1.1).

4.2.1.3 Solling-Formation

Bohrung Halle Süd 1/64

Die Zyklizität der Solling-Formation ist aufgrund der sehr monotonen Lithologie nur schwach ausgeprägt. Fast die gesamte Abfolge ist aus sandigen Sedimenten aufgebaut. Es lassen sich aber wiederholt Trends beobachten, die als sedimentäre Zyklen betrachtet werden können. Die Zyklen-Basis wird durch grob- bis mittelkörnige, oft Quarzgerölle und Tonklasten führende, schräggeschichtete Sandsteine gebildet. Die Korngröße nimmt nach oben ab und die Schrägschichtung tritt zurück. Es können auch tonige Einschaltungen vorkommen. Der Top eines solchen Zyklus wird in einigen Fällen von violett gefärbten siltig-tonigen Horizonten gebildet, die Bodenbildungen darstellen. Die Mächtigkeiten der Zyklen betragen 3 m bis max. 10 m.

Die Abfolge wird als gestapelte Rinnenfüllungen eines verzweigten Flusssystems interpretiert.

4.2.1.4 Oberste Volpriehausen-Formation

Bohrung Halle Süd 1/64

Die oberste Volpriehausen-Formation (Kleinzyklus smV, 4) des Profils Halle Süd 1/64 ist sandig ausgebildet. Charakteristisch für den Profilabschnitt sind parallelgeschichtete, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, in denen die gröbere Fraktion in Linsen oder dünnen Lagen auftritt. In der Abfolge treten sedimentäre Zyklen auf, die auf einen fluviatilen Ablagerungsraum hindeuten (siehe Anl. 14, Teufenbereich 197,4 – 199,4 m). Die Zyklen sind 1 – 2 m mächtig. Sie sind durch eine erosive Basis charakterisiert, die durch Tongerölle besonders deutlich ausgeprägt ist. Der Aufarbeitungshorizont wird durch schräggeschichtete mittel- bis grobkörnige Sandsteine überlagert, die in eine tonig-feinsandige Wechsellagerung übergehen. In den tonigen Schichten treten Trockenrisse auf. Das Ablagerungsmilieu der oberen Volpriehausen-Formation kann als eine Sandebene mit ephemeren Flüssen, die den Charakter von verzweigten Flüssen hatten, bestimmt werden. Die beschriebenen Zyklen stellen die Sedimentabfolge eines solchen ephemeren Flusses dar. Die horizontal geschichteten Sedimente wurden auf einer Ebene vorwiegend durch Schichtflutereignisse abgelagert und in den Trockenphasen durch Wind resedimentiert. In einigen Stellen wurden Ooide beobachtet (siehe Anl. 14c, Teufenbereich 207,8 m; 214,9 – 215,4 m; 221,0 m; 223,0 m), was auf eine nicht weit entfernte Küste hindeutet, von der die Ooide, auch durch Windtransport, angeliefert werden konnten. In der Abfolge wurden keine biogenen Strukturen beobachtet, was auf schlechte Lebensbedingungen hinweist. Solche Verhältnisse konnten in einem zeitweilig sehr trocknen, möglicherweise übersalzten Milieu vorherrschen. Vereinzelt in der Bohrung und in Tagesaufschlüssen wurden in diesem stratigraphischen Horizont

Aviculiden gefunden (RADZINSKI 1966, 1967a), die wahrscheinlich in Küstenablagerungen auftreten (siehe Kapitel 6.2.1). Ein reiches Vorkommen von Exemplaren einer Gattung weist auch auf erhöhte Salinität hin.

Die Zyklizität im gesamten Profilabschnitt ist sehr schwach ausgebildet und undeutlich. Sie kann als Wechsel zwischen den Sedimenten der Sandebene und der ephemeren Flüssen interpretiert werden.

4.2.1.5 Detfurth-Formation

Der obere Teil des Detfurth-Sandsteins und vollständige Detfurth-Wechselfolge ist im Aufschluss Altendorf südlich von Jena aufgeschlossen (24 m Profil, siehe Anl. 6, Abb. 21). Der Detfurth-Sandstein ist aus grobkörnigen, teilweise konglomeratischen Sandsteinen (Faziestyp Sp) mit tonigen und siltigen Einschaltungen (Faziestyp Fl) ausgebildet (Anl. 6). Im untersten Teil des Profils treten auch Konglomerat-Lagen mit gut gerundeten Quarz- und Gesteinsgeröllen bis 1 cm Durchmesser auf (Faziestyp Gm). Untergeordnet, insbesondere im obersten Teil, ist der Detfurth-Sandstein aus feinkörnigen siltigen Sandsteinen mit einer undeutlichen horizontalen Schichtung ausgebildet (Faziestyp Sh, Anl. 6). In diesen Sandsteinen treten mm-dicke tonige Lagen auf, die oft als „mudflakes“ ausgebildet sind.

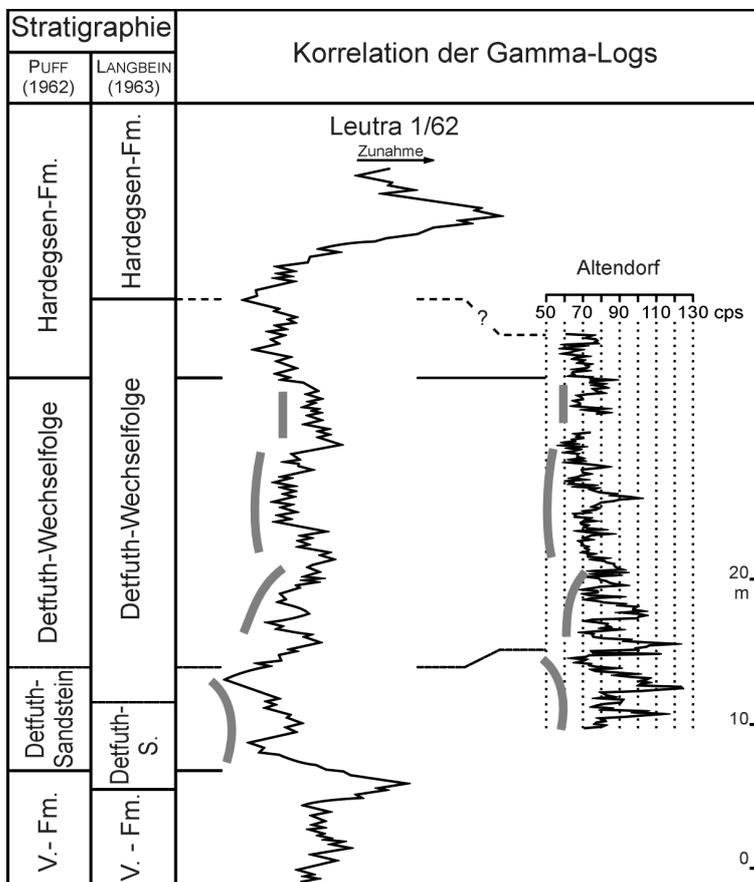


Abb. 21: Korrelation des Gamma-Logs des Profils Altendorf mit der Referenzbohrung Leutra 1/62. Trends der beiden Kurven zur besseren Orientierung.

Die Detfurth-Wechselfolge ist aus feinkörnigen siltigen Sandsteinen mit dünnen tonigen Einschaltungen ausgebildet (Faziestypen Sh, Sr, Sm, Fm; Anl. 6). Im unteren Teil der Wechselfolge treten auch bis 20 cm mächtige grobsandige Einschaltungen auf (Faziestyp Sh). Die untere Wechselfolge wird hauptsächlich aus den Faziestypen Sh und Sr gebildet (Anl. 6). Es treten relativ häufig Rippelschichtung, Synäreserisse, aufgebogene Tonhäutchen, gradierte Schichtung, Tongerölle und Bioturbation in Form von Grabgängen sowie Wurzelspuren auf (Anl. 6). In der Abfolge wurden bis 1 – 2 mm dicke Lagen von Glimmer beobachtet, die auch oft die Schichtung unterstreichen. Der mittlere Teil der Wechselfolge wird vom Faziestyp Sh aufgebaut. Rippelschichtung tritt deutlich zurück. Die obersten ca. 3 m der Wechselfolge sind durch strukturlose, stark siltige Feinsandsteine mit einzelnen größeren Quarzkörnern aufgebaut, die teilweise linsenartig angereichert sind (Faziestyp Sm). In diesen Sandsteinen treten gehäuft wurzelspurenartige Strukturen auf (Anl. 6).

Die fazielle Ausbildung des Detfurth-Sandsteins im beschriebenen Profil deutet auf eine fluviatile Genese der Sedimente hin. Die Faziestypen Sp und Gm werden als Rinnensedimente interpretiert, wogegen die Faziestypen Sh und Fl als Zwischenrinnensedimente gedeutet werden. Großer Anteil an sandigen Ablagerungen mit sehr wenigen feinkörnigen Einschaltungen weisen auf ein verflochtenes Flusssystem hin (MIALL 1977).

Die Detfurth-Wechselfolge wurde auf einer Überflutungsebene abgelagert, die durch Schichtflutereignisse und beginnende Bodenbildungen geprägt war. Die Energie des Ablagerungssystems nimmt im Profil nach oben ab. Es ist nicht ausgeschlossen, dass die oberste Detfurth-Wechselfolge in einem lakustrinen Milieu abgelagert wurde. Die linsenartige Anreicherungen der grobkörnigen Fraktion werden als Deflationspflaster interpretiert, was auf äolische Prägung der Sedimente hindeutet.

In dem Profil wurden sehr schwach ausgebildeten sedimentären Zyklen beobachtet. In der Detfurth-Wechselfolge treten stärker kleindimensional schräggeschichtete Sandsteine relativ zyklisch auf. Dazwischen kommen diffus horizontal geschichtete Sandsteine vor (siehe Anl. 6). Solche schwach entwickelte Zyklen deuten auf abnehmende Energie des Ablagerungssystems hin. Im Detfurth-Sandstein lässt sich beobachten, dass die Rinnensedimente (Faziestypen Gm, Sp) in die Zwischenrinnensedimente (Faziestypen Sh, Fl) übergehen, was durch die zyklische Entwicklung des Flusssystems bedingt war (siehe Anl. 6). Für die gesamte Abfolge ist charakteristisch, dass einzelne Sandsteinlagen sehr unterschiedlich stark zementiert sind. Die besser zementierten Lagen treten an älteren Aufschlusswänden deutlich hervor, was den Eindruck eines zyklischen Aufbaus der Abfolge bildet. Derartige unterschiedliche quarzitisches Zementation der

Sandsteine kann man auf eine inhomogene Verteilung der tonigen Matrix in den Sandsteinen zurückführen.

4.2.1.6 Mittlerer Buntsandstein im Heilig-Kreuz-Gebirge

Aufschluss Wióry

Die stratigraphische Einstufung der Sedimente des nordöstlichen Teils des Trias-Gürtels des Heilig-Kreuz-Gebirges ist problematisch. Im Liegenden des Buntsandsteins kommen ähnliche terrestrisch ausgebildete Ablagerungen des Zechsteins vor, was die Unterscheidung der beiden Gruppen sehr erschwert (FUGLEWICZ et al. 1990). Das gesamte Profil des Unteren und Mittleren Buntsandsteins erreicht bis zu 460 m Mächtigkeit, wobei im Profil Wióry sein mittlerer Teil aufgeschlossen ist (SENKOWICZOWA 1970, MADER & RDZANEK 1985). Den unteren Teil des Profils bildet die Wióry-Sandstein-Formation (etwa 30 m), die durch die Kalków-Siltstein-Formation überlagert wird (etwa 10 m, RDZANEK 1992; siehe Anl. 12). Die Wióry-Sandstein-Formation entspricht den Stryczowice- und Labyrinthodontidae-Schichten, wobei die Kalków-Siltstein-Formation mit den Hieroglyphen-Schichten *sensu* SENKOWICZOWA (1970) korreliert werden kann (RDZANEK 1992). Nach HAUBOLD (1983) umfasst das Profil Wióry die Äquivalente der oberen Volpriehausen- und unteren Detfurth-Formation, was aber in der vorliegenden Arbeit durch Gamma-Korrelation der Aufschluss- und Bohrprofile nicht überprüft werden konnte (siehe Kapitel 1.2).

Das Profil ist aus einer Wechsellagerung von sandigen und feinklastischen Sedimenten aufgebaut, wobei die sandige Fazies überwiegt. Die Sandsteine sind rot, mittel- oder dünnbankig, vorwiegend fein- bis mittelkörnig, stellenweise auch grobkörnig bis konglomeratisch. Die sandige Fazies ist vor allem als Faziestyp Sm, St und Sr entwickelt. Die feinklastischen Faziestypen sind Fl, Fm und Fsm. An der Basis des Profils sind auch Einschaltungen des konglomeratischen Faziestyps Gm bis zu 0,8 m mächtig vertreten. Die Sedimentologie wurde detailliert von MADER & RDZANEK (1985) bearbeitet, die das Profil als Ablagerungen der Rinnen und der Überflutungsebene eines mittel bis schwach verflochtenen Flusssystemes (moderately to weakly braided river system) interpretiert haben. Die Rinnenfüllungen sind durch die Faziestypen Gm und St repräsentiert, wobei die Sandsteinschichten aus grob- bis feinkörnigem Material aufgebaut sind und ihre Mächtigkeit meistens über 1 m beträgt (Taf. 6, Fig. 1, 2, 4). Die Zwischenrinnensedimente stellen Ablagerungen sehr langsam fließenden Wassers oder Ablagerungen im stehenden Wasser kleiner Seen dar (Taf. 6, Fig. 4). MADER & RDZANEK (1985) haben in diesem Profil Karbonat-Knollen beschrieben, die auf eine schwache pedogene Prägung der Sedimente hinweisen. Derartige Strukturen wurden während der Aufnahmen für die vorliegende Arbeit nicht beobachtet. Zwischen den feinklastischen Ablagerungen sind auch Sedimente von Durchbruchsfächern (crevasse splay fans) eingeschaltet, die aus den Faziestypen St und Sr aufgebaut sind, welche entsprechend in den proximalen und

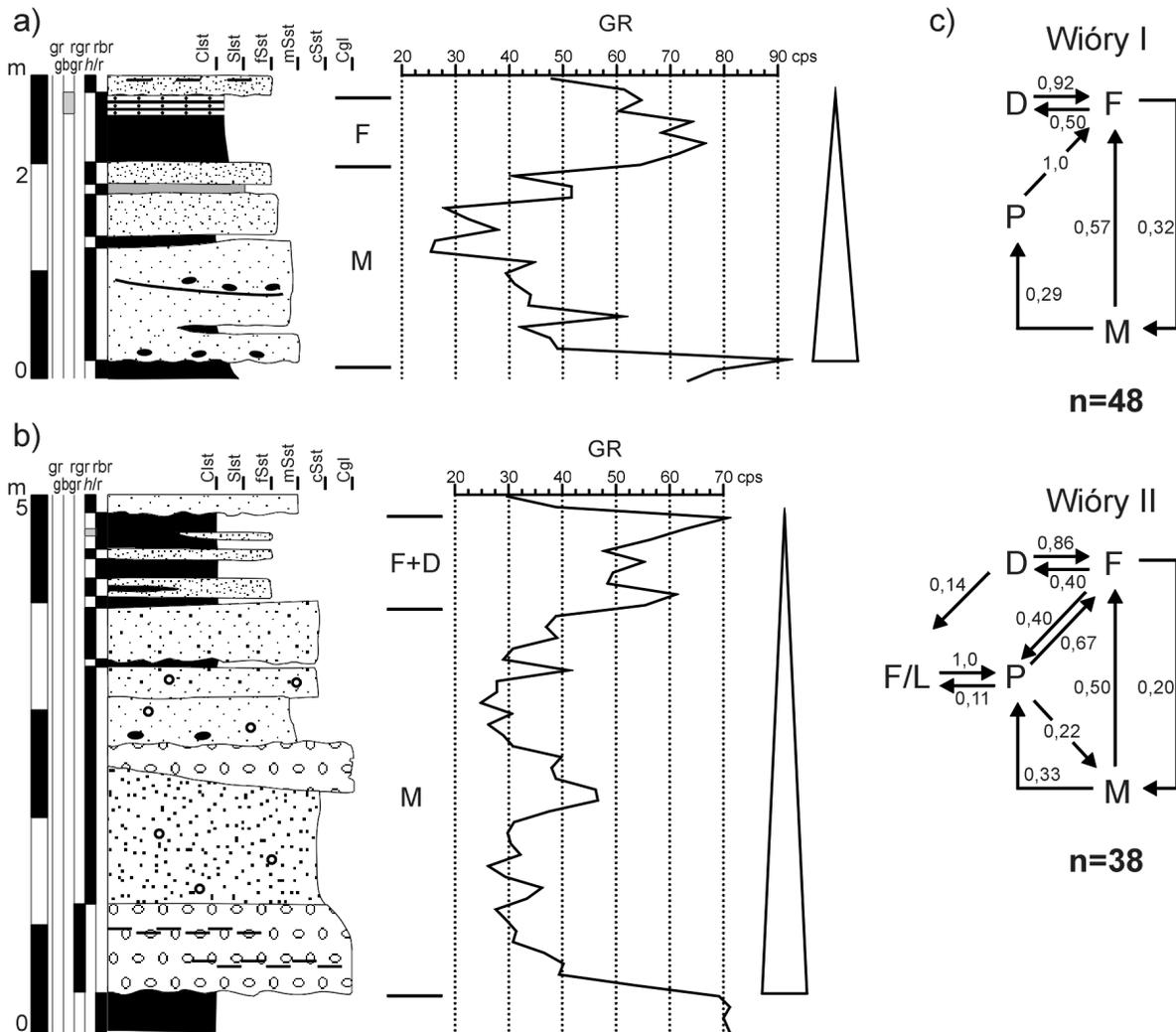


Abb. 22: Fluviale Zyklen aus dem Profil Wióry. a) und b) Beispiele aus dem Aufschluss Wióry I, c) Schema eines idealen Zyklus aus dem Profil Wióry I und Wióry II mit Wahrscheinlichkeit einzelner Faziesübergänge, n = Anzahl der Faziesübergänge. Pfeile symbolisieren die Sohlbankzyklen. Weitere Erläuterungen siehe Anl. 1, 7. Fazies nach MADER & RDZANEK (1985).

distalen Partien der Durchbruchsfächer abgelagert wurden (MADER & RDZANEK 1985). Der Faziestyp St der Durchbruchsfächer wird von fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen gebildet, die in Schichten unter 1 m Mächtigkeit vorkommen und z. T. auch linsenförmige Körper bilden (Taf. 6, Fig. 3). An die Sedimente der Überflutungsebene ist eine an Ichnogattungen und Exemplaren besonders reiche Spurenfossilien-Gemeinschaft gebunden, in der Tetrapodenfährten von größter Bedeutung sind (FUGLEWICZ et al. 1990, RDZANEK 1999, in Vorb., PTASZYŃSKI 2000).

RDZANEK (1992) hat im Profil Wióry sedimentäre Zyklen beobachtet. Die Zyklen erreichen etwa 1 – 5 m Mächtigkeit. Sie sind an der Basis aus Rinnensedimenten aufgebaut (M), wobei der obere Teil von Ablagerungen proximaler (P) und distaler (D) Durchbruchsfächer und schließlich von Sedimenten der Überflutungsebene (F) gebildet wird (Abb. 22).

Die Interpretation des Ablagerungssystems als ein mittel- bis schwach verzweigtes Flusssystem (moderately to weakly braided river system) ist allerdings diskussionsbedürftig. Es ist fraglich, ob die Sedimente des Profils Wióry noch in einem verzweigten oder schon in einem mäandrierenden Flusssystem abgelagert wurden. Gegen die Interpretation des Ablagerungsraums als ein verzweigtes Flusssystem sprechen der relativ hohe Anteil an feinklastischen Sedimenten, das seltene Vorkommen des Faziestyps Sp und häufige Durchbruchsfächer (siehe MIALL 1977). Der Aufbau des ganzen Profils und der einzelnen Zyklen weist eher auf Ablagerungen in einem „gravel-sand-meandering-“ bis „sandy-meandering-river“ nach der Klassifikation von MIALL (1996) hin. Mäandrierender Verlauf der Flusskanäle wurde anhand von Paläoströmungsmessungen von MADER & RDZANEK (1985) nachgewiesen. Schwach ausgebildete Bodenhorizonte wie auch relativ kleine Mächtigkeiten der sedimentären Zyklen weisen eher auf ein verzweigtes Flusssystem hin, das in der Klassifikation von MIALL (1996) als „deep-perennial-braided-river“ eingestuft sein könnte. Die Ablagerungen der Wióry-Sandstein-Formation können nicht eindeutig als Sedimente eines verflochtenen oder mäandrierenden Flusssystems interpretiert werden. Sie wurden wahrscheinlich in einem Milieu abgelagert, das Eigenschaften der beiden klassischen Flusssysteme hatte.

Der oberste Teil des Profils Wióry (Kałków-Siltstein-Formation) ist in überwiegend feinklastischer Fazies ausgebildet (siehe Anl. 12; Taf. 6, Fig. 5). Die Sandsteine kommen nur in Form von vereinzelt, oft auskeilenden Bänken vor, die einige cm bis einige 10-er cm mächtig sind. Das spricht dafür, dass die Sedimentation hauptsächlich im stehenden Wasser entweder auf der Überflutungsebene, weit von den Rinnen entfernt, oder schon in einem Inlandsee stattgefunden hat.

4.2.1.7 Gamma-Muster der fluviatilen Zyklen

Die fluviatilen Zyklen stellen Sohlbankzyklen dar. Im Verlauf der Kurven der gemessenen natürlichen Gamma-Strahlung lässt sich ein allmählicher Trend beobachten. Die basalen Teile der Zyklen werden durch niedrigere Messwerte charakterisiert. Zum Top hin ist eine Zunahme der Werte zu beobachten. In den Profilen des südlichen Sachsen-Anhalt betragen die niedrigeren Werte 50 – 90 cps, die höheren Werte erreichen 70 – 140 cps (Abb. 17, 19 – 21). Im Profil Wióry in Heilig-Kreuz-Gebirge sind die Werte insgesamt niedriger. Die Werte der basalen Abschnitte der Zyklen betragen 20 – 40 cps. Am Top der Zyklen werden 60 – 100 cps erreicht (Abb. 22).

Die klassischen fluviatilen Sohlbankzyklen zeichnen sich durch einen klaren inneren Aufbau aus (GALLOWAY & HOBDAV 1983). Der untere, niedrig strahlende Teil lässt sich gut vom oberen, intensiv strahlenden Abschnitt unterscheiden. Der untere Teil, der oft aus den Rinnensedimenten aufgebaut ist, weist ein zylinderförmiges Muster in der Gammakurve auf (AIGNER et al. 1999). Einen solchen Aufbau haben vor allem die Zyklen im Profil Wióry (Abb. 22). Im Profil Nebra

stellen die meisten Zyklen relativ gut erkennbare Sohlbankzyklen mit deutlicher Zweiteilung dar (Abb. 20). Allerdings weisen die niedrigstrahlenden Abschnitte dort kein zylinderförmiges Gamma-Muster auf. Am wenigsten deutlich sind die Zyklen in den Gamma-Profilen Leißling und Neue Welt ausgeprägt (Abb. 17, 19). Die meisten Zyklen stellen dort normale Sohlbankzyklen dar; allerdings ist die Zweiteilung in hoch und niedrig strahlende Abschnitte nicht gut ausgebildet. In Leißling und Neue Welt lassen sich Zyklen beobachten, die in der Lithologie normale fining-upward Zyklen darstellen aber im Gamma-Log scheinbar coarsening-upward Trends aufweisen (Abb. 17b, 19a). Die Ursache liegt darin, dass die Sandsteine oft Tongerölle führen, die die gesamte Strahlung erhöhen (siehe auch RIDER 1993, RETTIG 1991). Die Tongeröllführung nimmt allmählich nach oben ab, was sich im Gamma-Log als Übergang von höheren zu kleineren Werten abbildet und dem Muster eines Dachbankzyklus entspricht. Ein derartiger Verlauf der Gamma-Kurve charakterisiert in den meisten Fällen die Basis der Zyklen.

4.2.2 Lakustrine Ablagerungsräume

Ablagerungen des lakustrinen Milieus treten im unteren Teil des Mittleren Buntsandsteins auf. In diesem Kapitel werden sedimentäre Zyklen beschrieben, die in der Volpriehausen-Formation beobachtet wurden. Die Detfurth-Formation des Mittleren Buntsandsteins ist auch durch lakustrine Sedimente geprägt, jedoch treten keine gut ausgebildeten sedimentären Zyklen auf.

4.2.2.1 Volpriehausen-Formation

Aufschluss Baalberge

Das Profil der Tongrube Baalberge südöstlich von Bernburg umfasst den Grenzbereich zwischen dem Kleinzyklus smV, 1 und 2 der Volpriehausen-Formation (insgesamt 24 m Profil; siehe Abb. 16, Anl. 5, Taf. 12, Fig. 1).

Das Profil ist durch eine feinkörnige Fazies geprägt, in der bis zu 2 m mächtige sandige Abfolgen auftreten.

Die feinkörnige Fazies ist aus Ton-, Silt- und Feinsandsteinen aufgebaut, die heterolitisch wechsellagern. Das Gestein weist eine ausgeprägte Wellen-, Flaser- oder Linsenlamination auf. Die Heterolithe sind entweder grüngrau oder rotbraun gefärbt. In der Fazies treten Spurenfossilien auf.

Die grüngrauen Heterolithe sind tonreich und meistens linsen- oder wellengeschichtet (Taf. 10, Fig. 1, 2). Trockenrisse treten sehr vereinzelt, Synäreserisse häufiger auf. Vereinzelt kommen Gipsknollen und Gipskristallmarken vor in Form von 2 – 4 mm großen rhomboidalen Aufwölbungen auf den Schichtflächen von siltigen und feinsandigen Lagen (Taf. 10, Fig. 5). Der

rhomboidale Umriss unterscheidet diese Formen von deutlich quadratischen Steinsalzkristallmarken (HAUSCHKE 1989). Die Heterolithe führen eine reiche Conchostracen-Fauna mit *Liograptia (Magnietheria) mangaliensis mangaliensis* (JONES), *L. (M.) mangaliensis quellaensis* (NOVOŽILOV) und selten mit *Lioleaiina radzinskii* (KOZUR & SEIDEL) (KOZUR & SEIDEL 1983a, b). Im Palynomorphen-Spektrum dominieren Prasionphyccen mit *Leiosphaeridia*, *Nostocopsis* und Chlorococcales mit *Syndesmosphaerion* und *Syndesmorion* (siehe Anh. 3).

Die rotbraunen Heterolithe weisen meistens Flaser- und Linsenlamination auf (Taf. 10, Fig. 3, 4). Das Gestein zeigt selten massige Ausbildung mit vertisolähnlichen Strukturen. Trockenrisse treten, neben den Synäreserisse, verstärkt auf und können bis zu 15 cm tief sein (Taf. 10, Fig. 4). Es wurden auch Gipskristallmarken wie oben beschrieben beobachtet. In dickeren siltigen Lagen kommen selten Beulenrippeln (hummocky cross-bedding) bis 1,2 m Durchmesser vor (Taf. 10, Fig. 6). Die Conchostracen-Fauna mit den gleichen Arten wie oben genannt tritt im Vergleich zu den grüngrauen Heterolithen zurück.

Die sandige Fazies ist als fein- bis mittelkörnige, gut sortierte, hellgraue Sandsteine ausgebildet (Taf. 10, Fig. 7; Taf. 11, Fig. 1 – 6). Die Sandsteine sind mittel- bis dünnbankig. Sie weisen planare und seltener trogförmige Schrägschichtung auf. Die Einfallswinkel der planaren Schrägschichtung betragen 10° – 12° bei der flachwinkligen Schichtung und 25° – 27° im Falle der normalen Schrägschichtung (Taf. 11, Fig. 1, 5). Die Oberflächen der Sandsteinlagen sind oft geripfelt (Taf. 10, Fig. 7; Taf. 11, Fig. 3, 4). Die Rippeln sind überwiegend als Wellenrippeln ausgebildet. Es wurden aber auch normal planar schräggeschichtete bis zu 6 m lange und 0,6 m hohe Megarippeln beobachtet (Taf. 11, Fig. 5; siehe GRADZINSKI et al. 1986, ASHLEY 1990). In die Sandsteine sind dünne Tonsteinlagen eingeschaltet, die Trockenrisse und aufgebogene Tonhäutchen aufweisen. In mittelbankigen Sandsteinlagen kommen oft Tongerölle vor. Die Sandsteine führen selten Ooide. Die Fazies ist reich an Bioturbation. Es wurden basale Flächen der Sandsteinschichten beobachtet, die vollständig mit Spurenfossilien der Ichnogattung *Paläophycus* bedeckt waren (Taf. 11, Fig. 6).

In der Abfolge wurden Dachbankzyklen beobachtet, deren Mächtigkeiten etwa 2 – 5 m betragen (Abb. 23; Taf. 12, Fig. 2). Der basale Teil eines Zyklus ist in feinkörniger Fazies ausgebildet, wobei grüngraue Heterolithe in rotbraune Heterolithe übergehen. Darüber folgen Siltsteine mit Beulenrippeln, die von flachwinklig geschichteten Sandsteinen überdeckt sind. Diese werden von dünnbankigen, geripelten Sandsteinen überlagert. Normal schräggeschichtete, mittelbankige Sandsteine schließen den Zyklus ab. Am Top eines Zyklus können über den rotbraunen Heterolithen auch ooidführende Sandsteine mit einer erosiven Oberfläche vorkommen (Taf. 12, Fig. 2).

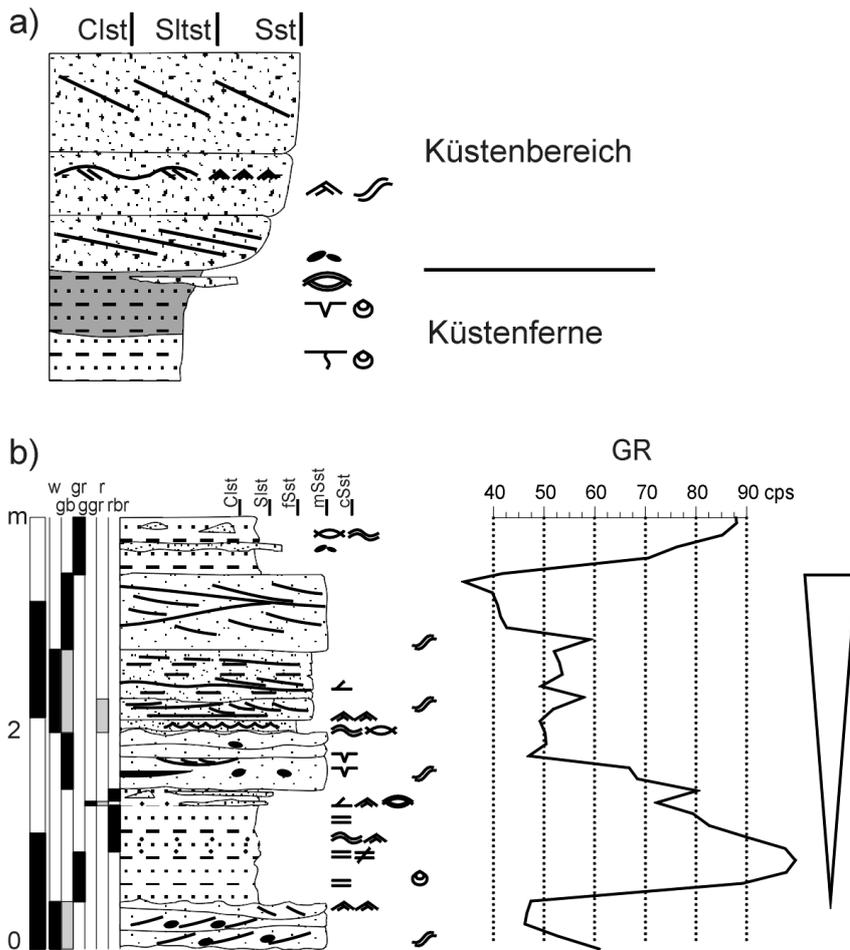


Abb. 23: Lakustriner Zyklus aus dem Profil Baalberge. a) ein idealisierter Zyklus mit Sedimentstrukturen (siehe Text, grau hinterlegt: rotbraune Heterolithe), b) Beispiel aus dem Aufschluss. Pfeil symbolisiert einen Dachbankzyklus. Weitere Erläuterungen zu dem Profil siehe Anl. 1.

Die Zyklen sind gelegentlich auch symmetrisch aufgebaut, unten als Sohlbank-Halbzyklus und oben als Dachbank-Halbzyklus. Die Sohlbank-Halbzyklen sind deutlich schwächer ausgebildet und zeichnen sich durch einen allmählichen Übergang der sandigen in die feinkörnige Fazies aus (siehe Anl. 5).

Die Dachbankzyklen werden als Verflachungs-Zyklen gedeutet, die einen Übergang von küstenfernen Sedimenten eines flachen Sees zu Küstensedimenten widerspiegeln. Möglicher mariner Einfluss wird im Kapitel 5 diskutiert. Die heterolithische Fazies kann nur unter fast ständiger Wasserbedeckung in einem ruhigen Milieu unter der Sturmwellenbasis abgelagert werden. Wellige Schichtung sowie Flaser- und Linsenschichtung wurden auch aus flachmarinem Milieu beschrieben (RAAF et al. 1977, HAWLEY 1981). Die grüngraue Heterolithe stellen küstenferne Ablagerungen dar. Die Prasinophyceen-Flora (siehe Anh. 3) deutet auf brackische Gewässer hin, die möglicherweise marinen Ursprung hatten. Auf erhöhte Salinität des Beckens weisen auch Gipskristallmarken hin. Die rotbraune feinkörnige Fazies weist mehrere Austrocknungsmerkmale auf (Trockenrisse, massige Struktur, Vertisole) und wird sie deshalb als relativ küstenferne Sedimente eines sehr flachen Beckens interpretiert. Siltsteinlagen mit Beulenrippeln deuten auf Ablagerungen im Bereich zwischen der Schönwetterwellenbasis und der

Sturmwellenbasis hin. Die oolithischen Sandsteine wurden in einem küstennahen Bereich abgelagert, wogegen die nicht ooidführenden Sandsteine im Küstenbereich (beach/shoreface) abgelagert wurden. Die Spurenfossilien aus der Gruppe Fodinichnia (*Paläophycus*), die in den Sandsteinen auftreten, wurden in jurassischen flachmarinen Sedimenten Polens gehäuft in den Abfolgen der progradierenden Küste festgestellt (PIEŃKOWSKI 1985).

GHIBAUDO et al. (1974) haben aus der oberen Kreide der Pyrenäen und ROEP et al. (1979) aus dem Miozen des südöstlichen Spaniens in marinen Sedimenten ähnliche Dachbankzyklen einer progradierenden Küste beschrieben. ROGERS & ASTIN (1991) haben vergleichbare Sedimentabfolge aus dem Devon des nördlichen Schottlands als Ablagerungen eines ephemeren See mit sandiger Küste interpretiert.

Die oben beschriebenen sedimentären Zyklen lassen sich zu einem Mesozyklus zusammenfassen (siehe Anl. 5). Der unterste Zyklus der Abfolge ist aus tonigen küstenfernen und ooidführenden küstennahen Sedimenten aufgebaut, wobei die Sedimente des Beckeninneres dominieren. Der darüberliegende Zyklus ist aus den küstenfernen Ablagerungen und den Ablagerungen des Strandbereiches ausgebildet. Der letzte Zyklus der Abfolge ist auch aus den küstenfernen Sedimenten und den Sedimenten des Strandbereiches aufgebaut, wobei die sandige Fazies des Strandbereiches dominiert. Der Mesozyklus stellt also ebenfalls eine generelle Verflachung des Ablagerungsmilieus dar und kann ebenso insgesamt als großer Dachbankzyklus bezeichnet werden. Bemerkenswert ist auch die Tendenz, die sich im Palynomorphen-Spektrum abbildet (Anh. 3, Anl. 5). Im unteren Teil des Mesozyklus dominieren die Prasinophyceen, wogegen im oberen Teil die Chlorococcales am meisten vertreten sind (Anh. 3, Anl. 5). Diese Tendenz lässt schließen, dass der Süßwasser-Einfluss im oberen Teil des Mesozyklus stärker als im unteren Teil war (C. HEUNISCH, briefl. Mitt.), was ebenfalls auf generelle Verflachung des Ablagerungsraumes hindeutet.

Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1

Die Volpriehausen-Formation in der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 repräsentiert vollständig lakustrines Ablagerungsmilieu (Abb. 24; etwa 89,3 m, Anl. 15). In der Abfolge lassen sich die drei folgenden Hauptfazies unterscheiden: sandig-oolithische Fazies, oolithische Fazies und feinklastische Fazies.

Zur sandig-oolithischen Fazies gehören kalkige Sandsteine, ooidführende Sandsteine und sandige Oolithe (Taf. 13, Fig. 1, 2, 7). Die Mächtigkeit des Faziestyps beträgt im allgemeinen 0,1 – 2 m (max. 7 m).

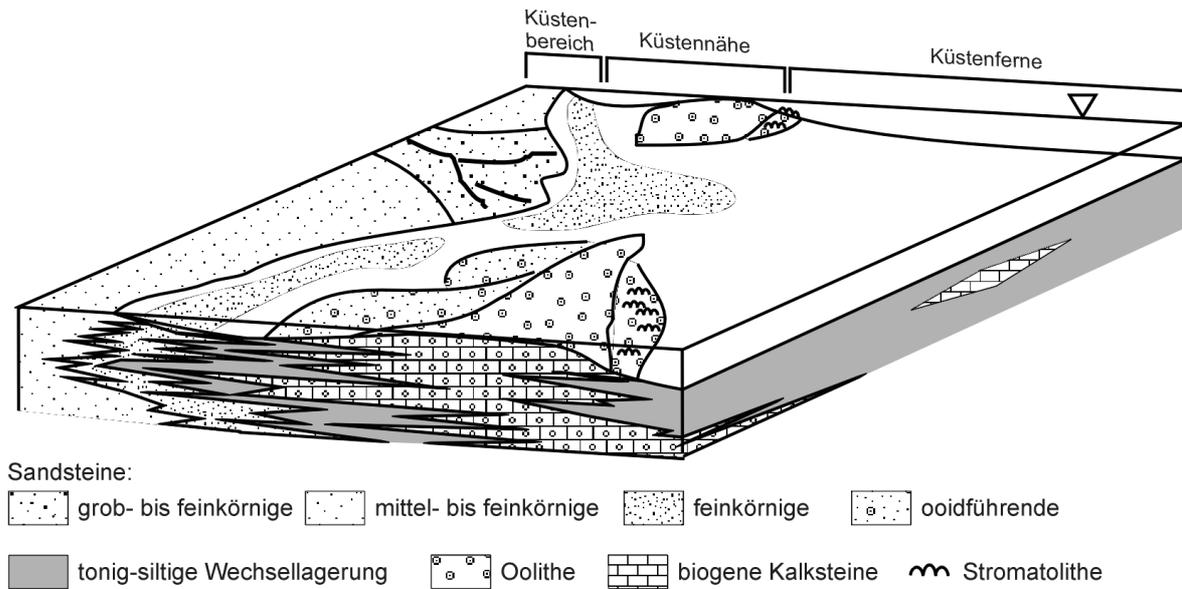


Abb. 24: Modell eines Playa-Sees mit Faziesverteilung. Nach VOIGT & GAUPP (2000), geändert.

Die Sandsteine sind fein- bis mittelkörnig, selten mittel- bis grobkörnig, relativ gut sortiert und grau oder hellgrau gefärbt. Rötliche Färbung tritt nur selten auf. Sie zeigen Schrägschichtung (vor allem im unteren Teil der Volpriehausen-Formation), Rippelschichtung und einzelne dünne Toneinschaltungen mit Trockenrissen. Sie sind kalzitisch zementiert. Die Sandsteine weisen Glimmer- und schwache Ooidführung auf. Bei zunehmender Ooidführung liegt die Fazies als ooidführende Sandsteine und schließlich als sandige Oolithe vor. Der Durchmesser der Ooide beträgt im allgemeinen 0,1 – 0,5 mm. Je höher der Sandanteil ist, desto mehr Ooide sind zerstört und liegen als Bruchstücke vor (Taf. 13, Fig. 1). Ooide haben oft Hämatit-Hüllen. Innerhalb der Ooide kommen auch hämatitische Lagen vor (Taf. 13, Fig. 2, 5). Rötliche Farben treten bei den sandigen Oolithen am häufigsten auf.

Zur oolithischen Fazies gehören oolithische Kalksteine, die oft schwache Sandführung zeigen (Taf. 13, Fig. 3, 4, 6). Die Mächtigkeit des Faziestyps kann 1,5 m erreichen. Die Oolithe sind grau gefärbt. Rötliche Färbung kommt seltener vor. Der Durchmesser der Ooide beträgt 0,2 – 1 mm (max. 2 mm). Im Zentrum der Ooide sind oft grünliche Glaukonit-Körner zu beobachten (Taf. 13, Fig. 3; Taf. 16, Fig. 1 – 4; siehe auch Kapitel 5.3). Die Oolithen weisen vereinzelt Schrägschichtung und Tongerölle auf.

Zur feinkörnigen Fazies gehören heterolithisch ausgebildete, siltig-tonig-feinsandige Wechsellagerungen (Taf. 13, Fig. 8). Eine rote und rotbraune Färbung ist typisch, aber graue Farben kommen auch vor. Das Gestein weist Flaser-, Wellen- und Linsenschichtung auf, wobei die Linsen- und Wellenschichtung am häufigsten sind. Es treten vereinzelte Ooide, Trocken- und Synäreserisse sowie Bioturbation auf. Starke Glimmerführung ist vorhanden (Taf. 13, Fig. 8). Das

Gestein ist kalzitisch, dolomitisch oder hämatitisch zementiert (Taf. 13, Fig. 8). Diese Fazies ähnelt der feinkörnigen Fazies des Unteren Buntsandsteins.

Die Volpriehausen-Formation der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 ist von einer zyklischen Schichtentwicklung geprägt (Abb. 25, Anl. 15). Die Basis eines Zyklus wird von der sandig-oolithischen Fazies gebildet. Darüber folgt die oolithische Fazies, dann die feinkörnige Fazies (Abb. 25). Ein so aufgebauter Zyklus kann als ein Sohlbankzyklus betrachtet werden. In der Abfolge treten aber auch symmetrische Zyklen auf. Der untere Teil eines solchen Zyklus besteht aus einem oben vorgestellten Sohlbank-Halbzyklus, der in einen Dachbank-Halbzyklus mit inverser Faziesabfolge übergeht (Abb. 25). Nicht alle Fazies sind in allen beobachteten Zyklen vorhanden. Die sandig-oolithische Fazies, und besonders ihre sandreiche Modifikation, kommt nur relativ selten vor. Die einzelnen Fazies sind häufig unscharf voneinander getrennt, so dass zwischen den einzelnen Faziestypen andere Faziestypen vorkommen können. Die Dachbank-Halbzyklen sind in diesem Profil schwächer als die Sohlbank-Halbzyklen ausgebildet. Sie können

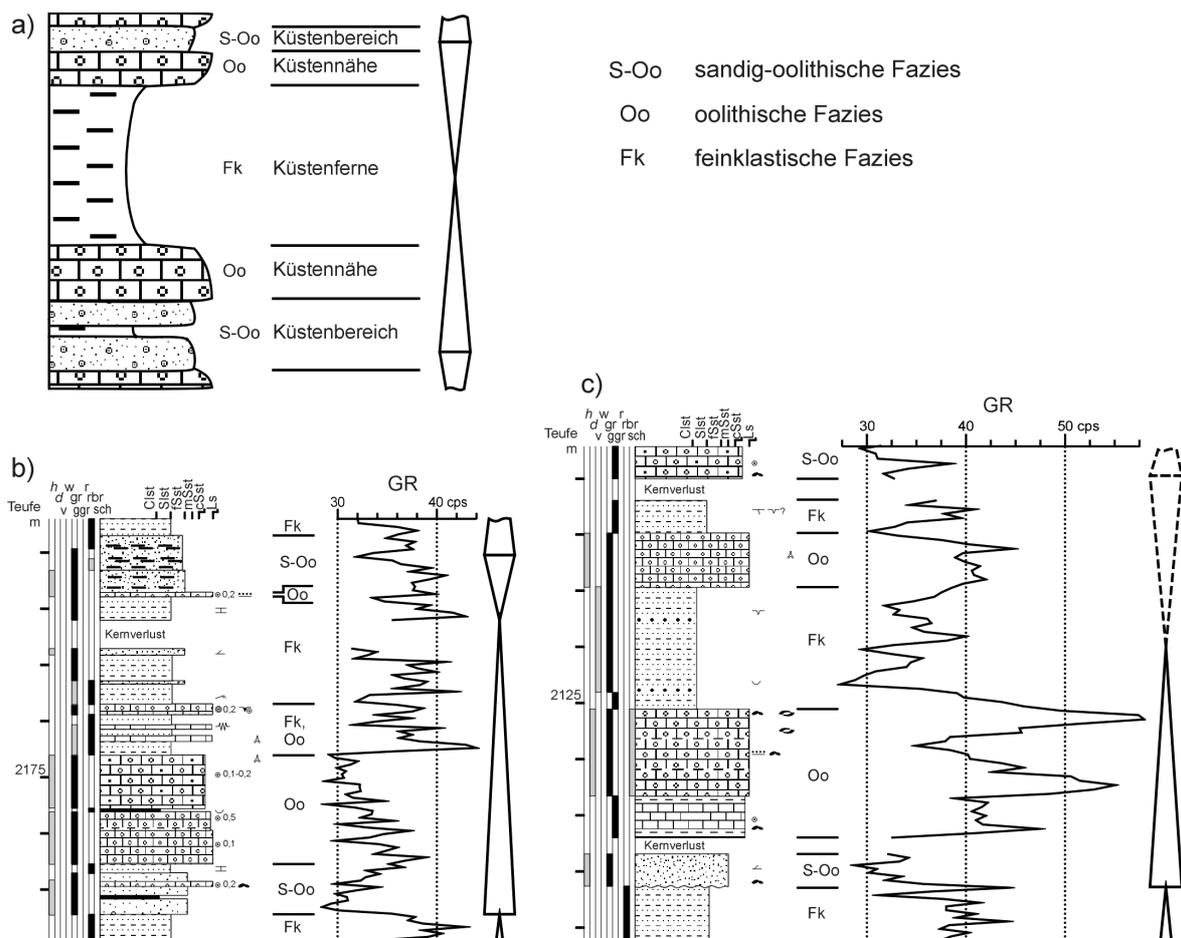


Abb. 25: Lakustrine Zyklen, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1. a) idealisierter symmetrischer Zyklus, b) Beispiel aus der Volpriehausen-Formation, c) Beispiel aus der Dettfurth-Formation. Weitere Erläuterungen zu den Profilen siehe Anl 1.

sogar vollständig fehlen. Die Mächtigkeiten der symmetrischen Zyklen betragen 7 – 22 m, wobei die Mächtigkeiten der Sohlbank-Halbzyklen 2 – 14 m und der Dachbank-Halbzyklen 1,5 – 8 m erreichen.

Alle Fazies wurden im zentralen und küstennahen Bereich eines Binnensees, der wahrscheinlich stark marin beeinflusst war, abgelagert (siehe Kapitel 5). Die sandig-oolithische Fazies wurde im Bereich zwischen einer sandigen Küste und einem Ooidbarren-Gürtel abgelagert (Abb. 24). Die oolithische Fazies stellt Ablagerungen von Ooidbarren dar (Abb. 24). Die feinklastische Fazies repräsentiert die Sedimentation im zentralen Bereich des Beckens (Abb. 24). Ein Sohlbank-Halbzyklus bildet eine Vertiefungstendenz ab, wogegen ein Dachbank-Halbzyklus als Widerspiegelung einer Verflachungstendenz interpretiert wird.

PLATT & WRIGHT (1991) haben verschiedene lakustrine Sedimentabfolgen analysiert und festgestellt, dass ähnliche Faziesübergänge für einen hochenergetischen Rampe-förmigen Seerand charakteristisch sind (high-energy ramp margin). Sie haben auch Dachbankzyklen beschrieben, die Verflachungstendenz widerspiegeln. Auf einer Karbonatrampe des Oberen Muschelkalk hat AIGNER (1984) ebenfalls Verflachungs-Dachbankzyklen erkannt. VOIGT & GAUPP (2000) haben ein korrespondierendes Faziesmodell für den Unteren Buntsandstein des Germanischen Beckens vorgeschlagen.

Bohrung Halle Süd 1/64

Die mittlere Volpriehausen-Formation der Bohrung Halle Süd 1/64 (Anl. 14, oberer Teil des Kleinzyklus smV, 1 und Kleinzyklen smV, 2, 3; etwa 73 m) ist überwiegend in der lakustrinen Fazies ausgebildet. Die Sedimente wurden im Beckenzentrum als heterolithische tonig-siltig-feinsandige Wechsellagerung abgelagert. Die Sedimentation an der Küste und im küstennahen Bereich ist durch laminierte, schräg- und rippelgeschichtete Sandsteine repräsentiert, die Ooide führen. Es kommen auch Einschaltungen von oolithischen Kalksteinen vor, die Ablagerungen von Ooidbarren darstellen (Abb. 24).

Es lassen sich Übergänge der Fazies verfolgen, die auf Vertiefung oder Verflachung des Sedimentationsraumes hindeuten. Eine Vertiefungstendenz ist charakterisiert durch den Übergang der sandigen Fazies des küstennahen Bereichs in die Oolithe des Ooidgürtels und schließlich in tonig-siltig-feinsandige Heterolithe des Beckenzentrums. Der allmähliche Übergang von feinklastischen Sedimenten in sandige Ablagerungen bildet eine Verflachung ab. Derartige Faziesabfolgen ähneln der Zyklen der Volpriehausen-Formation der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 (vorheriger Kapitelabschnitt). Im beschriebenen Profil stellen die Faziesänderungen eine Zyklizität höherer Ordnung dar, worauf die großen Mächtigkeiten der

Profilabschnitte, in denen die Faziesänderungen stattfinden, hinweisen. Deshalb werden die Tendenzen in der Bohrung Halle Süd 1/64 nicht als sedimentäre Autozyklen betrachtet, sondern als Base-Level-Zyklen (siehe Kapitel 6.2.1).

4.2.2.2 Detfurth-Formation

Aufschlüsse Leißling und Schönburg

Die lakustrine Fazies der Detfurth-Formation wurde in den Aufschlüssen Leißling und Schönburg beobachtet. In beiden Aufschlüssen sind 1 bis 1,5 m der obersten Detfurth-Wechselfolge aufgeschlossen (Abb. 16). Sie werden durch rotbraune, siltig bis feinsandige Tonsteine mit 1 bis 5 cm mächtigen siltigen oder feinsandigen Einschaltungen gebildet. Die Tonsteine sind massig ausgebildet und weisen pseudobrekziöse Texturen auf. Im Aufschluss Schönburg treten auch vertisolartige Aufwölbungen im Sediment auf (Taf. 5, Fig. 2).

Die Abfolge wurde in einem sehr flachen Playa-See der oft trockenfiel oder sogar auf einer distalen Überflutungsebene abgelagert. Die Vertisole weisen auf initiale pedogene Prozesse hin.

Bohrung Halle Süd 1/64

Der Detfurth-Sandstein (24,5 m Mächtigkeit) wird durch fein- bis grobkörnige, stellenweise konglomeratische, graue und rotbraune Sandsteine ausgebildet. Die Sandsteine sind überwiegend strukturlos. Es wurden jedoch stellenweise Rippel- und Schrägschichtung wie auch Tongerölle und Dolomitknollen beobachtet. Im oberen Abschnitt der sandigen Abfolge wurde eine schwache Ooidführung beobachtet. In den Sandsteinen treten bis 1 cm mächtige tonige Einschaltungen auf, die Trockenrisse führen. Die Sandsteine werden nach oben immer feiner und gehen in tonig-siltig-feinsandige Heterolithe über, die die Detfuth-Wechselfolge bilden. Die Mächtigkeit der Wechselfolge beträgt 17,5 m. Im unteren Teil dominiert eine grüngraue Färbung, die nach oben in rotbraune Töne übergeht. Die Heterolithe sind sehr stark deformiert, was entweder auf häufiges Trockenfallen oder eine hohe Bioturbationsintensität hinweist. Im obersten Teil sind die rotbraunen, feinklastischen Sedimente massig ausgebildet und ähneln den Abfolgen, die in den oben beschriebenen Aufschlüssen vorkommen. In der Abfolge treten häufig Conchostracen, Pflanzenreste und Fischschuppen auf. Es wurden vereinzelt Karbonatknollen im oberen Teil der Detfurth-Wechselfolge beobachtet.

Der Detfurth-Sandstein wird als eine sehr küstennahe Ablagerung am Rand eines Playa-Sees gedeutet, die möglicherweise auch schwach fluviatil geprägt war. Die Detfurth-Wechselfolge wurde im zentralen Bereich eines solchen Playa-Sees sedimentiert. Der Playa-See trocknete immer

häufiger im Verlauf der Ablagerung der Detfurth-Wechselfolge aus, worauf die rotbraune Färbung und schließlich die massige Textur der Sedimente hindeuten.

Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1

Die Detfurth-Formation in der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 weist eine sehr ähnliche fazielle Ausbildung auf, wie die Volpriehausen-Formation in dieser Bohrung (Kapitel 4.2.2.1, Abb. 25c, Anl. 15d, e). Die sandig-oolithische und die oolithische Fazies treten hauptsächlich im unteren Teil der Formation auf. Die feinklastische Fazies dominiert im oberen Teil der Formation.

Eine Besonderheit in der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 stellen stromatolithische und bioklastische Kalksteine dar. Die stromatolithischen Kalksteine (Anl. 15d, Teufe: 2111,9 – 2112,1 m und bei 2119,5 m) sind grau gefärbt und weisen eine charakteristische unebene Lamination auf. Die bioklastischen Kalksteine (Anl. 15d, Teufe: um 2113,7 m, nur Dünnschliffe erhalten, und 2125,1 – 2125,5 m; Taf. 14, Fig. 1, 2) sind ebenfalls grau und enthalten Schnecken, Fischschuppen und Reste von doppelklappigen Organismen (Ostracoden?, Muscheln?). In diesen Kalksteinen können auch Ooide, Onkoide und Pelloide auftreten, in denen oft ein grünes glaukonitisches Mineral zu beobachten ist (Anl. 15d, Teufe: 2125,1 – 2125,5 m; siehe auch Kapitel 5.3; Taf. 14, Fig. 1, Taf. 16, Fig. 1, 2). Der oberste Teil der Formation (Anl. 15e, Teufe: 2099,9 – 2107,1 m) ist durch graue Mergel mit Einschaltungen von bioklastischen Kalksteinen ausgebildet. Im Sediment kommen Fischresten (Fischschuppen), Reste von doppelklappigen Organismen (Ostracoden?), vereinzelt Bioturbation und Anhydritknollen vor.

Die stromatolithischen Kalksteine wie auch die bioklastischen Kalksteine, die keine Peloiden und keine Onkoiden enthalten, wurden wahrscheinlich im küstenfernen Bereich eines marin beeinflussten Playa-Sees abgelagert (siehe auch Kapitel 5). Die peloid- und onkoidführenden bioklastischen Kalksteine sowie auch die Mergel wurden in einem lagunären Bereich eines solchen See sedimentiert.

4.2.2.3 Gamma-Muster der lakustrinen Zyklen

Die lakustrinen Zyklen haben kein einheitliches Gamma-Muster, sondern weisen sowohl einen kelch- als auch einen glockenförmigen Verlauf der Gamma-Kurve auf. Dachbankzyklen und Dachbank-Halbzyklen werden durch kelchförmige Gamma-Muster charakterisiert. Die Zyklen aus dem Aufschluss Baalberge liefern die deutlichsten Beispiele, wo der allmähliche Übergang von höheren (80 – 110 cps) zu niedrigeren Strahlungswerten (30 – 80 cps) sehr gut ausgeprägt ist (Abb. 23b, Anl. 5). Die Dachbank-Halbzyklen der Volpriehausen-Formation der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 zeigen Übergänge von etwa 40 cps bis etwa 30 cps (Abb. 25b, c; Anl. 15). Die Messwerte, die an Bohrkernen gewonnen werden, sind deutlich niedriger als Messwerte in

Aufschlüssen, da sie im Vergleich zu den Aufschlüssen viel schwächere Strahlungsquellen sind (ROMAN et al. 2001). In den Zyklen des Profils Baalberge lassen sich die oberen, niedrig strahlenden Abschnitte gut von den unteren Abschnitten trennen, wogegen in der Bohrung Gorzów Wielkopolski die Übergänge fließender und nicht in allen Fällen gut erkennbar sind.

Ein glockenförmiges Gamma-Muster weisen die Sohlbank-Halbzyklen der Volpriehausen-Formation der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 auf (Abb. 25b, Anl. 15). In diesem Profil lassen sich die niedrigstrahlenden (29 – 35 cps) unteren Abschnitte der Halbzyklen gut von den oberen Abschnitten (35 – 45 cps) trennen.

4.2.2.4 Gamma-Anomalien in den lakustrinen Sedimenten

In den lakustrinen Sedimenten, insbesondere in der Detfurth-Formation, aber auch vereinzelt in der Volpriehausen-Formation, treten gelegentlich positive Gamma-Anomalien auf. In der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 (Anl. 15d, Teufenbereiche 2199,8 – 2200,0 und 2125,0 – 2127,3 m; Abb. 25c) und in der Bohrung Września IG1 (Anl. 17f, Teufenbereich 2678,3 – 2683,4 m) weist die natürliche Gamma-Strahlung der Kalksteine ungewöhnlich hohe Werte auf. In der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 erreichen die Werte in den grauen oolithischen und bioklastisch-oolithischen Kalksteinen bis 63 cps, wogegen die Werte in der siltig-tonig-feinsandigen Wechsellagerungen nur etwa 40 cps betragen. In der Bohrung Września IG1 erreichen die Messwerte in grauen oolithischen Kalksteinen 90 cps, wogegen die tonreichen Sedimente Strahlungsintensitäten zwischen 50 und 70 cps aufweisen. In beiden Fällen bildet die hohe Strahlung der Kalksteine sehr markante Spitzen in den Gamma-Kurven, die die Analyse der Trends und der Zyklen sehr erschweren.

Die Anomalien liegen wahrscheinlich an erhöhtem Uran- oder/und Kaliumgehalt in den Sedimenten. Nach HEARST et al. (2000, S. 159) wird die Gamma-Strahlung der Karbonate wahrscheinlich von vorkommenden Uran emittiert. Es ist also möglich, dass in den beschriebenen Karbonaten die Urankonzentration höher als die durchschnittliche Konzentration ist. Eine Besonderheit der Kalksteine der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 ist, dass sie ein glaukonitisches Mineral sowohl in den Ooiden als auch in der Matrix enthalten (siehe Kapitel 5.3). Das Mineral ist relativ reich an radioaktivem Kalium (^{40}K) und kann eventuell zusätzlich Uran als Verunreinigung enthalten (HEARST et al. 2000, S. 362). Uran kann aber auch an organisches Material gebunden sein (ITENBERG 1972, STOCKS & LAWRENCE 1993, PLANT et al. 1999). Die graue Farbe der Sedimente, wie auch sehr dünne schwarze Einschaltungen, die in den Oolithen vorkommen, können mit erhöhtem Gehalt an organischer Materie in Verbindung gebracht werden. Erfahrungsgemäß sind die Urangelhalte in den Sedimenten zu niedrig, um sie mit den chemischen Analysen festzustellen. Aus spektralen Gamma-Messungen aus anderen Bohrungen ergibt sich,

dass schon 6 – 8 ppm Urangelgehalt zu deutlicher Erhöhung des gesamten Gamma-Spektrums führt (ST. ROMAN, pers. Mitt.). Mittels chemischer Analysen lassen sich jedoch Gehalte ab etwa 20 ppm feststellen. Es wurde eine Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) an den Tonsteinen der Detfurth-Formation aus dem Profil Leißling gemacht. Die Gamma-Strahlung war in den Sedimenten besonders hoch und betrug 130 cps, was erhöhte Urangelgehalte suggerierte. Mittels RFA wurde allerdings kein Uran nachgewiesen (siehe Anh. 5).

PAUL & KLARR (1987) und SZEWCZYK (1987) sind ebenfalls zu dem Schluss gekommen, dass die markantesten Ausschläge der natürlichen Gamma-Strahlung in den Sedimenten des Buntsandsteins besonders an erhöhte Urangelgehalte gebunden sind. Im Oberen Buntsandstein aber auch im tieferen Mittleren Buntsandstein des nordöstlichen Polens wurden Urankonzentrationen mit nahezu Lagerstätten-Bedeutung festgestellt (SZEWCZYK 1987). Allerdings ist das Uranvorkommen im wesentlichen an sandige und tonige Sedimente gebunden. PAUL & KLARR (1987) beobachteten markante Gamma-Ausschläge in den Roten Tonsteinschichten der Solling-Formation der Bohrung Remlingen 5, die durch einen Urangelgehalt bis zu 14 ppm verursacht werden. Die Feinuntersuchungen der Autoren zeigten, dass das Uran an eine dünne Oolith-Schicht gebunden ist, die in grau-grünliche Tonsteine eingeschaltet ist.

Eine genaue Klärung dieses Problems verlangt weitere Untersuchungen.

4.2.3 Äolische Ablagerungsräume

Äolische Sedimente treten in der Volpriehausen-Formation auf. In der mittleren Thüringen-Westbrandenburg Senke sind sie besonders für den unteren Teil der Formation, den Volpriehausen-Sandstein, charakteristisch (VOIGT & GAUPP 2000). Äolisch geprägte Ablagerungen kommen aber auch in höheren Partien der Abfolge sowie auch in der Hardegsen-Formation vor (siehe Kapitel 4.2.1.1).

In der Randfazies des Heilig-Kreuz-Gebirges kommen Ablagerungen von Dünen-Feldern vor, deren genaue stratigraphische Einstufung nicht geklärt ist. PIENKOWSKI & NIEDŹWIECKI (2002) postulieren ein spätpermisches Alter anhand einer Wirbeltier-Fährten-Assoziation, was für den basalen Unteren Buntsandstein sprechen würde. Nach der klassischen Lithostratigraphie (SENKOWICZOWA 1970) gehört die Abfolge jedoch zum Mittleren Buntsandstein.

4.2.3.1 Volpriehausen-Sandstein

Aufschluss Großwangen

Im oberen Teil des Aufschlusses Großwangen ist die unterste Volpriehausen-Formation aufgeschlossen (HEINZELMANN 1962, RADZINSKI 1966). Der Profilabschnitt umfasst den unteren Volpriehausen-Sandstein und das tonige Zwischenmittel, das allerdings für eine detaillierte Aufnahme unzugänglich war (Abb. 16, 26; Anl. 4). Insgesamt ist der aufgeschlossene Abschnitt der basalen Volpriehausen-Formation 8 m mächtig, wovon die unteren 5 m aufgenommen werden konnten (Abb. 26). Die Sedimente des Volpriehausen-Sandsteins sind rot, hellrot, grau, grüngrau oder weiß gefärbt (Taf. 14, Fig. 3, 4). Die Sandsteine sind sehr schlecht sortiert und zementiert (Taf. 14, Fig. 5). Das Bindemittel ist hauptsächlich tonig und schwach dolomitisch (Taf. 14, Fig. 5, 6). Sehr gut gerundete gröbere Sandkörner bilden linsenförmige Anreicherungen und Lagen (Taf. 14, Fig. 6). Die Schichtung ist undeutlich, überwiegend horizontal (Taf. 14, Fig. 3, 4). In die Sandsteine sind sehr dünne (im Millimeterbereich) tonige Lagen eingeschaltet, die Trockenrisse aufweisen. Die Sandsteine weisen selten undeutliche Rippeln und schwache Tongeröllführung auf. In der Abfolge wurden auch vereinzelte Flammen-Strukturen, Belastungsmarken und teepee-artige Aufwölbungen der einzelnen Sandsteinschichten beobachtet (Taf. 14, Fig. 3). Innerhalb der parallel

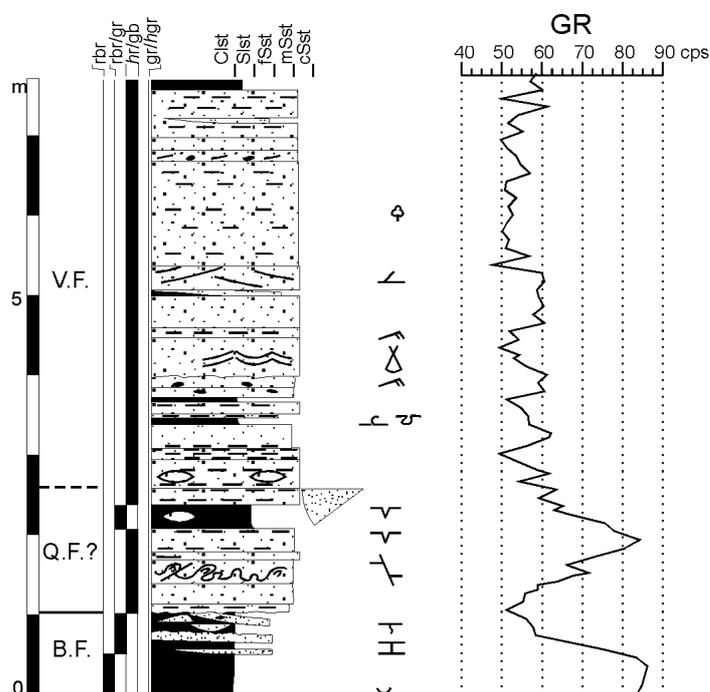


Abb. 26: Profil des Volpriehausen-Sandsteins (V.F.) und des Grenzbereichs Unterer/Mittlerer Buntsandstein in Großwangen mit dem Gamma-Log (ROMAN in VOIGT et al. 2001). Q.F.?- vermutliches Äquivalent der Quickborn-Formation, B.F.- Bernburg-Formation. Weitere Erläuterungen zum Profil siehe Anl. 1.

geschichteten Sandsteine kommen vereinzelt kleine Rinnen vor, die seitlich in eine sehr flache, planare Schrägschichtung übergehen (Taf. 14, Fig. 4). Unter dem Sandstein folgt eine 30 cm mächtige siltig-tonige Schicht mit vereinzelten Sandlagen und Trockenrissen, die ein etwa 1 m mächtiges Sandsteinpaket überlagert (Abb. 26; Taf. 14, Fig. 3). Der Sandstein ist ähnlich ausgebildet wie der Volpriehausen-Sandstein. Er ist mittel- bis grobkörnig, weist orangene Färbung sowie schlechte Sortierung und Zementation auf. In diesem Sandstein sind Deformationsstrukturen wie Belastungsmarken und

Schlamm diapire zu beobachten, die mit synsedimentären Halbgräben in Verbindung stehen (SCHÜLER et al. 1989). In den Halbgräben tritt ein rötlicher Sandstein auf, der außerhalb der Gräben erodiert wurde. Die stratigraphische Einstufung der zuletzt beschriebenen Abfolge (1 m Sandstein, 30 cm Ton-Siltstein und Sandstein in den Halbgräben) ist unklar. RÖHLING (mündl. Mitt.) vermutet, dass die Abfolge ein Äquivalent der Quickborn-Formation des norddeutschen Beckens darstellen könnte, die sich dort zwischen der Bernburg-Formation und der Volpriehausen-Formation einschaltet und bis 70 m mächtig wird (siehe Kapitel 2.2.2, Abb. 9).

Eine detaillierte Interpretation des Ablagerungsraumes des Volpriehausen-Sandsteins wurde von GAUPP et al. (1998) und VOIGT & GAUPP (2000) vorgestellt. Die Sedimentation des Volpriehausen-Sandsteins hat demnach auf einer Sand-Ton-Ebene stattgefunden. Die isolierten Lagen und Linsen der gut gerundeten, groben Quarkörner und die horizontale bis flachwinklige Schichtung deuten auf eine äolische Genese der Sedimente hin (VOIGT & GAUPP 2000). Die Sandsteine repräsentieren „Reste ehemaliger Dünen, deren basale Bereiche durch Salz-Zementation oder erhöhte Adhäsion im Grundwasser erhalten blieben“ (op. cit.). Für erhöhte Salinität des Sedimentationsraumes sprechen gebogene oder sichelförmige Trockenrisse, teepee-artige Strukturen sowie das Fehlen von Conchostracen und biogenen Strukturen (op. cit.). Die Autoren schließen einen flächenhaften Transport der Sande nicht aus. Die vorhandenen kleinen Rinnen repräsentieren Sedimentation in ephemeren Wasserläufen, die keine größere Bedeutung für die Entstehung der gesamten Abfolge hatten (GAUPP et al. 1998, VOIGT & GAUPP 2000). Dünne Tonlagen sprechen für temporäre flache Wasserbedeckung, wogegen die 30 cm mächtige feinklastische Lage in einem lakustrinen Milieu entstanden ist (VOIGT & GAUPP 2000).

In der sandigen Abfolge des Volpriehausen-Sandsteins treten immer wieder 2 – 5 cm mächtige feinklastische Lagen auf, die zyklisch auftretende relativ feuchte Perioden repräsentieren können. Klimatisch gesteuerte Zyklen wurden von CLEMMENSEN et al. (1994) in den äolischen Sedimenten des Perms und der Trias des westlichen Großbritanniens, des Buntsandsteins von Helgoland und des unteren Jura der südwestlichen USA identifiziert. Eindeutige sedimentäre Mikrozyklen lassen sich jedoch in der beschriebenen Abfolge auch mit Hilfe des Gamma-Logs nicht erkennen.

4.2.3.2 Mittlerer Buntsandstein im Heilig-Kreuz-Gebirge

Aufschluss Tumlin

Die Sedimente des Profils Tumlin gehören zu den Tumlin-Schichten (SENKOWICZOWA 1970), die in den Mittleren Buntsandstein (?) des Mesozoischen Gürtels des Heilig-Kreuz-Gebirges eingestuft wurden (SENKOWICZOWA 1970, MADER & RDZANEK 1985). Die Tumlin-Schichten bilden das Liegende der Gervilleia-Schichten (SENKOWICZOWA 1970), die HAUBOLD (1983) mit der

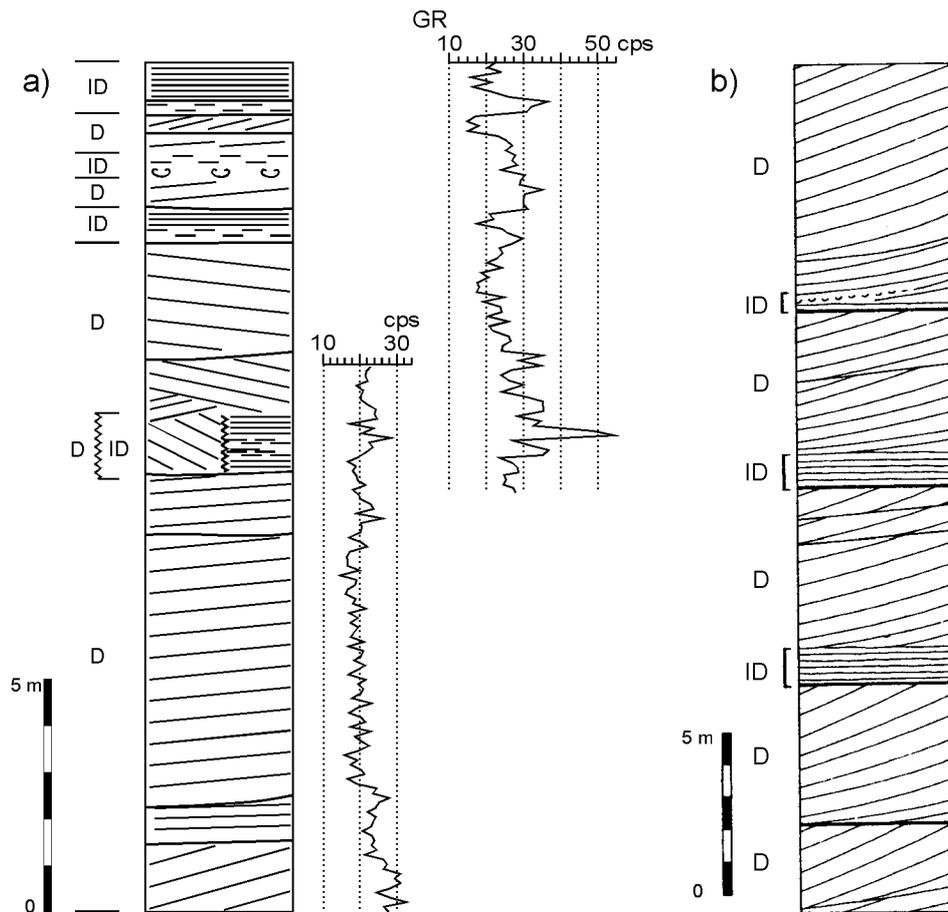


Abb. 27: Wechsellagerung der Dünen- (D) und Zwischendünensedimente (ID) in den Tumlin-Schichten, a) im Aufschluss Tumlin mit Gamma-Log, b) im Aufschluss Sosnowica (von GRADZIŃSKI & UCHMAN 1994), ca. 10 km SE vom Aufschluss Tumlin.

Volpriehausen-Formation korreliert hat. Diese Interpretation konnte durch die Gamma-Korrelation nicht verifiziert werden, da die Logs nicht aussagefähig genug sind (siehe Kapitel 1.2).

Im Aufschluss steht eine Sandstein-Abfolge an (18,3 m Profil; Abb. 27a, Anl. 13). Die Sandsteine sind rot, gelb-rot oder weiß gefärbt, überwiegend mittel- bis feinkörnig und relativ gut sortiert (Taf. 14, Fig. 7, 8). Sie enthalten eine tonig-hämatitische Matrix oder sind quarzitisches zementiert. Die Sandsteine bilden bis zu 6 m mächtige Sandkörper mit großdimensionaler planarer Schrägschichtung (Taf. 14, Fig. 7). Die Einfallswinkel der Schrägschichtung erreichen 32° (36° nach GRADZIŃSKI et al. 1979). Die Sandkörper sind durch glatte, horizontale oder konkave Erosionsflächen begrenzt. Die Sandsteine weisen keine Glimmerführung auf und sind nur selten strukturlos. In den schrägschichteten Sandsteinen kommen grobe (0,5 – 1 mm Durchmesser), gut gerundete und gut sortierte Quarzkörner vor, die nesterartig oder in einzelnen Lagen angereichert sind. Im oberen Abschnitt des Profils treten auch 0,5 m mächtige horizontal geschichtete Sandsteine auf. Die überwiegend sandige Abfolge enthält tonige und siltige Einschaltungen, die im oberen Profilabschnitt gehäuft vorkommen (Abb. 27a, Anl. 13). Die Tonlagen sind maximal 10 cm

mächtig, wobei sie am häufigsten Mächtigkeiten im Millimeter-Bereich aufweisen. Die Tonsteine sind massig ausgebildet und rotbraun gefärbt. Trockenrisse, aufgebogene Tönhäutchen und reiche Glimmerführung kommen oft vor. Die überlagernden Sandsteine weisen Belastungsmarken auf. Am Top des Profils kommen mittel- bis grobkörnige, schlecht sortierte weiße dünnplattige Sandsteine vor, die Strömungsrippeln enthalten.

Das Ablagerungsmilieu wurde detailliert von GRADZIŃSKI et al. (1979), GRADZIŃSKI (1992) und GRADZIŃSKI & UCHMAN (1994) untersucht. Nach diesen Autoren stellen die Ablagerungen fossile Dünen-Felder mit untergeordneten Zwischendünensedimenten dar. Die Ablagerungen der Dünen werden durch die Sandkörper mit planarer Schrägschichtung repräsentiert, wogegen die Zwischendünensedimente als feinklastische Einlagerungen und horizontal geschichtete Sandsteine vorkommen (GRADZIŃSKI et al. 1979, GRADZIŃSKI & UCHMAN 1994). Die dünnplattigen, rippelgeschichteten Sandsteine, die am Top des Profils zu beobachten sind, wurden in fließendem Wasser abgelagert. Für die äolische Genese der Sedimente sprechen: große Mächtigkeit und laterale Kontinuität der Sandkörper, relativ steile planare Schrägschichtung, überwiegend mittlere bis feine Korngröße, Vorkommen von Sandlawinen (massige Sandsteine), horizontale oder schwach konkave Erosionsflächen wie auch Deflationsstrukturen (nesterartige Anreicherungen und einzelne Lagen von groben Quarzkörnern) und Fehlen von Glimmer (GRADZIŃSKI et al. 1979 und eigene Beobachtungen). GRADZIŃSKI (1994) interpretierte auch sehr tiefe (bis zu 30 m) Deflationsrinnen in den Sandsteinen von Tumlin, die sehr schnell mit Sand wieder aufgefüllt wurden.

Ähnlich wie im Fall des Volpriehausen-Sandsteins lassen sich in der beschriebenen Abfolge keine eindeutigen sedimentären Zyklen erkennen. GRADZIŃSKI & UCHMAN (1994) beschrieben einen Wechsel von Dünen- (D) und Zwischendünensedimenten (ID) in den Tumlin-Schichten, die in einem benachbarten Aufschluss zu Tage treten (Abb. 27b). Im Aufschluss Tumlin kommen die Zwischendünensedimente gehäuft im oberen Abschnitt des Profils vor (Abb. 27a). Die Ursache für die Wechsellagerung der zwei Hauptfazies liegt in der Wanderung der Dünen.

4.2.3.3 Gamma-Muster der äolischen Sedimente

Die äolischen Sedimente zeigen eine sehr niedrige Variabilität in der Intensität der natürlichen Gamma-Strahlung. Die Werte in der gesamten gemessenen Abfolge des Volpriehausen-Sandsteins betragen etwa 50 – 60 cps und variieren nur um maximal 14 cps (Abb. 26). Noch deutlicher ist die niedrige Strahlungsvariabilität im Aufschluss Tumlin erkennbar, wo die Gamma-Werte innerhalb eines Dünensandkörpers um weniger als 10 cps variieren (Abb. 27a). In Tumlin ist die Strahlungsintensität wesentlich niedriger als im Volpriehausen-Sandstein und beträgt in Dünenablagerungen durchschnittlich 15 – 28 cps (max. 32 cps). Bei der Wechsellagerung der

Dünen- und Zwischendünensedimenten erhöht sich die Variation der Strahlungswerte auf bis zu 22 cps (Abb. 27a). Die höchsten Strahlungswerte (28 – 37 cps, max. 53 cps) weisen die Zwischendünensedimente auf (Abb. 27a). Es ist auffällig, dass die Ablagerungen des Volpriehausen-Sandsteins von Großwangen im Vergleich zu den Werten der Tumlin-Sandsteine deutlich höhere Gamma-Werte zeigen. Das Ergebnis bestätigt den hohen Anteil an feinkörniger Fraktion im Volpriehausen-Sandstein, was auch dafür spricht, dass im Aufschluss Großwangen nur Zwischendünensedimente erhalten geblieben sind.

Tafel 1

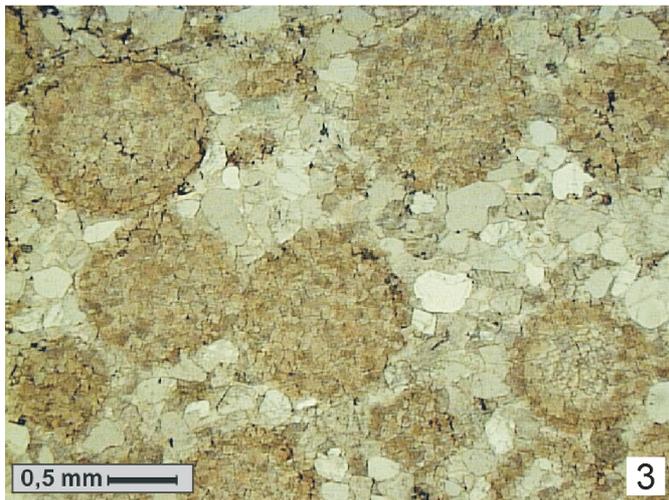
- Figur 1 Massive Siltsteine mit Anhydritknollen. Abstand der roten Punkte: 10 cm. Rewal-Formation (= Bröckelschiefer), Bohrung Września IG1, Teufe 3136,0 – 3133,0 m.
- Figur 2 Siltig-sandige Heterolithe mit gut entwickelter Lamination. In der Mitte des Fotos 25 cm lange Risse, gefüllt mit sehr feinkörnigem Sandstein mit Tongallen. Abstand der roten Punkte: 10 cm. Unterer Buntsandstein, Bohrung Września IG1, Teufe 2903,0 – 2906,0 m.
- Figur 3 Tonig-sandige Heterolithe mit Gipsknollen (g), Tongallen (t) und Trockenrissen (t). Abstand der roten Punkte: 10 cm. Unterer Buntsandstein, Bohrung Września IG1, Teufe 2802,9 – 2803,3 m.
- Figur 4 Tonig-kalkige Heterolithe. Oolithische Schicht mit einem Stylolith. Abstand der roten Punkte: 10 cm. Unterer Buntsandstein, Bohrung Września IG1, Teufe 3062,7 m.
- Figur 5 Dünnschliff-Aufnahme eines Ooliths. Gelbliche, runde Gebilde: leicht diagenetisch zerstörte Ooide, graue Elemente: Quarzkörner. Gekreuzte Polarisatoren; Unterer Buntsandstein, Bohrung Września IG1, 3059,8 m.
- Figur 6 Dünnschliff-Aufnahme eines Ooliths. Die konzentrische Struktur der Ooide ist deutlich zu sehen. Linear polarisiertes Licht. Basis der Bernburg-Formation, Lindenschlucht bei Seeburg, Sachsen-Anhalt (siehe RADZINSKI 1996, SZURLIES 1997, 2001).



Tafel 1

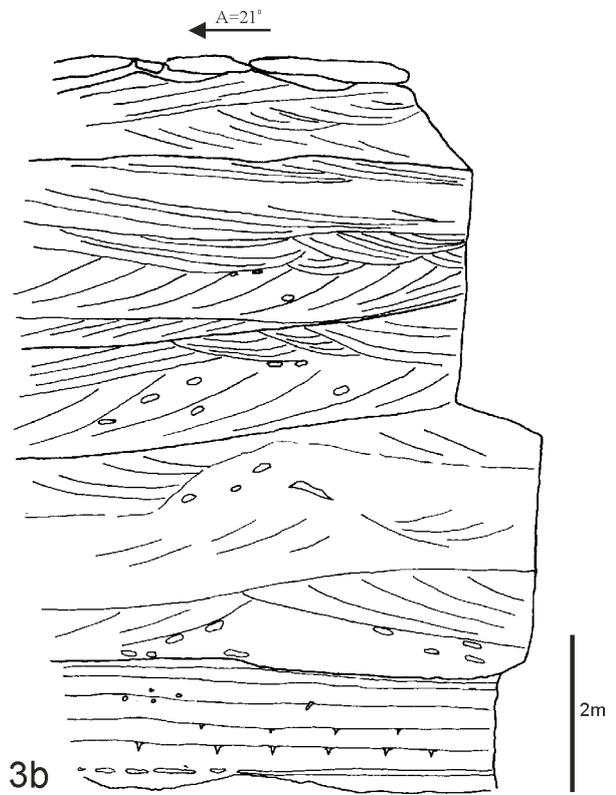
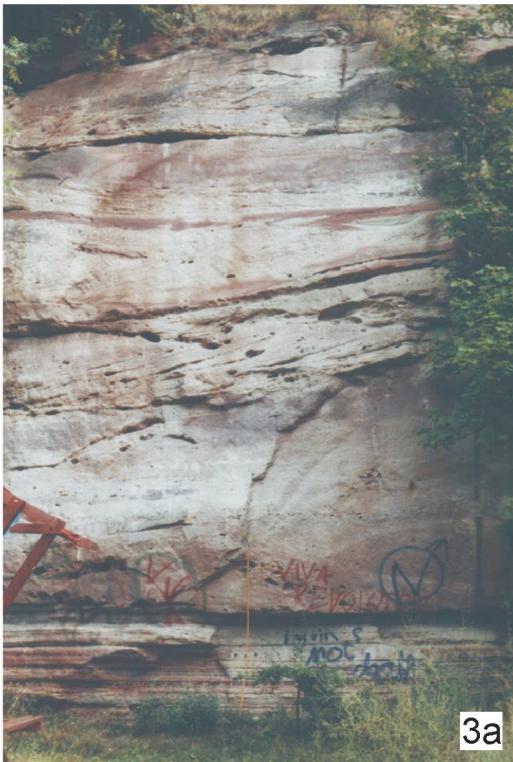
Tafel 2

- Figur 1 Fazies der Dolomitischen Sandsteine. Deutlich auffällige flache Schrägschichtung mit Reaktivierungsfläche. Bernburg-Formation, Großwangen.
- Figur 2 Wellenrippeln und Fischgrätenmuster-Schichtung in den Dolomitischen Sandsteinen. Bernburg-Formation, Großwangen.
- Figur 3 Diagenetisch dolomitisierte Ooide in dolomitisch zementiertem feinkörnigem Quarz-Sandstein. Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht. Dolomitische Sandsteine, Bernburg-Formation, Großwangen.
- Figur 4 Grenzbereich zwischen dem Unteren (su) und Mittleren (sm) Buntsandstein in der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2225,0 – 2229,5 m. Sehr deutlicher Korngrößensprung von rotbraunen, siltigen, massigen Tonsteinen des su zu den hellroten und weißen, mittel- bis grobkörnigen, schräggeschichteten Sandsteinen des sm. Kernkiste jeweils: 90 cm.



Tafel 3

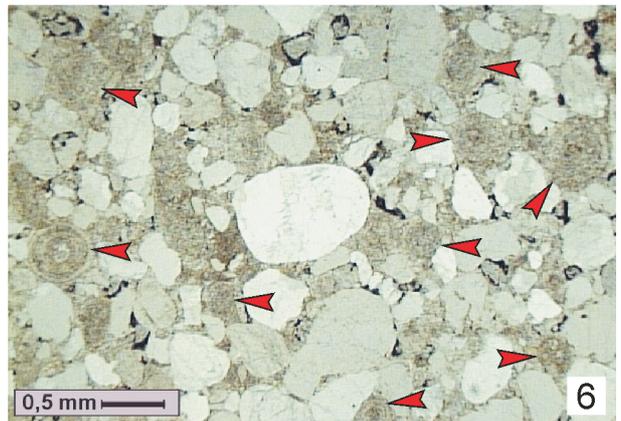
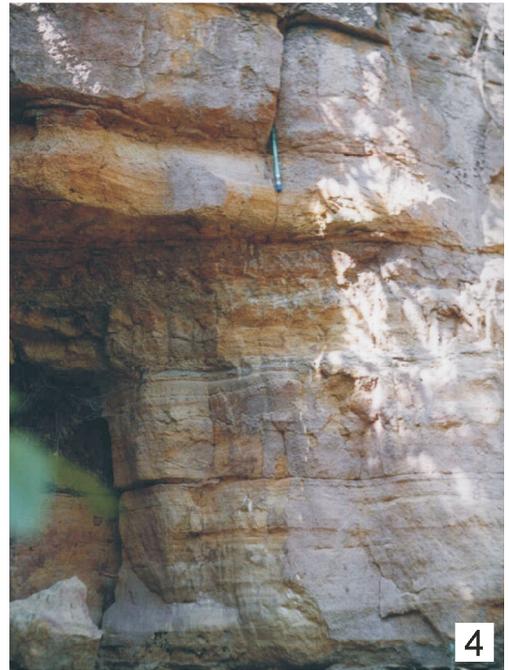
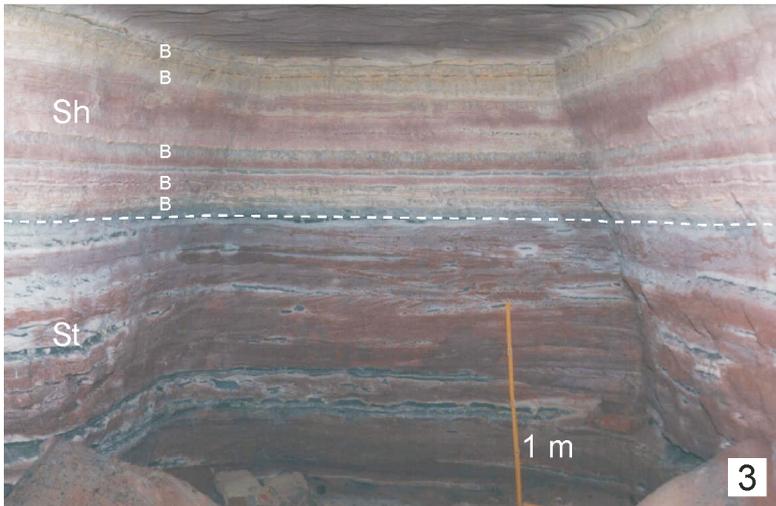
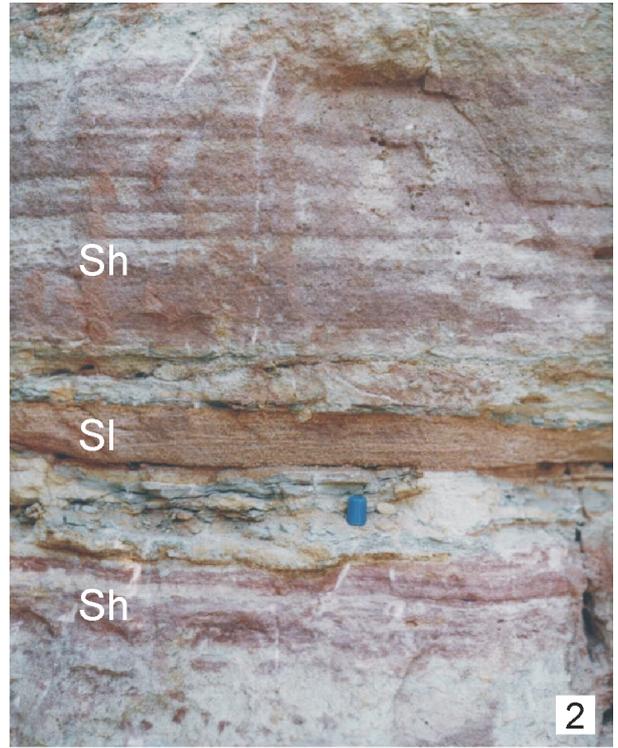
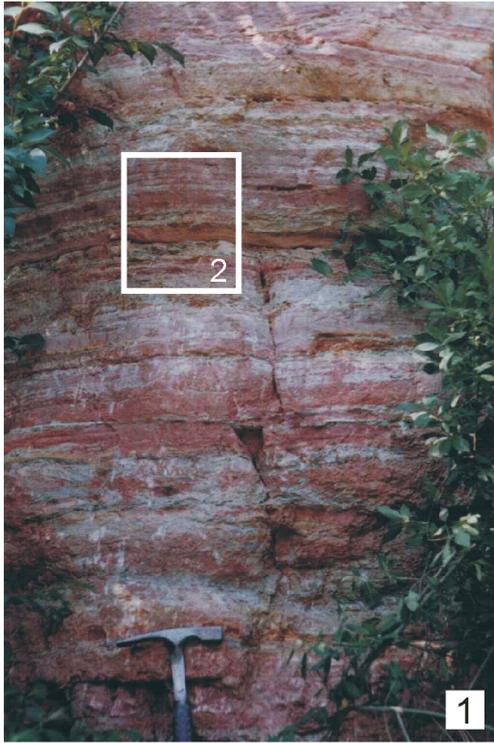
- Figur 1 Sandige Fazies des Faziestyps St mit Tongallen-Brekzien. Blaue Bleistiftkappe: etwa 1 cm. Mittlerer Buntsandstein, Basis der Hardeggen-Formation, Leißling.
- Figur 2 Sandige Fazies des Faziestyps St. In der unteren Hälfte des Fotos gut erkennbare trogförmige Schichtung, in der oberen Hälfte grünliche tonige Lage mit Trockenrissen. Mittlerer Buntsandstein, Basis der Hardeggen-Formation, Leißling.
- Figur 3 Sandige Fazies des Faziestyps St. 3a: Aufschlussfoto; 3b: Zeichnung vom gleichen Aufschluss mit Sedimentstrukturen. Mittlerer Buntsandstein, Basis der Solling-Formation, Nebra.
- Figur 4 Sandige Fazies der Faziestypen Sp und Sr. Mittlerer Buntsandstein, Hardeggen-Formation, Kleinzyklus smH, 2, Leißling.
- Figur 5 Sandige Fazies des Faziestyps Sr. Mittlerer Buntsandstein, Hardeggen-Formation, Kleinzyklus smH, 3, Schönburg.



Tafel 3

Tafel 4

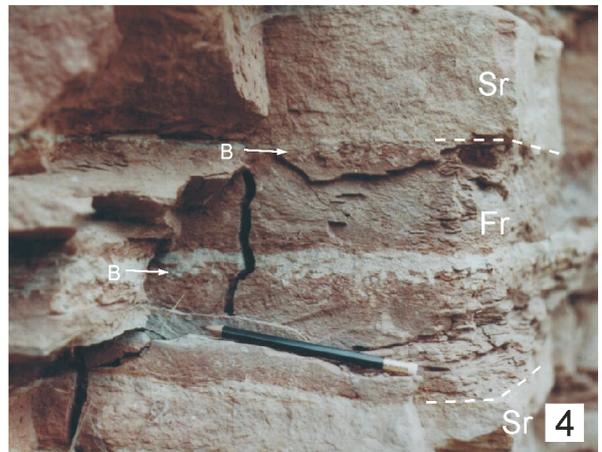
- Figur 1 Sandige Fazies des Faziestyps Sh. Detailbereich der Aufnahme in der Figur 2 dargestellt. Mittlerer Buntsandstein, Hardeggen-Formation, Kleinzyklus smH, 1, Leißling.
- Figur 2 Detailbereich von der Figur 1. Faziestyp Sh mit einer Einschaltung des Faziestyps Sl. Im Faziestyp Sh ist diffuse Horizontalschichtung zu erkennen. Blaue Bleistiftkappe: etwa 1 cm.
- Figur 3 Faziestyp Sh über Faziestyp St. Im Faziestyp Sh ist horizontale Schichtung mit Bioturbationshorizonten (B) zu erkennen. Mittlerer Buntsandstein, Hardeggen-Formation, Kleinzyklus smH, 1, Schönburg.
- Figur 4 Sandige Fazies des Faziestyps Sl. Im oberen Abschnitt des Fotos, unter dem Bleistift, ist gut parallele Lamination zu erkennen. Mittlerer Buntsandstein, Hardeggen-Formation, Kleinzyklus smH, 1, Leißling.
- Figur 5 Sandige Fazies des Faziestyps Sl. Mittlerer Buntsandstein, Hardeggen-Formation, Kleinzyklus smH, 1, Schönburg.
- Figur 6 Ooidführender Sandstein (Ooide mit roten Pfeilen gekennzeichnet). Beispiel aus dem Faziestyp Sp. In der Mitte des Fotos ist sehr gut gerundetes Quarzkorn äolischen Ursprungs zu sehen. Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht. Mittlerer Buntsandstein, Hardeggen-Formation, Kleinzyklus smH, 1, Schönburg.



Tafel 4

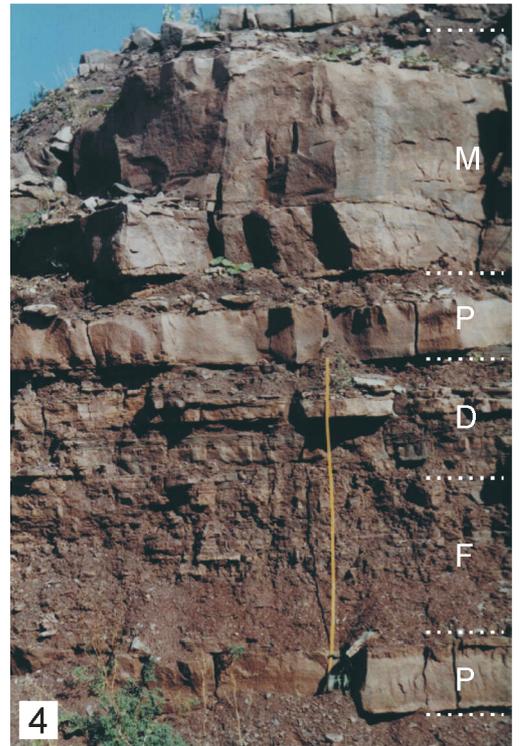
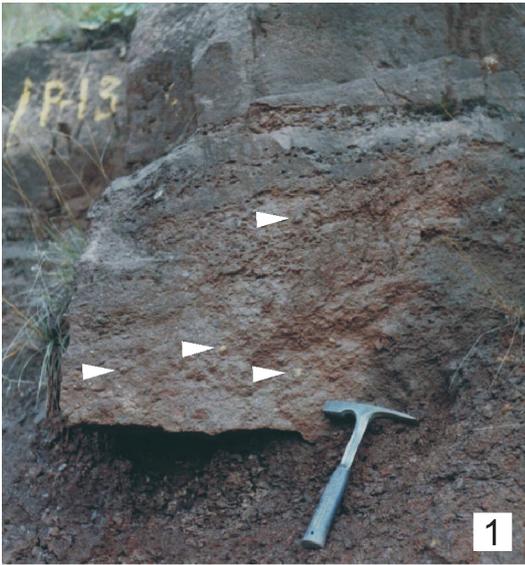
Tafel 5

- Figur 1 Feinkörnige Fazies des Faziestyps Fl, in größeren Lagen einige Rippeln und Schrägschichtung sichtbar. Bleistift als Maßstab. Mittlerer Buntsandstein, Hardeggen-Formation, Kleinzyklus smH, 1, Leißling.
- Figur 2 Feinkörnige Fazies des Faziestyps Fm, vertisolartige Aufwölbung (Pfeil). Weiße Verfärbung der Tone durch Verwitterung. Fluvial-lakustrines Ablagerungsmilieu. Mittlerer Buntsandstein, oberste Detfurth-Formation, Schönburg.
- Figur 3 Feinkörnige Fazies des Faziestyps Fr, sandiger Siltstein mit Wurzelstrukturen. Maßstab: 10 cm. Mittlerer Buntsandstein, Hardeggen-Formation, Kleinzyklus smH, 1, Leißling.
- Figur 4 Feinkörnige Fazies des Faziestyps Fr mit zwei Bioturbationshorizonte (B). Mittlerer Buntsandstein, Hardeggen-Formation, Kleinzyklus smH, 4, Nebra.



Tafel 6

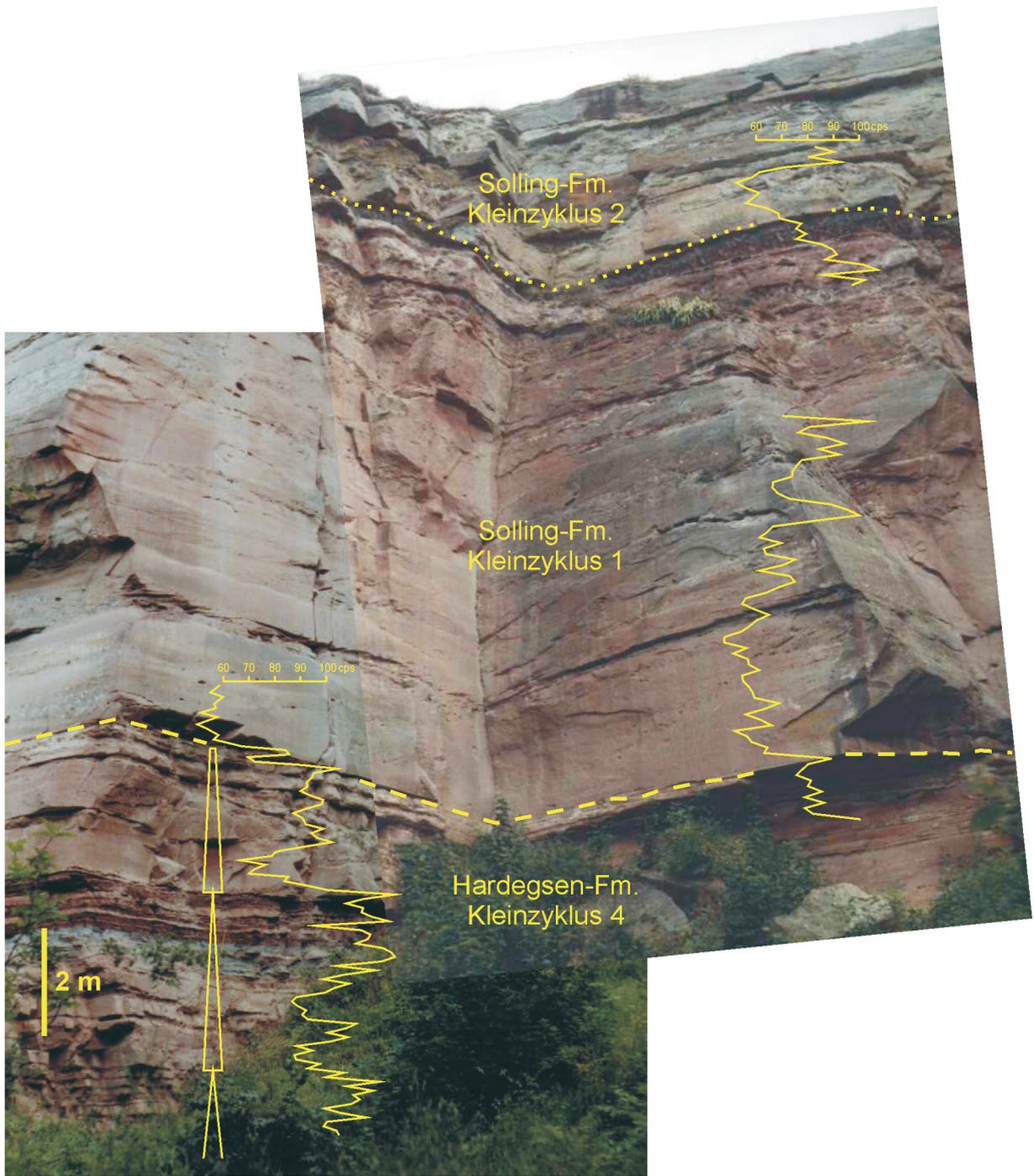
- Figur 1 Haupttrinnensedimente (Fazies M), konglomeratischer grobkörniger Sandstein mit Quarzgeröllen (Pfeile), Faziestyp Gm. Erosives Einschneiden in darunterliegende Sedimente gut zu sehen. Mittlerer Buntsandstein, Wióry-Sandstein-Formation, Wióry I.
- Figur 2 Haupttrinnensedimente (Fazies M), fein- bis mittelkörnige trogförmig schräggeschichtete Sandsteine, Faziestyp St. Mittlerer Buntsandstein, Wióry-Sandstein-Formation, Wióry I.
- Figur 3 Durchbruchsfächer-Sedimente (Fazies P), fein- bis mittelkörnige Sandsteine, undeutlich trogförmig oder planar schräggeschichtet, untere Schicht in Form einer Linse. Maßstab: 1 m. Mittlerer Buntsandstein, Wióry-Sandstein-Formation, Wióry I.
- Figur 4 Faziestypen in Wióry-Sandstein-Formation; M – Haupttrinnensedimente, Faziestypen St und Sp, P – proximale Sedimente eines Durchbruchsfächers, Faziestypen St und Sp, D – distale Sedimente eines Durchbruchsfächers, Faziestypen Sr, Fl, F – Überflutungsebenensedimente, Faziestypen Fl, Fm, Fsm; Maßstab: 2 m. Wióry I.
- Figur 5 Zyklischer Bau der Sedimente der Kalków-Siltstein-Formation mit Gamma-Log. Feinklastische Sedimente repräsentieren Überflutungsebene- bis lakustrine Ablagerungen, auskeilende Sandsteine repräsentieren Ablagerungen der Durchbruchsfächer. Mittlerer Buntsandstein Wióry II.



Tafel 6

Tafel 7

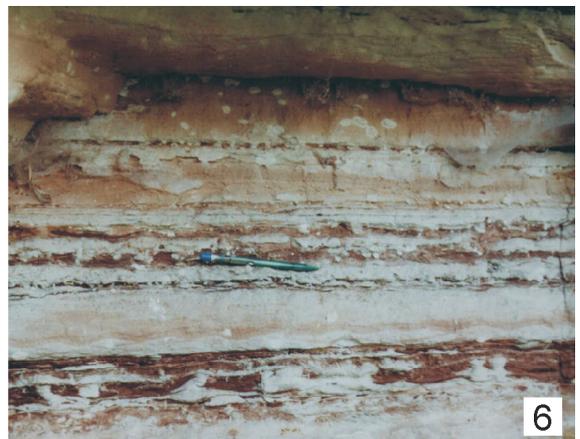
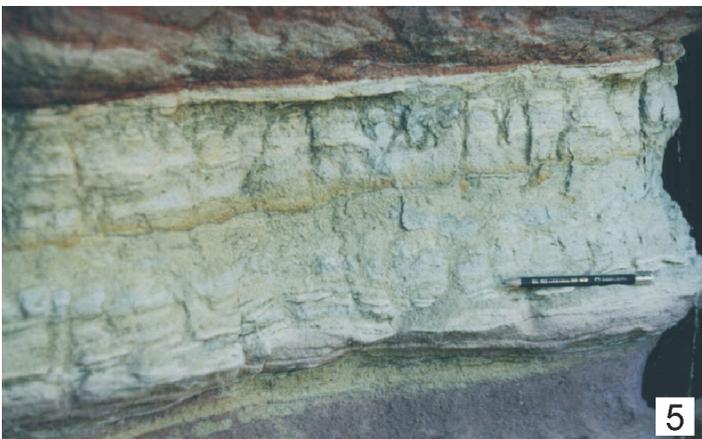
Grenzbereich zwischen der Hardegsen- und Solling-Formation mit Gamma-Log. In der obersten Hardegsen-Formation wurden die fluviatilen Sohlbankzyklen besonders herausgestellt. Nebra.



Tafel 7

Tafel 8

- Figur 1 Bioturbat entschichteter Sandstein mit tonigen Einschaltungen. Maßstab: 10 cm. Basis der Hardegsen-Formation, Bohrung Bad Lauchstädt, 10 km SW von Halle (in der vorliegenden Arbeit nicht weiter berücksichtigt, Bohrarchiv des LGB Sachsen-Anhalt), Teufe 27,4 – 27,7 m.
- Figur 2 Bioturbationshorizont in kalkigem Sandstein. Maßstab: 10 cm. Basis der Hardegsen-Formation, Bohrung Halle Süd 1/64, Teufe 145,8 – 146,0 m.
- Figur 3 Teilweise bioturbat entschichteter Siltstein. Maßstab: 10 cm. Hardegsen-Formation, Kleinzyklus smH, 2, Bohrung Halle Süd 1/64, Teufe 125,3 m.
- Figur 4 U-förmige Wohnröhre (Spreitenbau). Bleistift: ca. 13 cm. Hardegsen-Formation, Kleinzyklus smH, 4, Neue Welt/Schönburg.
- Figur 5 Bioturbationshorizont im Sandstein. Bleistift: ca. 13 cm. Lage: ca. 3 m über der Basis der Hardegsen-Formation, Schönburg.
- Figur 6 Bioturbationen (ovale helle Formen, ca. 1 cm Durchmesser) und Trockenrisse in Zwischenrinnensedimenten. Hardegsen-Formation, oberster Kleinzyklus smH, 4, Nebra.



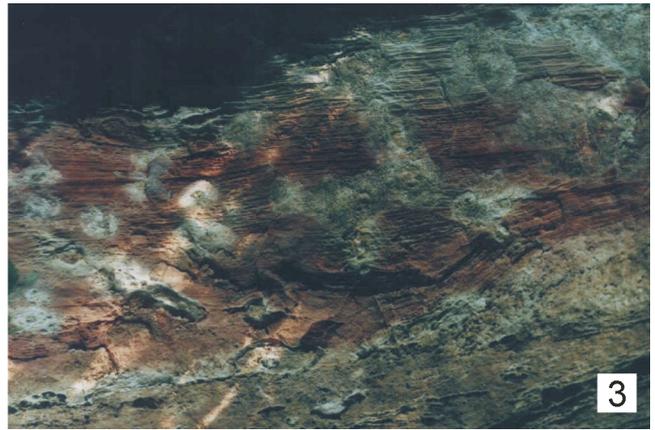
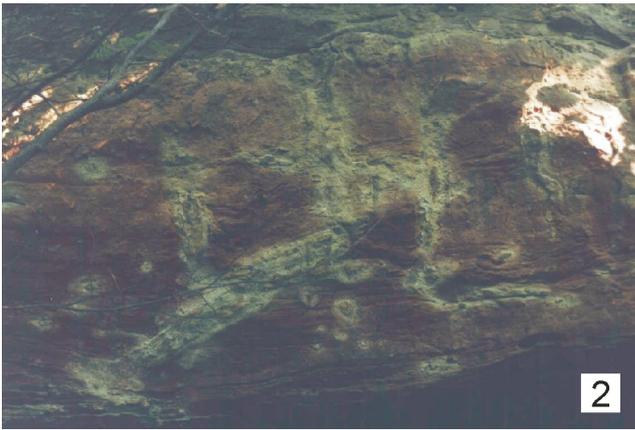
Tafel 9

Figur1 Pedogene Dolomitknollen und Verfärbungen. Objektivkappe: etwa 7 cm Durchmesser. Oberste Hardegsen-Formation, Nebra.

Figur 2, 3 Aufgearbeiteter Caliche. Bildhöhe ca. 0,9 m. Basis der Solling-Formation, Nebra.

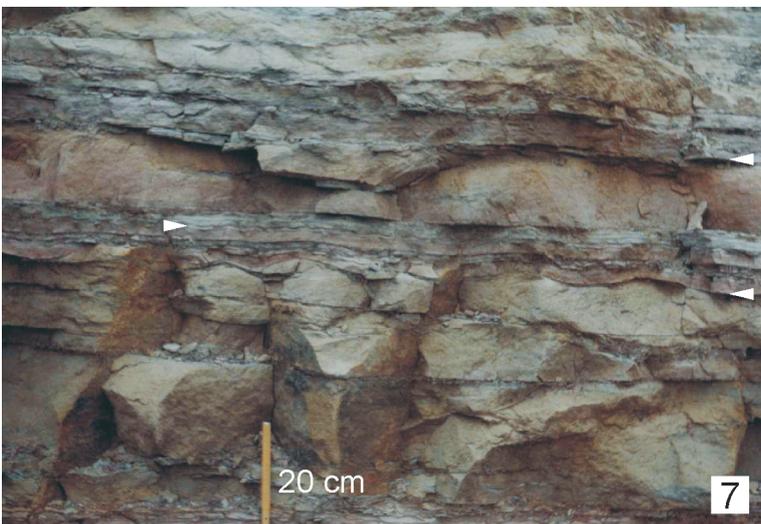
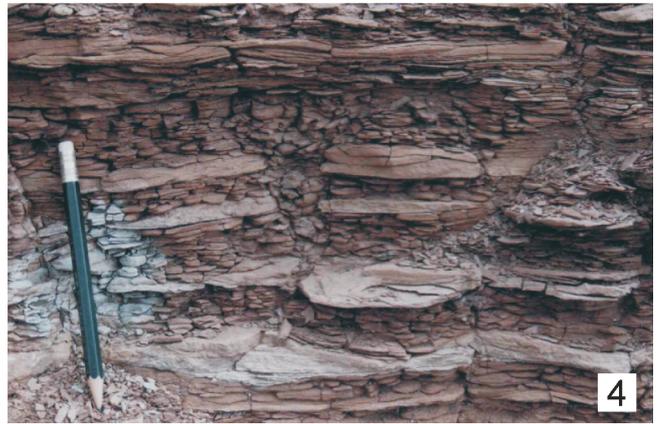
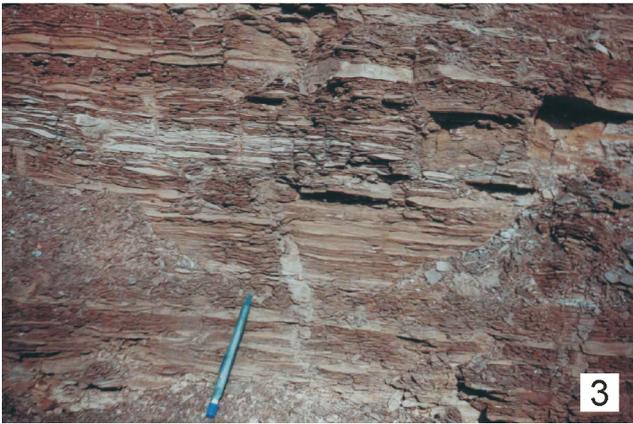
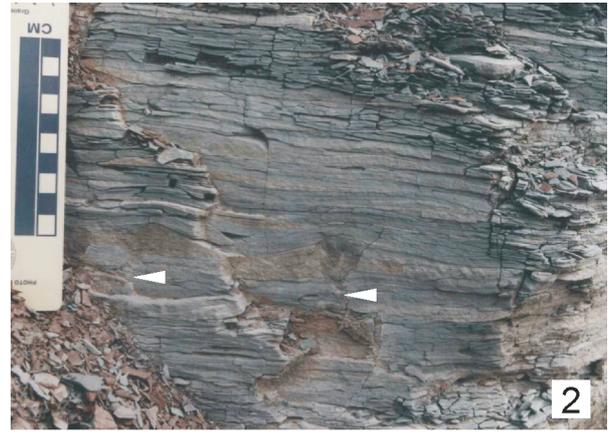
Figur 4 Zwischenrinnensedimente ca. 2 m über der Basis der Solling-Formation mit Trockenrissen und Bioturbation (?). Nebra.

Figur 5 Calcrete und Rhizocrete. Tonige Zwischenschichten der Solling-Formation, Nebra.



Tafel 10

- Figur 1 Feinkörnige Fazies, grüngraue Heterolithe mit Linsenschichtung. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 1, Baalberge.
- Figur 2 Feinkörnige Fazies, grüngraue Heterolithe mit Linsenschichtung; Synäreserisse mit weißen Pfeilen versehen. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 1, Baalberge.
- Figur 3 Feinkörnige Fazies, rotbraune Heterolithe mit welliger Schichtung bis Flaserschichtung und Trockenrissen, rechts vom Bleistift: eine Entwässerungsstruktur. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 1, Baalberge.
- Figur 4 Feinkörnige Fazies, rotbraune Heterolithe mit Linsenschichtung und einem mit Tonstein gefüllten Trockenriss. Bleistift: ca. 13 cm. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 1, Baalberge.
- Figur 5 Feinkörnige Fazies, Gipskristallmarken. Objektivkappe: 6,5 cm Durchmesser. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 1, Baalberge.
- Figur 6 Siltsteinlage mit einer Beulenrippel (?), Schichtung durch weiße gestrichelte Linien hervorgehoben, mit weißen Pfeilen versehen: konvexe Schichtflächen, a: rote Heterolithe, b: sandige Fazies. Bleistift: ca. 13 cm. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Basis des Kleinzyklus smV, 2, Baalberge.
- Figur 7 Sandige Fazies, mit weißen Pfeilen versehen: gut erhaltene Rippelflächen. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 2, Baalberge.



Tafel 11

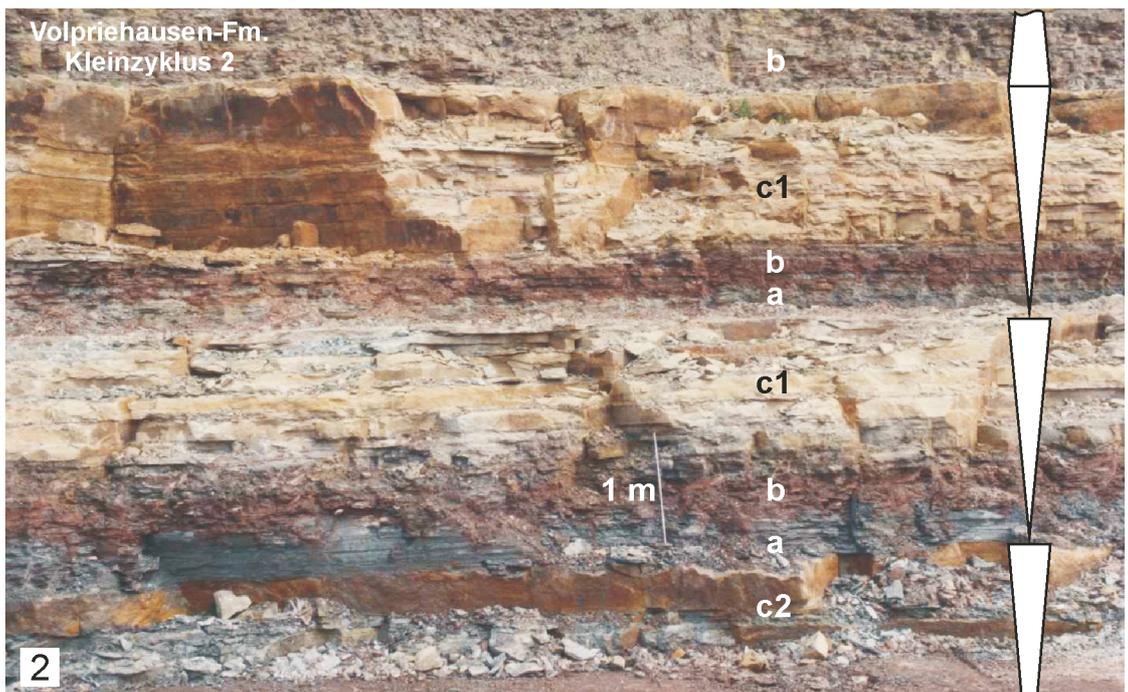
- Figur 1 Sandige Fazies, flachwinklige Schrägschichtung in feinkörnigem Sandstein. Bleistift: ca. 13 cm. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 2, Baalberge.
- Figur 2 Sandige Fazies, Fischgrätenmuster in fein- bis mittelkörnigem Sandstein. Schrägschichtung mit gestrichelten Linien unterstrichen. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 2, Baalberge.
- Figur 3, 4 Sandige Fazies, Interferenzrippeln (Wellenrippeln) auf Sandstein-Oberfläche. Figur 3: Maßstab: 10 cm. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 2, Baalberge.
- Figur 5 Sandige Fazies, mit der punktierten Linie nachgezeichnet: Umriss einer Megarippel, mit gestrichelten Linien unterstrichen: planare Schrägschichtung. Hammer als Maßstab in der Mitte des Bildes. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 2, Baalberge.
- Figur 6 Sandige Fazies, Spurenfossilien aus der Ichnogattung *Paläophycus* auf Unterfläche einer Sandsteinschicht. Maßstab: 10 cm. Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 2, Baalberge.



Tafel 12

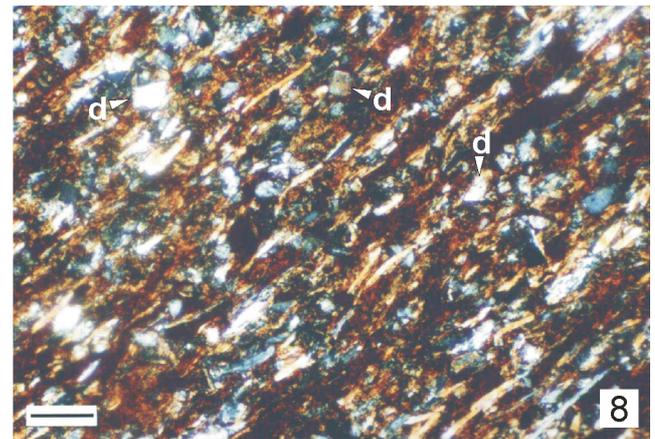
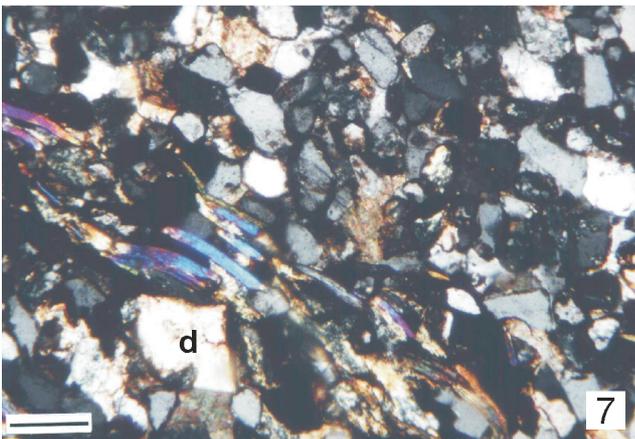
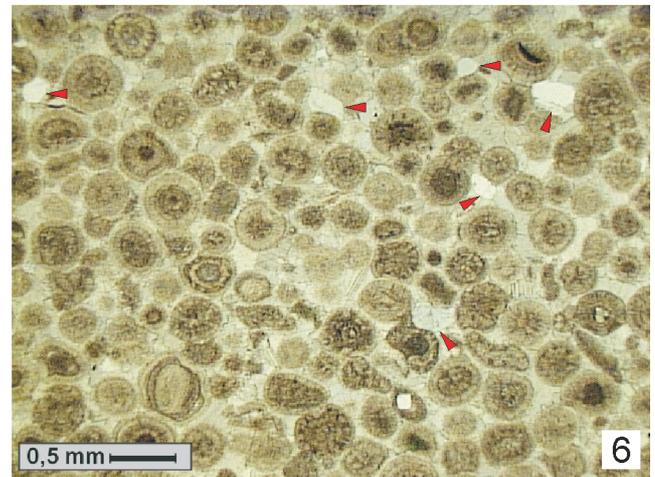
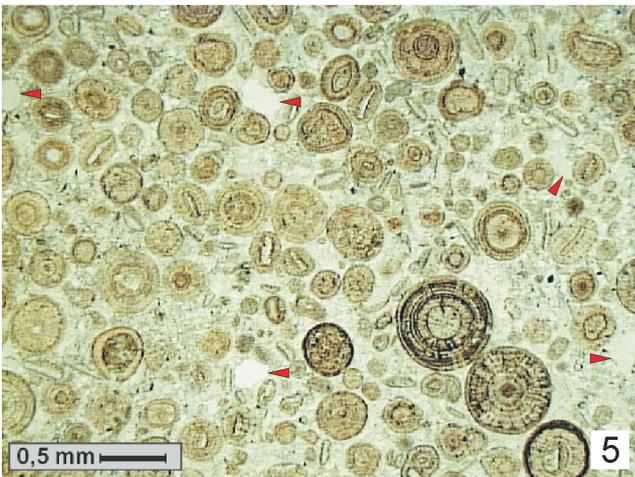
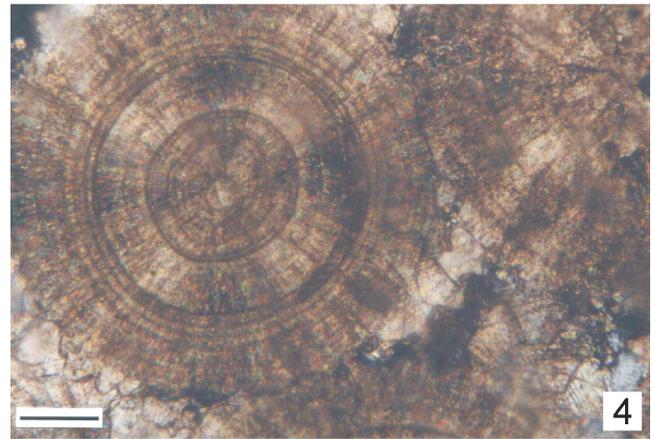
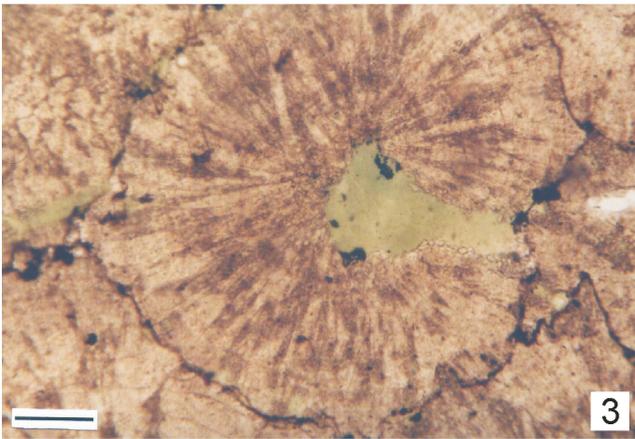
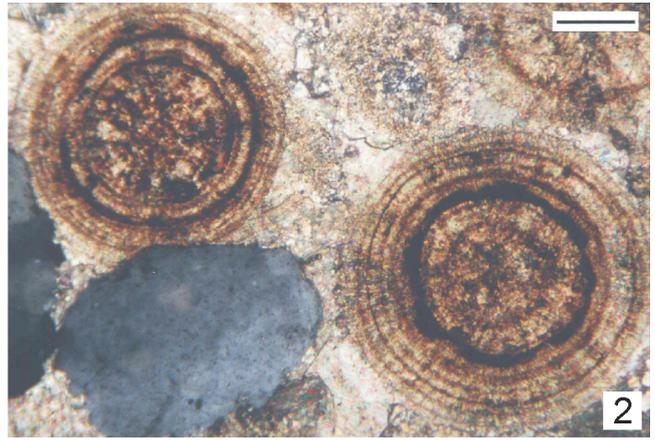
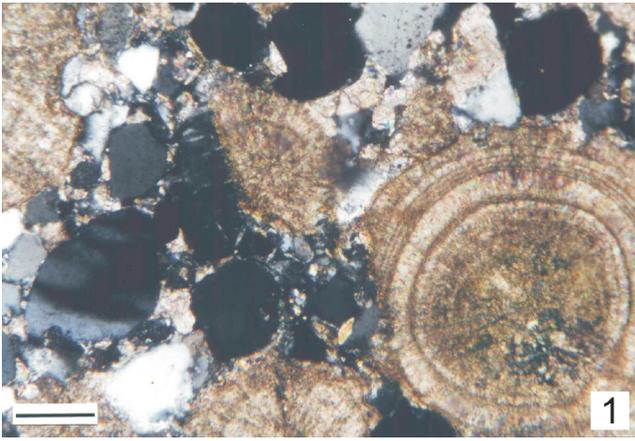
Figur 1 Stratigraphische Einstufung des Profils Baalberge mit dem Gamma-Log.

Figur 2 Fazies und sedimentäre Dachbankzyklen im oberen Teil des Profils Baalberge, a: grüngraue Heterolithe, b: rotbraune Heterolithe, c1: sandige Fazies, c2: oolithisch-sandige Fazies, auffällig: erosive Oberfläche.



Tafel 13

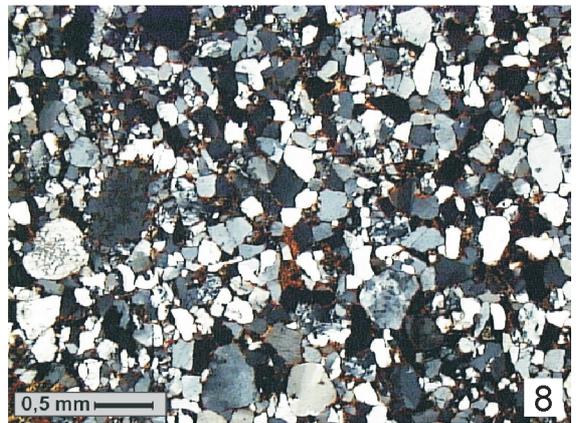
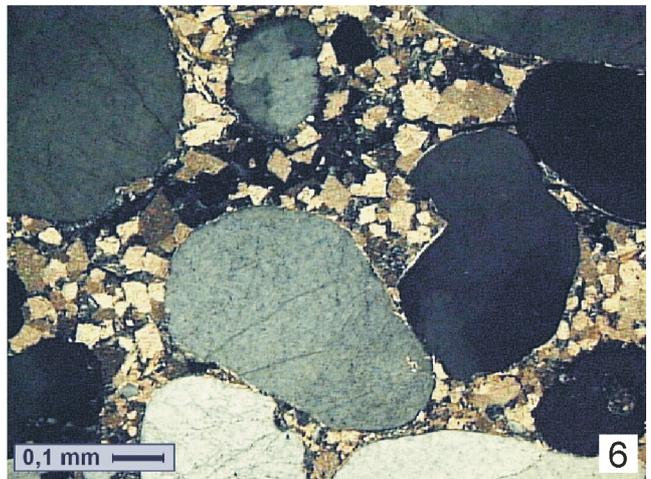
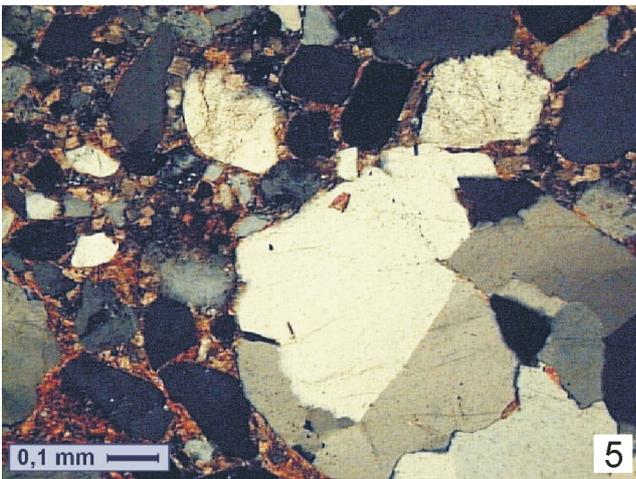
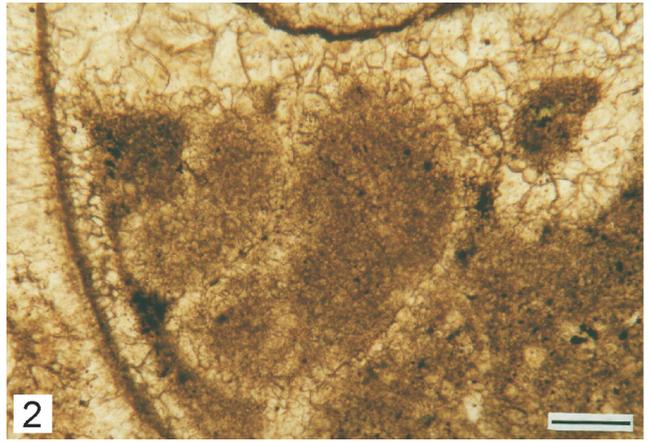
- Figur 1 Sandig-oolithische Fazies, ooidführender Sandstein, in der Mitte des Bildes: Ooidbruchstück. Dünnschliff-Foto, gekreuzte Polarisatoren, Balken: 100 μm . Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, oberster Kleinzyklus smV, 3, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe: 2154,54 m (Muz. PIG 131/72).
- Figur 2 Sandig-oolithische Fazies, sandiger Oolith, auffällig: rötliche hämatitische Laminae in den radial-konzentrisch aufgebauten Ooiden. Dünnschliff-Foto, gekreuzte Polarisatoren, Balken: 100 μm . Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Basis des Kleinzyklus smV, 2, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2177,20 m (Muz. PIG 131/107).
- Figur 3 Oolithische Fazies, Ooidkorn mit radialer Struktur, grünlich gefärbter glaukonitisches Mineral und Suturekontakte zwischen den Ooiden zu sehen. Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht, Balken: 100 μm . Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 1, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2212,20 m (Muz. PIG 131/157).
- Figur 4 Oolithische Fazies, Ooide mit dominierender konzentrischer Struktur. Dünnschliff-Foto, gekreuzte Polarisatoren, Balken: 100 μm . Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, oberster Kleinzyklus smV, 3, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2154,54 m (Muz. PIG 131/73).
- Figur 5 Leicht sandiger Oolith, schlechte Sortierung der Ooide, mehrere ovale Ooide mit Schalenbruchstücken als Kristallisationszentren, Hämatitlaminae in den Ooiden, Quarzkörner mit Pfeilen versehen. Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht; Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Formation, Basis des Kleinzyklus smD, 1, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2134,20 m.
- Figur 6 Leicht sandiger Oolith, gute Sortierung der Ooide, hämatitfreie Ooidschalen. Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht. Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Formation, Kleinzyklus smD, 1, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2126,20 m.
- Figur 7 Sandig-oolithische Fazies, glimmerführender kalkiger Sandstein, d: idiomorpher Dolomitkristall. Dünnschliff-Foto, gekreuzte Polarisatoren, Balken: 100 μm . Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 2, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2171,0 m (Muz. PIG 131/93).
- Figur 8 Feinkörnige Fazies, Siltstein mit dolomitisch-hämatitischem Bindemittel, Lamination von Glimmerkörnern nachgezeichnet, d: idiomorphe Dolomitkristalle. Dünnschliff-Foto, gekreuzte Polarisatoren, Balken: 50 μm . Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 3, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2151,5 m (Muz. PIG 131/69).



Tafel 13

Tafel 14

- Figur 1 Bioklastischer Kalkstein mit Schneckenschalen (S) und Onkoiden (O). Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht. Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Formation, Kleinzyklus smD, 1, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2125,10 m.
- Figur 2 Bioklastischer Kalkstein. Stark rekristallisierte Schneckenschale in der Mitte des Fotos. In der linken Seite des Fotos ein Bruchstück einer Ostracoden?- oder Muschelschale (?). Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht, Balken: 100 µm. Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Formation, Kleinzyklus smD, 2, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2113,70 m (Muz. PIG 131/24).
- Figur 3 Horizontale Schichtung und teepeeartige Aufwölbungen (*t*) im Volpriehausen-Sandstein; B. F.: Bernburg-Formation, Q. F. ?: vermutlicher Äquivalent der Quickborn-Formation, V. F.: Volpriehausen-Formation, Volpriehausen-Sandstein. Bildhöhe: ca. 4,5 m. Großwangen.
- Figur 4 Horizontal geschichteter Volpriehausen-Sandstein mit einer flachen Rinne mit schräggeschichtetem Sandstein gefüllt (ca. 3 m breit). Mittlerer Buntsandstein, Großwangen.
- Figur 5 Dünnschliff-Aufnahme des Volpriehausen-Sandsteins, sehr schlechte Sortierung der Quarzkörner (hellgrau bis schwarz), dolomitisch-hämatitisches Bindemittel. Gekreuzte Polarisatoren. Großwangen.
- Figur 6 Dünnschliff-Aufnahme des Volpriehausen-Sandsteins, gut gerundete Quarzkörner (grau bis schwarz), dolomitisches Bindemittel mit idiomorphen Dolomitkristallen. Gekreuzte Polarisatoren. Großwangen.
- Figur 7 Äolische Sandsteine, dünne gestrichelte Linien zeichnen Schrägschichtung nach, dicke volle bzw. gestrichelte Linien zeichnen sichere bzw. vermutete Grenzen von Sandkörpern nach. Bildhöhe: ca. 10 m. Mittlerer Buntsandstein, Tumlin-Schichten, Tumlin, Heilig-Kreuz-Gebirge.
- Figur 8 Dünnschliff-Aufnahme des Sandsteins aus Tumlin-Schichten, relativ gute Sortierung, mittlere bis gute Rundung der Quarzkörner, in der Mitte des Bildes: rötlich gefärbtes, hämatitisches Bindemittel. Gekreuzte Polarisatoren. Mittlerer Buntsandstein, Tumlin, Heilig-Kreuz-Gebirge.



Tafel 14

5 Marine Einflüsse

Hinweise auf marine Einflüsse im Unteren und Mittleren Buntsandstein gehören zu den meistdiskutierten und kompliziertesten Fragen der Unteren Trias (WYCISK 1984, LEPPER & UCHMAN 1995, BEUTLER & SZULC 1999). In der polnischen Literatur überwiegt die Meinung, dass die marinen Verhältnisse in dieser Abfolge zweifelsfrei dokumentiert sind. Die Argumente hierfür können aus den Mikrofaunen- und Mikrofloregemeinschaften (MILEWSKA & MORYC 1981, ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1984, FIJAŁKOWSKA-MADER 1999), wie auch aus den Sedimentstrukturen und Faziestypen abgeleitet werden (PIEŃKOWSKI 1989, 1991; SZYPERKOTELLER 1997b). In der deutschen Literatur ist die Diskussion kontroverser. PAUL & PERYT (1985), ECKE (1986), PAUL (1999) und SZURLIES (2001) sehen im Modell des Playa-Sees, der ohne marine Einflüsse existiert hat, die sinnvollste Interpretation. Dagegen postulieren REITZ (1985) und LEPPER & UCHMAN (1995) auf Grund der Mikrofossilien- und Spurenfunde marine Einflüsse sowohl im Unteren als auch im Mittleren Buntsandstein. Schon USDOWSKI (1962) hat die oolithische Fazies des Unteren Buntsandsteins als marine Ablagerungen interpretiert. ROTH (1976) und WYCISK (1984) haben ebenfalls aufgrund der sedimentologischen und biofaziellen Merkmale eine marine Entstehung von Teilen der Volpriehausen-Formation, insbesondere ihrer tonigen Abschnitte und der *Avicula*-Schichten, vorgeschlagen.

Eines der stärksten Argumente für marine Einflüsse scheint das Vorkommen von marinen Acritarchen und Foraminiferen zu sein. Ein weiteres Argument wird durch das Vorkommen von Glaukonit (im weiteren Sinne; siehe unten) geliefert.

5.1 Acritarchen

Im südlichen und nördlichen Harzvorland wurden Acritarchen im Unteren Buntsandstein nachgewiesen (ECKE 1986). In der Bohrung Remlingen 5 kamen diese Mikrofloren in der Calvörde-Formation und Bernburg-Formation, in der Bohrung Hahausen 1 im Hangenden der Bernburg-Formation vor (op. cit.). Die Acritarchen gehören nach ECKE (1986) zu den Gattungen *Micrhystridium*, *Veryhachium* und *Leiosphaeridia**. REITZ (1985) berichtet über Mikroplanktonfunde in der oberen Salmünster-Folge (= Bernburg-Formation) von Nordhessen und Südniedersachsen, wo überwiegend die Gruppe der Leiosphaeren vertreten ist. Der Autor dokumentiert auch das Vorkommen von *Micrhystridium*, *Leiosphaeridia* und *Veryhachium* in der oberen Volpriehausen-Formation. Acritarchen und Prasinophyceen sind nach REITZ (1985) mit bis zu über 90 % am Spektrum der pflanzlichen Mikrofossilien (Palynomorphen) der oberen Volpriehausen-Formation beteiligt. In Mittelthüringen (Bohrung Straußfurt S4) hat SCHÖN (1967)

* Heute der Gruppe der Prasinophyceen zugeordnet (JANSONIUS & MCGREGOR 1996).

(ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1977, 1984). ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA stellte fest, dass der Anteil an Acritarchen deutlich den Anteil an Miosporen im Mikroflora-Spektrum des unteren Teils des Mittleren Buntsandsteins übertrifft (Subzone *Densoisporites neburgii* - Acritarcha). Ähnliches wurde von REITZ (1988) aus Thüringen und Südniedersachsen berichtet. Die Acritarchen-Fundstellen sind in Abb. 28 zusammengestellt.

Acritarchen sind in der gängigen Literatur zweifelsfrei als marines Plankton eingestuft (TYSON 1993, BATTEN 1996, STROTHER 1996, PITTET & GORIN 2000, BOMBARDIERE & GORIN 2000, u. a.). Die Gattungen *Veryhachium* und *Micrhystridium* sind vom späten Kambrium bis zum Tertiär bzw. vom späten Präkambrium bis heute ausschließlich aus marinen und randmarinen Milieus beschrieben (DORNING 1981, SCHRANK 1984, HEUNISCH 1990, STANCLIFF 1990, SEHNERT 1991, HUYSKEN et al. 1992, STANCLIFF & SARJEANT 1994, SARJEANT & STANCLIFF 1994, VECOLI 2000, u. a.). Das marine Plankton setzt sich im frühen Mesozoikum ausschließlich aus Acritarchen und Prasinophyten zusammen (TYSON 1993, HEUNISCH 1999), wobei nur die zwei Gattungen *Micrhystridium* und *Veryhachium* die Acritarchen-Assoziation des marinen Unteren Muschelkalks Mitteleuropas bilden (DURINGER & DOUBINGER 1985, VISSCHER et al. 1993, GÖTZ & FEIST-BURKHARDT 2000a, b, FEIST-BURKHARDT & GÖTZ 2002). Damit wird sogar die Charakterisierung der maximalen Überflutungsbereiche (= maximale „Marinität“) in der Sequenzanalyse des Muschelkalks des Germanischen Beckens durch das maximale Vorkommen an Acritarchen im palynologischen Spektrum möglich (GÖTZ & FEIST-BURKHARDT 2000b, RAMEIL et al. 2000, FEIST-BURKHARDT & GÖTZ 2002). In jüngeren meso- und känozoischen Sedimenten stellen die Dinoflagellatenzysten den Hauptanteil der marinen Fraktion (TYSON 1993, STOVER et al. 1996, BOMBARDIERE & GORIN 2000, FEIST-BURKHARDT & GÖTZ 2002). Die acritarchenreichen Gemeinschaften sind bei diesen Bedingungen generell immer noch für flachmarine Beckenrandbereiche charakteristisch (TYSON 1993, FEIST-BURKHARDT & GÖTZ 2002).

HEUNISCH (1999) schlägt ein Modell der Verteilung von Palynomorphen in verschiedenen Ablagerungsräumen der Trias vor, wo reiche Acritarchen/Prasinophyceen-Assoziationen im offen-marinen Raum und in marinen offenen Lagunen vorkommen. Darüber hinaus ist die Gattung *Veryhachium* nur im offen-marinen Bereich zu finden. Prasinophyceen und vereinzelte Acritarchen kommen auch in marinen Deltas vor, wogegen in Playa/Sabkha außer Sporen und Pollen nur vereinzelte Prasinophyceen auftreten (op. cit.).

In einzelnen Arbeiten wird auch über nicht marine Acritarchen aus dem Mesozoikum berichtet (MARSHALL 1989, RIDING & DUXBURY 1993). Diese Formen sind allerdings nicht zu verwechseln mit den im Buntsandstein vorkommenden Gattungen *Micrhystridium* und *Veryhachium*, entweder

wegen ihrer Größe oder Morphologie (MARSHALL 1989, RIDING & DUXBURY 1993, STOVER et al. 1996, STROTHER 1996). Die nicht marinen Acritarchen gehören häufig zu den nicht acanthomorphen Formen (im Gegensatz zu den genannten Gattungen) und sind deutlich größer als die typischen marinen Formen (MARSHALL 1989, STOVER et al. 1996, STROTHER 1996).

Nach den Berichten von ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977, 1984) und REITZ (1985) über den prozentualen Anteil der Acritarchen und Prasinophyceen im Palynomorphen-Spektrum wie auch nach den Ergebnissen aus Baalberge, wäre das Milieu im Buntsandstein zeitweise sogar als offener marin zu interpretieren (DURINGER & DOUBINGER 1985).

5.2 Foraminiferen

Aus dem Buntsandstein des mittleren und südöstlichen Polens wurden auch Foraminiferen beschrieben (siehe Abb. 28; GŁOWACKI & SENKOWICZOWA 1969, MILEWSKA & MORYC 1981, PIEŃKOWSKI 1989, 1991). Die Funde wurden vereinzelt im Unteren Buntsandstein Zentral- und Südpolens (PIEŃKOWSKI 1989, 1991, MILEWSKA & MORYC 1981) und hauptsächlich im basalen Mittleren Buntsandstein südöstlich von Krakau gemacht (GŁOWACKI & SENKOWICZOWA 1969, MILEWSKA & MORYC 1981). PIEŃKOWSKI (1989, 1991) berichtet über einem Foraminiferenfund aus der Familie *Nodosariidae* aus dem untersten Teil der Baltik-Formation der Bohrung Mszczonów IG1 (Zentralpolen). MILEWSKA & MORYC (1981) haben im unteren Buntsandstein Südpolens Foraminiferen aus der Gattungen *Rhabdammina*, *Hyperammina* und *Spirillina* festgestellt. Eine reichere Foraminiferen-Assoziation wurde von den gleichen Autoren im Mittleren Buntsandstein beobachtet. Dazu gehören: *Trocholina ventroplana* (OBERHAUSER), *Angulodiscus* sp., *Haplophragmoides* sp., *Staffella* (?), *Rhabdammina aff. minuta* (STEVARD et PRIDDY), *Rhabdammina* sp., *Hyperammina* sp., *Schizammina* sp. und *Glomospira* sp. (op. cit.). Die obengenannten Foraminiferen gehören zu den benthischen agglutinierenden oder kalzitischen Formen aus den Subordnungen *Textulariina* und *Fusulinina*. GŁOWACKI & SENKOWICZOWA (1969) berichten ebenfalls über *Textulariina*- und *Fusulinina*-Foraminiferen aus dem Unteren/Mittleren Buntsandstein Südostpolens.

Die Foraminiferen belegen zeitweilige marine Phasen, da sie zu den typischen marinen Faunen gehören. Allerdings war das Raum südöstlich von Krakau, wo die meisten Foraminiferen gefunden wurden, durch landfeste Gebiete von dem eigentlichen Germanischen Becken abgegrenzt und konnte daher viel stärker als das Becken von im Süden gelegenen Tethys beeinflusst werden (siehe Abb. 28). Der Mangel an Funden im Zentralpolen lässt nicht ausschließen, dass die einzelnen Individuen dort aus der Umlagerung aus älteren Sedimenten (Zechstein?, Karbon?) stammen. Für solche Interpretation fehlen jedoch detaillierte sedimentologische Daten.

5.3 Glaukonit

Im tieferen Mittleren Buntsandstein der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle (Volpriehausen- und Detfurth-Formation bzw. Pommern-Formation), insbesondere in der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, ist in Dünnschliffen ein grünliches Mineral festzustellen (Taf. 16, Fig. 1 – 4), das vor allem an kalkige Sedimente gebunden ist. In Mergeln und in organodetritischen Kalksteinen kommt es in Form von diffuser Imprägnation des Gesteins vor (Taf. 16, Fig. 4). In oolithischen und in sandig-oolithischen Kalksteinen wird das Mineral am häufigsten beobachtet, und zwar innerhalb von Ooiden oder Peloiden (Taf. 16, Fig. 1 – 3). Das Mineral ist entweder in den zentralen Bereichen der Ooide konzentriert oder es imprägniert die Ooidkörner. Es konzentriert sich aber auch an diagenetischen Auflösungs-Flächen.

Das Mineral hat im normalen Licht eine hellgrüne Farbe, im polarisierten Licht erscheint es hellgrün bis hellblaugrün. Es ist strukturlos und enthält oft opake Mineralpartikel (Pyrit?). Es wurde ein sehr schwacher Pleochroismus zu gelbgrünen Farben beobachtet. Das Mineral weist keine Änderungen der Interferenzfarben auf.

Von den Tonmineralen weisen lediglich die Minerale aus der Gruppe der Chlorite und glaukonitischen Minerale* eine grüne Farbe auf. In kryptokristallinen Aggregaten sind die beiden Gruppen nach optischen Eigenschaften nur sehr schwer zu unterscheiden. Chlorite lassen sich von glaukonitischen Mineralen aufgrund der chemischen Zusammensetzung trennen. Die glaukonitischen Minerale enthalten Kalium, das in Chloriten nicht vorkommt (SMULIKOWSKI 1955).

Mittels REM/EDX wurden qualitative und semiquantitative Analysen durchgeführt um den Kaliumgehalt festzustellen (siehe Anh. 4). Die Analysen wurden an Anschliffen von Kernproben aus der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2125,1 m und 2126,2 m gemacht (Detfurth-Formation). Die erste Probe wurde aus einem grauen bioklastischen ooidführenden Kalkstein, die zweite aus einem grauen feinoolithischen Kalkstein entnommen. In beiden Proben wurden Minerale festgestellt, die hauptsächlich aus SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO und K_2O aufgebaut sind (Anh. 4). Diese Zusammensetzung stimmt mit der glaukonitischer Minerale überein (SMULIKOWSKI 1955, ODIN & MATTER 1981). Der K_2O -Gehalt schwankt zwischen 5 und 10 %. Dies entspricht dem Gehalt in glaukonitischen Mineralen (3 bis 9 %, op. cit.). Es wurde eine blättrige Morphologie der Minerale festgestellt (Taf. 16, Fig. 5). In der Probe aus der

*Der Begriff glaukonitische Minerale wird hier im Sinne vom englischen Termin „glaucony“ von ODIN & MATTER (1981) angewandt. Die Mineralgruppe besteht aus Übergangsformen zwischen glaukonitischem Smektit und glaukonitischem Glimmer, die im Prozess der Glaukonitisierung entstehen (op. cit.). Glaukonit *sensu stricto* ist eine spezielle Form aus der Mineralgruppe.

Teufe 2126,2 m wurde ein Mineralkorn mit einem ovalen Umriß und diffuser Abgrenzung zum umgebenden Kalziumkarbonat beobachtet (Taf. 16, Fig. 6). Auch dieses Mineralkorn weist die chemische Zusammensetzung eines glaukonitischen Minerals auf. Die Form deutet auf eine diagenetische Entstehung des Minerals hin.

Glaukonitische Minerale entstehen frühdiagenetisch während Sedimentationspausen durch Ionenaustausch zwischen dem Edukt (Ausgangsmineral) und dem Meerwasser. Nur marine Wässer enthalten genug Kalium für die Bildung solch kaliumreicher Minerale (SMULIKOWSKI 1955, EHLMANN et al. 1963, ODIN & MATTER 1981, BORNHOLD & GIRESE 1985 u. a.). Diesem Prozess können unterschiedliche Mineralien wie z. B. Kaolin, Aragonit oder Quarz unterliegen (EHLMANN et al. 1963, HUDHES & WHITEHEAD 1987). Karbonate sind dafür am besten geeignet (ODIN & MATTER 1981). Im Buntsandstein wurde das glaukonitische Mineral vor allem in karbonatischen Sedimenten beobachtet. Nach ODIN & MATTER (1981) ist ein geschlossenes Milieu günstiger für die Entstehung des diagenetischen Minerals. Infolgedessen können zentrale Bereiche eines Korns stärker glaukonitisiert sein als seine Ränder. Dies würde erklären, warum in den beobachteten Fällen das glaukonitische Mineral am häufigsten innerhalb der Ooide zu finden ist.

5.4 Fazielle Merkmale

Die oolithische Fazies und die Stromatolithe, die vor allem für den Unteren aber auch für den Mittleren Buntsandstein charakteristisch sind, wurden sowohl als lakustrine (PAUL 1999) als auch als marine Sedimente interpretiert (USDOWSKI 1962, SZYPERKO-TELLER 1997b). Detaillierte geochemische Untersuchungen könnten in dieser Frage mehr Klarheit schaffen. Die vorläufigen Isotopenuntersuchungen der Oolithe, die im Rahmen dieser Arbeit gemacht wurden (S. SCHMID, pers. Mitt.), haben keine eindeutige Ergebnisse erbracht (siehe Anh. 6). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -2‰ und 0,3‰ (vs. PDB) fallen im Bereich, der sowohl für marine als auch für lakustrine Karbonate charakteristisch ist (HOEFS 1987).

Die großen Mächtigkeiten der Oolithe können nicht als Argument für eine marine Genese betrachtet werden, weil mächtige oolithische Kalksteine auch in lakustrinen Milieus entstehen können (z. B. SWIRYDCZUK et al. 1979).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass marine Ingressionen im Unteren und Mittleren Buntsandstein Mitteleuropas aufgrund der Acritarchen- und Foraminiferen-Funde wie auch des Vorkommens der glaukonitischen Minerale sehr wahrscheinlich waren. Besonders viele Argumente dafür finden sich im tieferen Teil des Mittleren Buntsandsteins (Volpriehausen- und Detfurth-Formation).

Die Hinweise auf marinen Einfluss sind deutlich stärker im östlichen (polnischen) Teil des Buntsandsteinbeckens als in seinem westlichen (deutschen) Teil. In Polen wurden außer dem marinen pflanzlichen Plankton auch glaukonitische Minerale und vereinzelt Foraminiferen nachgewiesen, wohingegen im westlichen (deutschen) Teil des Beckens bis jetzt nur marine Palynomorphen festgestellt wurden. Die Häufigkeit der Funde im vertikalen Profil ist ebenfalls unterschiedlich. In der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 (Abb. 32) wurden die ersten Acritarchen von ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977, 1984) in kalkigen oder tonigen Einschaltungen des Volpriehausen-Sandsteins (Pommern-Sandstein) gefunden. Die an Gattungen reichste Acritarchen-Assoziation charakterisiert hier das tonige Intervall oberhalb des Volpriehausen-Sandsteins (op. cit.), das mit dem „unteren tonigen Teil“ der Volpriehausen-Wechselfolge parallelisiert werden kann. Die Acritarchen wurden noch im Äquivalent des mittleren Teils der Volpriehausen-Formation (unterer Teil des Kleinzyklus smV, 2) und schließlich des unteren Teils der Detfurth-Formation gefunden (op. cit.). Grünliche glaukonitische Mineralien wurden im gleichen Profil vom Volpriehausen-Sandstein bis zum oberen Teil der Detfurth-Formation beobachtet (siehe Abb. 32). In Deutschland dagegen wurden bis jetzt die Acritarchen und Prasinophyceen in tonigen Sedimenten im Intervall vom „unteren tonigen Teil“ der Volpriehausen-Wechselfolge bis zu den Volpriehausen-Avicula-Schichten gefunden (SCHÖN 1967, REITZ 1985, diese Arbeit). Die an Gattungen reichste Acritarchen-Assoziation scheint in den Avicula-Schichten vorzukommen (SCHÖN 1967). Aus der Detfurth-Formation sind bis jetzt keine Acritarchenfunde bekannt. Sowohl ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977, 1984) in Polen als auch REITZ (1985, 1988) in Deutschland beobachteten eine zahlenmäßige Überlegenheit der Acritarchen gegenüber den anderen Palynomorphen im unteren Teil der Volpriehausen-Formation. Danach scheint dieses Intervall des Mittleren Buntsandsteins am stärksten bzw. am häufigsten marin beeinflusst gewesen zu sein.

Die Hinweise auf marinen Einfluss im Buntsandstein sind aber immer noch zu schwach, um das Ablagerungsmilieu als marin zu bezeichnen. Deshalb wird in dieser Arbeit nur von lakustrinem bzw. brackisch-lakustrinem Milieu gesprochen. Der Binnensee des Buntsandsteins, zweifellos des Mittleren Buntsandsteins, wurde aber sehr kurzzeitig in bestimmten Intervallen durch schwache marine Ingressionen erreicht, die aber nicht zu voll marinen Bedingungen im ganzen Becken geführt haben. Die Position der Pforte, die die Verbindung zu einem offenen Meer bildete, bleibt immer noch unklar. Allerdings ist es am wahrscheinlichsten, dass der marine Einfluss das Germanische Becken über seine Subsidenzachse, den Mittelpolnischen Trog, erreicht hat, da sich im Arbeitsgebiet die Ingression von Osten nach Westen ausgebreitet hat (siehe oben). Die Hinweise, die auf marinen Einfluss schließen lassen, sind aber sehr schwach im Vergleich zum marinen Charakter des Muschelkalks oder auch des Oberen Buntsandsteins. Die marine Transgression des Röts erreichte das Germanische Becken durch die Ostkarpaten-Pforte. Es ist also

wahrscheinlich, dass schon zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins eine schwache Verbindung zur Tethys existierte. Andererseits zeigen auch die Sedimente des Unteren Buntsandsteins schwache marine Prägung (REITZ 1985, ECKE 1986, PIENKOWSKI 1991). Da zur Zeit des Zechsteins eine Verbindung zum borealen Meer aktiv war (z. B. ZIEGLER 1990), ist es nicht ausgeschlossen, dass auch das frühe Buntsandsteinbecken von Norden marin beeinflusst war. In diesem Fall konnte es zur Öffnung der südlichen Verbindung erst infolge der tektonischen Ereignisse kommen, die zur Entstehung der H-Diskordanz führten. Zusätzliche Argumente liefert die fazielle Entwicklung des basalen Mittleren Buntsandsteins im Heilig-Kreuz-Gebirge. Dieses Gebiet befand sich zur Zeit des Buntsandsteins im südlichen Teil des Mittelpolnischen Trogs (siehe Abb. 8). Die Sedimente des Mittleren Buntsandsteins sind hier aber in rein terrestrischer, fluviatiler Fazies ausgebildet (siehe Kapitel 4.2.1.6). Eine Verbindung zwischen dem Germanischen Becken und dem borealen Meer in frühester Trias wurde auch von PIENKOWSKI (1991), SZULC (1998) und BEUTLER & SZULC (1999) postuliert. Das Problem der Richtung der marinen Einflüsse im Unteren und Mittleren Buntsandstein bleibt also zunächst ungelöst.

Tafel 15

Palynomorphe aus der Tongrube Baalberge, Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 1 – 2.
Lage der Proben siehe Anl. 5, Kreuztisch-Koordinaten Leitz DMRB, Aufnahmen digital.
Bestimmung und Fotos: Dr. Carmen Heunisch.

Figur 1 *Leiosphaeridia* sp. A ECKE 1986 (Prasinophyt).
Probe Baa 150502/4//35.4/113.0; 38 µm

Figur 2 *Leiosphaeridia* sp. B ECKE 1986 (Prasinophyt).
Probe Baa 150502/3//27.0/113.2; 29 µm

Figur 3 *Leiosphaeridia* sp. 2 (Prasinophyt).
Probe Baa 150502/3//39.5/98.4; 106 µm

Figur 4 *Nostocopsis* sp. (Prasinophyt).
Probe Baa 150502/1//47.0/108.0; ca. 10 µm

Figur 5 *Syndesmosphaerion volpriehausensis* ECKE 1986 (Chlorococcale).
Probe Baa 150502/3//29.0/111.0; 40 µm

Figur 6 *Syndesmosphaerion volpriehausensis* ECKE 1986 (Chlorococcale).
Probe Baa 150502/4//29.0/110.3; 34 µm

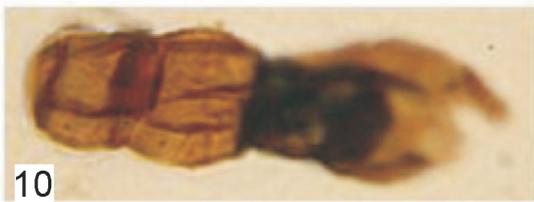
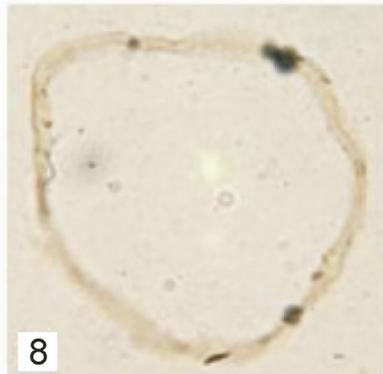
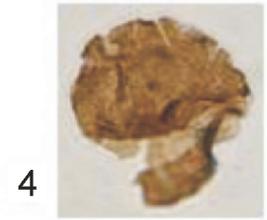
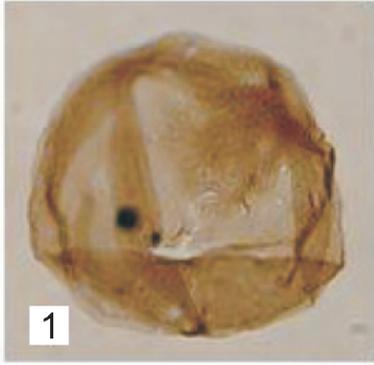
Figur 7 *Syndesmorion paulii* ECKE 1986 (Chlorococcale).
Probe Baa 150502/3//29.1/102.0; ca. 50 µm

Figur 8 Alge indet 1.
Probe Baa 150502/3//27.2/95.2; ca. 60 µm

Figur 9 *Syndesmosphaerion klarii* ECKE 1986 (Chlorococcale).
Probe Baa 150502/3//26.3/103.7; ca. 60 µm

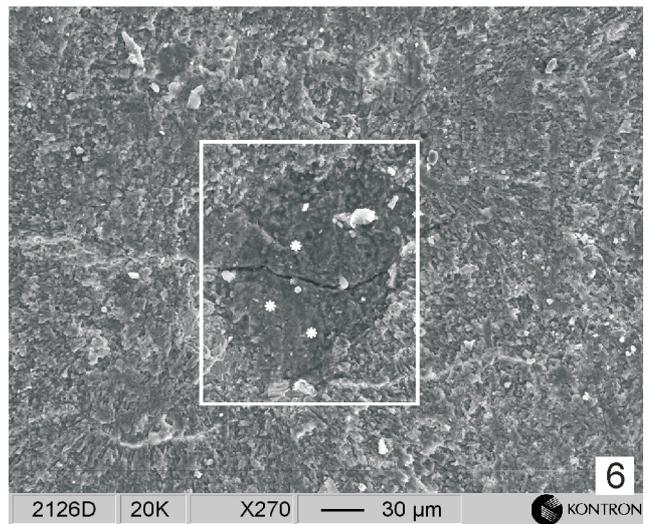
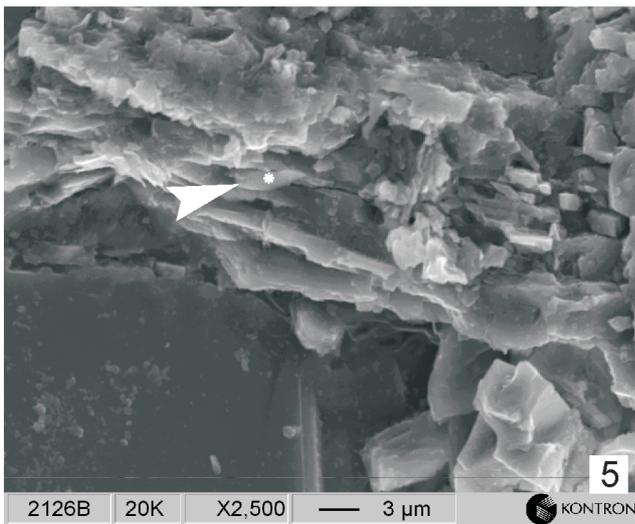
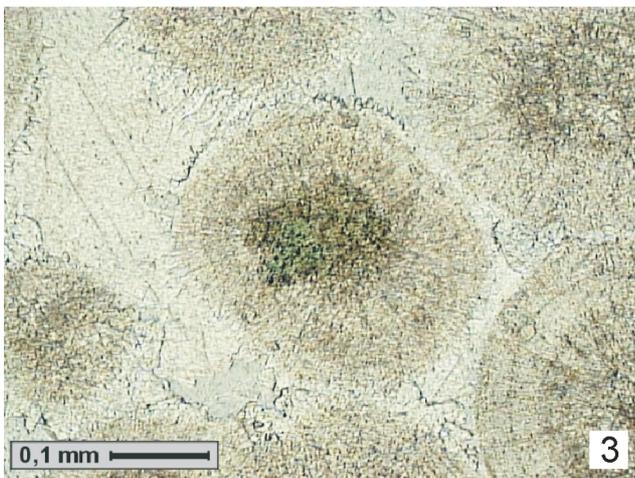
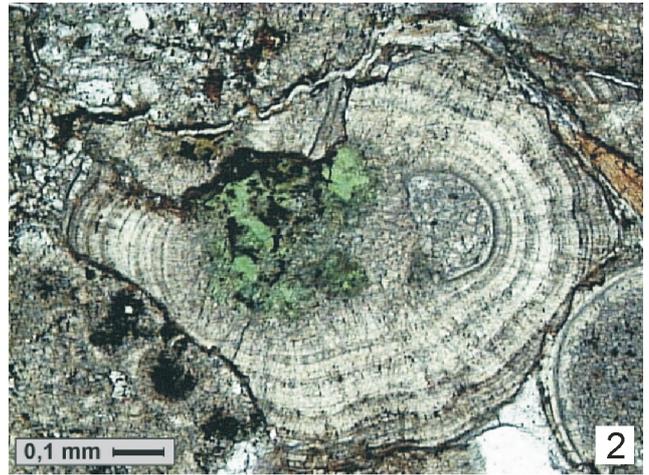
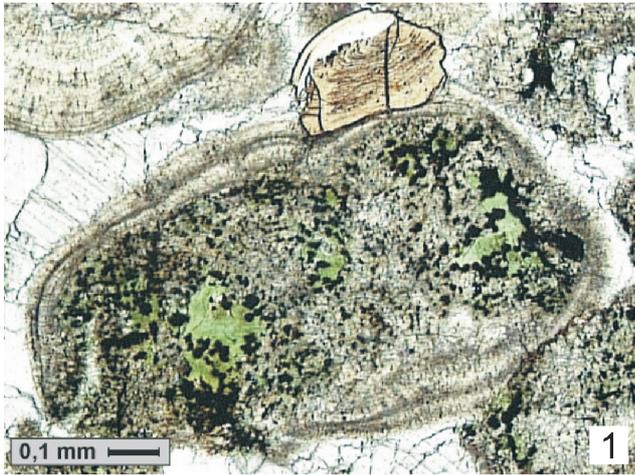
Figur 10 *Microsporonites cacheutensis* (incertae sedis).
Probe Baa 150502/2//30.0/101.9; 37 µm

Figur 11 Alge indet 2.
Probe Baa 150502/2//29.5/93.0; 155 µm



Tafel 16

- Figur 1 Grünes glaukonitisches Mineral in einem Peloid. Im oberen Abschnitt des Fotos ein schwach bräunliches Bruchstück einer Fischechuppe. Bioklastisch-oolithischer Kalkstein. Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht. Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Formation, Kleinzyklus smD, 1, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2125,1 m.
- Figur 2 Grünes glaukonitisches Mineral in einem teilweise diagenetisch angelösten Ooid. Bioklastisch-oolithischer Kalkstein. Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht. Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Formation, Kleinzyklus smD, 1, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2125,1 m.
- Figur 3 Grünes glaukonitisches Mineral im zentralen Bereich eines Ooid. Oolithischer Kalkstein. Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht. Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Formation, Kleinzyklus smD, 1, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2126,2 m.
- Figur 4 Grünes glaukonitisches Mineral im Matrix eines Intraklasts aus oolithischem Kalkstein. Oolithischer Kalkstein. Dünnschliff-Foto, linear polarisiertes Licht. Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Formation, Kleinzyklus smD, 1, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2126,2 m.
- Figur 5 REM-Aufnahme (Sekundärelektronen-Modus) eines oolithischen Kalksteins. Pfeil: glaukonitisches Korn von blättriger Form. Sternchen: Stelle einer semiquantitativer Analyse (siehe Anh. 4, Analyse 2126B). Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Formation, Kleinzyklus smD, 1, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2126,2 m.
- Figur 6 REM-Aufnahme (Sekundärelektronen-Modus) eines oolithischen Kalksteins mit glaukonitischem Korn im Zentrum des Bilds (im Rahmen). Sternchen: Stellen semiquantitativer Analysen (siehe Anh. 4, Analysen 2126D, D1, D2). Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Formation, Kleinzyklus smD, 1, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Teufe 2126,2 m.



6 Sequenzstratigraphie mittels Base-Level-Zyklen

6.1 Unterer Buntsandstein

Das Becken des Unteren Buntsandsteins stellte trotz relativer Homogenität der Fazies, ein kompliziertes Ablagerungssystem dar. Es hatte Charakter eines Systems mehrerer Endseen bzw. Playaseen, die miteinander verbunden waren. Derartige Endseen-Systeme wurde für den Unteren Buntsandstein Deutschlands schon von ECKE (1986) und von PAUL & KLAR (1987) vorgeschlagen. Im östlichen Arbeitsgebiet (Polen) bildeten die Teilseen ein zusammenhängendes System, wogegen im westlichen Teil die Seen nur schwach miteinander verbunden waren. Es ist auch möglich, dass im Osten ein ausgeprägter Binnensee existierte, der über den Mittelpolnischen Trog gelegentlich marin beeinflusst war. Im östlichen Arbeitsgebiet zwischen den Bohrungen Konary IG1 und Rybaki 1 lassen sich weiträumige Tendenzen in der lithologischen Ausbildung beobachten (siehe Abb. 29). Im westlichen Teil des Arbeitsgebiets, also zwischen den Bohrungen Drebkau 105/64 und Roßleben 6 ist dies schwieriger zu interpretieren (Abb. 29).

Die Wasserbedeckung war im Unteren Buntsandstein periodisch und wahrscheinlich immer sehr flach, worauf die im ganzen Profil auftretenden Austrocknungsmerkmale hindeuten (siehe Bohrung Września IG1, Anl. 16, 17 und SZURLIES 2001). Die Wassertiefe war wahrscheinlich wenige m bis max. 10 m. Bei solchen Bedingungen ist es anzunehmen, dass die Morphologie des Beckens sehr eben war, so dass sich die Verbreitung der Teilseen bei minimalen Schwankungen des Wasserstandes deutlich ändern konnte.

6.1.1 Sedimentationsverlauf und Base-Level-Zyklen

Der Wendepunkt zwischen dem Base-Level-Abfall und dem -Anstieg des letzten Zechstein-Zyklus korrespondiert mit der Diskordanz zwischen dem unteren und oberen Bröckelschiefer (= Sequenzgrenze bei AIGNER & BACHMANN 1992, siehe auch RÖHLING 1993, SZURLIES 2001; Abb. 29). Im unteren Bröckelschiefer wurden Sabkha-Ablagerungen sedimentiert. Die Diskordanz deutet auf eine Sedimentationspause hin. Im oberen Bröckelschiefer kam es dann zur Ablagerung der Sedimente eines Playa-Sees, der sehr oft trockenfiel und sich mit fluviatilen Sedimenten ephemerer verflochtener Flusssysteme verzahnt (PIEŃKOWSKI 1991, SZURLIES 2001). Insbesondere im östlichen Teil des Arbeitsgebiets lassen sich auch lakustrine Sedimente eines zeitweilig marin beeinflussten Playa-Sees erkennen, der längere Perioden mit ständiger Wasserbedeckung aufwies (PIEŃKOWSKI 1991, WAGNER 1991, SZURLIES 2001). An der Basis der Calvörde-Formation gehen die fluviolakustrinen Sedimente des frühen Base-Level-Anstiegs im ganzen Arbeitsgebiet in die Ablagerungen eines Playa-Sees über, der längere Zeit mit Wasser gefüllt war. Dies spiegelt sich im Übergang von der hauptsächlich strukturlosen Silt-Tonsteinen mit sandigen Einschaltungen in eine

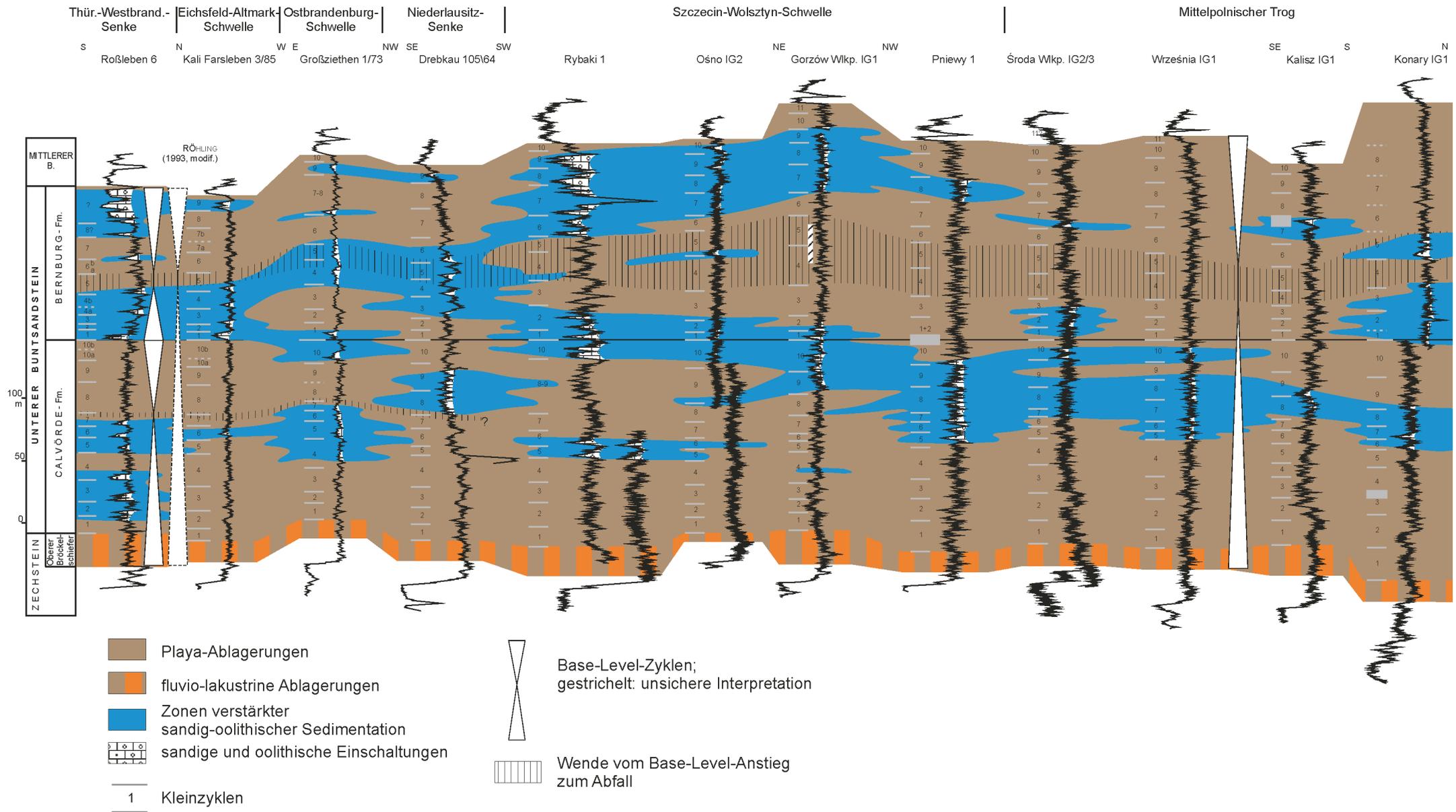


Abb. 29: Fazielle Ausbildung und Base-Level-Zyklen im Unteren Buntsandstein. Lage der Bohrungen siehe Abb. 5.

heterolithische Abfolge mit stärkerem Sandanteil wider. Im Stadium des frühen Base-Level-Anstiegs trocknete der See relativ häufig aus, so dass es nur sehr selten zur Ablagerung oolithischer Kalksteine kam (siehe Bohrung Września IG1, Anl. 17a). Nach dem frühen Base-Level-Anstieg lassen sich deutliche Unterschiede im Verlauf der Sedimentation im östlichen und im westlichen Teil des Arbeitsgebiets beobachten (Abb. 29).

Im östlichen Teil der bearbeiteten Region, also im Mittelpolnischen Trog und auf der Szczecin-Wolsztyn-Schwelle, dauerte die oolithfreie Sedimentation bis zum Kleinzyklus suC, 4 an (Anl. 2, Abb. 29). Ab dem Kleinzyklus suC, 5 setzte dort stärkere oolithische Sedimentation ein, was auf längere Perioden mit beständiger Wasserbedeckung hindeutet (siehe Bohrung Września IG1, Anl. 17b). Die verstärkte Ooid-Sedimentation setzte von Osten nach Westen immer später ein (in den Profilen des östlichen Arbeitsgebiets), so dass sie in der Bohrungen Ośno IG2 und Rybaki IG1 erst im Kleinzyklus suC, 10 vorkommt. Die verstärkte Ooidbildung setzte auch im Osten früher aus als im Westen und zwar zwischen dem Kleinzyklus suC, 10 und dem Kleinzyklus suB, 3. Die letzte Phase des Base-Level-Anstiegs war durch feinklastische Sedimentation mit sehr beschränkter Ooidbildung gekennzeichnet (Abb. 29). Die Ablagerungen zeigen fast keine Austrocknungsmerkmale, so dass lange Perioden mit ständiger Wasserbedeckung anzunehmen sind (siehe Bohrung Września IG1, Anl. 17c). Die Wende vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall wurde also innerhalb des Kleinzyklus suB, 4 oder 5 erreicht. Der Base-Level-Abfall zeigte sich in einer entgegengesetzter Reihenfolge der Fazies. Nach feinklastischer Sedimentation unter fast ständiger Wasserbedeckung setzte wieder verstärkte oolithische Sedimentation ein, wobei das Becken öfter trockenfiel (Abb. 29). Die Oolithe treten gehäuft zwischen dem Kleinzyklus suB, 6 und dem basalen suB, 10 auf. Im Mittelpolnischen Trog war die oolithische Sedimentation schwächer als auf der Szczecin-Wolsztyn-Schwelle. In der obersten Bernburg-Formation traten die Oolithe zurück und es setzte wieder feinklastische Sedimentation ein. In der Abfolge sind allerdings Merkmale häufiges Trockenfallens, wie Trockenrisse und Anhydritknollen, zu beobachten (siehe Bohrung Września IG1, Anl. 17d und Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Anl. 15a). Diese Fazies schließt den Erosionsbasis-Zyklus des Unteren Buntsandsteins ab (Abb. 29). Die V-Diskordanz lässt vermuten, dass der Erosionsbasis-Zyklus nicht vollständig erhalten geblieben ist. Die sandigen Ablagerungen des Volpriehausen-Sandsteins repräsentieren den frühesten Base-Level-Anstieg des ersten Erosionsbasis-Zyklus des Mittleren Buntsandsteins (siehe Kapitel 6.2.3.2).

Im westlichen Teil des Arbeitsgebietes, zwischen den Bohrungen Drebkau 105/64 und Roßleben 6, setzte in dem Playa-See die erste Phase der verstärkten oolithischen Sedimentation früher ein, als im östlichen Teil des Arbeitsgebiets (Anl. 2, Abb. 29). Im Raum Roßleben 6 und im nördlichen Harzvorland treten die Oolithe gehäuft schon zwischen dem Kleinzyklus suC, 2 und 6 auf. Der Base-Level-Anstieg verlief also in diesem Beckenteil schneller als im östlichen Gebiet. Die erste

Wende zwischen dem Base-Level-Anstieg und dem -Abfall lässt sich zwischen dem Kleinzyklus suC, 7 und 8 erkennen (Abb. 29). Der Base-Level-Abfall umfasste die oberste Calvörde-Formation (zwischen dem Kleinzyklus suC, 8 und 10) und zeigte sich in häufigerem Trockenfallen der Endseen, was eine Bildung von Oolithen verhinderte und zur Entstehung von massiven siltig-tonigen Abfolgen führte (RADZINSKI 1996). Der danach folgende Erosionsbasis-Anstieg war rasch. Schon an der Basis der Bernburg-Formation findet sich verstärkte oolithische Sedimentation, die auf längere Phasen mit ständiger Wasserbedeckung in den Endseen schließen lässt (Abb. 29). Die Wende zwischen dem Base-Level-Anstieg und dem -Abfall wurde zwischen dem Kleinzyklus suB, 4 und 5 erreicht, wo wieder feinklastische Sedimentation des Beckeninneres dominiert (Abb. 29). Der Base-Level-Abfall dauerte bis zur V-Diskordanz. Während des Base-Level-Abfalls wurde im östlichen Harzvorland die Fazies der Dolomitischen Sandsteine abgelagert. Die Abfolge wird durch feinklastische lagunäre Sedimentation abgeschlossen. Im Profil der Dolomitischen Sandsteine lässt sich eine progradierende Tendenz von unten nach oben feststellen, was mit einem Base-Level-Abfall korrespondiert (VOIGT & GAUPP 2000; siehe Aufschluss Großwangen, Kapitel 4.1.2.2, Anl. 4). Ein weiterer Base-Level-Anstieg charakterisierte schon die Sedimentation des Mittleren Buntsandsteins (Kapitel 6.2.3.2).

Im westlichen Teil des Arbeitsgebiets lassen sich also zwei Base-Level-Zyklen erkennen (Abb. 29), was mit den Ergebnissen von SZURLIES (1997) korrespondiert, der im Unteren Buntsandstein Mitteldeutschlands zwei Sequenzen definiert hat. Allerdings ist der untere Zyklus (Sequenz 1 nach SZURLIES) wesentlich schwächer ausgeprägt, so dass er im östlichen Teil des Arbeitsgebiets nicht erkennbar ist. Die beiden Base-Level-Zyklen lassen sich in ein Zyklus zusammenfassen, der mit dem Base-Level-Zyklus korrespondiert, der im polnischen Teilbecken erkannt wurde. Dieser Base-Level-Zyklus, entspricht der 1. Buntsandstein-Sequenz dritter Ordnung nach AIGNER & BACHMANN (1992) und SZULC (1995). Er wird deshalb hier als Base-Level-Zyklus höherer Ordnung betrachtet. Die beiden Base-Level-Zyklen, die im westlichen Teil des Arbeitsgebiets ausgegliedert wurden entsprechen dann Sequenzen 4. Ordnung und werden als Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung angesehen.

Die unterschiedliche Ausbildung des gesamten Unteren Buntsandsteins in beiden Teilen des Untersuchungsgebietes liegt wahrscheinlich in der unterschiedlichen Wirkung der steuernden Faktoren wie Tektonik, Subsidenz und Meeresspiegel. Im westlichen Teil des Arbeitsgebiets war Bruchtektonik stärker als im östlichen Teil (siehe BEUTLER & SCHÜLER 1978, SCHÜLER et al. 1989, PAUL 1993 u.a.). Der östliche Teil des Arbeitsgebiets lag in der Nähe der Subsidenzachse des Beckens (Mittelpolnischer Trog) und konnte durch marine Ingressionen stärker beeinflusst werden. Hinweise auf marine Einflüsse im Unteren Buntsandstein sind allerdings viel schwächer als im Mittleren Buntsandstein. Sie sind aber im östlichen Teil des bearbeiteten Gebiets deutlicher als im

westlichen Teil (PIEŃKOWSKI 1989, 1991, BEUTLER & SZULC 1999; siehe Kapitel 5). Während des Base-Level-Anstiegs lässt sich im östlichen Arbeitsgebiet eine Retrogradation der oolithischen Fazies von Osten nach Westen beobachten, die während des Erosionsbasis-Abfalls eine Progradation aufweist (Abb. 29). Im westlichen Teil des Arbeitsgebietes lässt sich eine ähnliche Tendenz nicht deutlich erkennen. Dieser Unterschied liegt vielleicht auch daran, dass der östliche Arbeitsgebiet in enger Nachbarschaft zum Mittelpolnischen Trog lag, von dem sich marine Einflüsse ausbreiten konnten, welche Sedimentationsbedingungen deutlich beeinflussten.

6.1.2 Modell der oolithischen Sedimentation

Im Unteren Buntsandstein wurden Ooide im mit Kalziumkarbonat gesättigten Wasser gebildet, sowohl im küstennahen Bereich der Seen als Ooidbarren, als auch im Inneren der Seen. Dies wurde durch die geringe Wassertiefe der Teilseen verursacht. Beim frühen Base-Level-Anstieg höherer Ordnung, als im Becken in feuchten Perioden relativ wenig Wasser vorhanden war, konnten sich die Ooide nur in den tiefsten Teilseen bilden. Derartige Seen waren flach, so dass der klastische Anteil nur die Zentren der Seen nicht erreichte. Die geringe Wassertiefe ermöglichte im Inneren der Seen aber ausreichende Wasserbewegung, die zur Entstehung der Ooide nötig war (Abb. 30a, Modell „i“; siehe HELLER et al. 1980, WRIGHT 1990, u. a.). In dieser Phase der Beckenentwicklung konnten sich während feuchten und trocknen Perioden Kleinzyklen bilden, die nur aus Sandsteinen und Tonsteinen aufgebaut waren (Abb. 30b; siehe Kapitel 4.1.2.1). Beim weiteren Anstieg der Erosionsbasis, als das Becken in feuchten Perioden mehr Wasser enthielt, konnte es zur oolithischen Sedimentation in mehreren Endseen kommen. Die Ooide sedimentierten auch in den Zentren der Seen, da dort die Wassertiefe nach wie vor gering genug war für ausreichende Wasserbewegung (Abb. 30a, Modell „ii“). Der Wechsel zwischen feuchten und trockenen Perioden im Playa-System konnte also während des späteren Base-Level-Anstiegs höherer Ordnung die Entstehung von Kleinzyklen hervorrufen, die aus Sandsteinen, Oolithen und Tonsteinen aufgebaut waren (Abb. 30b). Erst bei maximaler Wassertiefe im Becken, die in den feuchten Perioden erreicht werden konnte, also an der Wende vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall höherer Ordnung, beschränkte sich die oolithische Sedimentation auf küstennahe Bereiche. Die klastische Sedimentation beeinflusste in dieser Phase nur den engeren Küstenbereich. In den Zentren der Seen, wo das Wasser zu tief war, um eine ausreichende Wasserbewegung für die Entstehung der Ooide zu ermöglichen, wurden ebenfalls feinklastische Sedimente abgelagert (Abb. 30a, Modell „iii“). In dieser Phase konnte es aber zur verstärkten oolithischen Sedimentation in den flachsten Teilen des Beckens (Schwellen) kommen, wo erst beim höchsten Stand der Erosionsbasis im Zyklus höherer Ordnung die Bedingungen für flächenhafte Ooidbildung auftraten. Für die Wende zwischen Base-Level-Anstieg und -Abfall eines Zyklus höherer Ordnung sind Kleinzyklen charakteristisch, die fast nur Oolithe und Tonsteine enthalten (Abb. 30b).

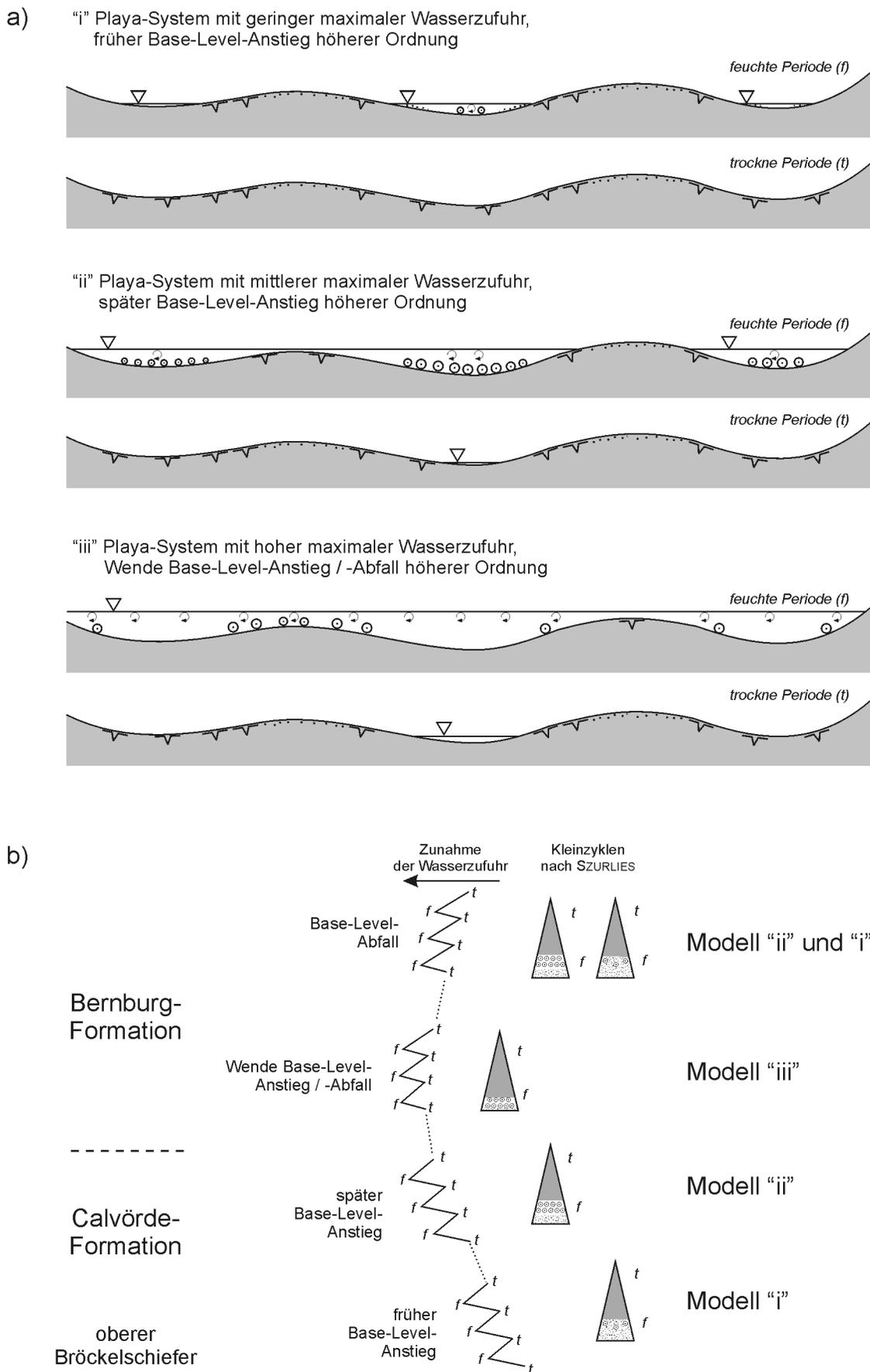


Abb. 30: Modell der oolithischen Sedimentation (a) und der Ausbildung einzelner Kleinzyklen (b) mit zunehmender Wasserzufuhr im Playa-System des Unteren Buntsandsteins während eines Base-Level-Zyklus höherer Ordnung. Kleinzyklen schematisch nach SZURLIES (1997, 2001). Morphologie des Beckens im Teil a) stark überhöht. Runde Pfeile symbolisieren Wasserbewegung.

Dieses Modell erklärt, dass im frühen Stadium des Base-Level-Anstiegs höherer Ordnung relativ wenig Oolithe im Becken entstanden sind (siehe Abb. 29, 30b). Das Maximum der oolithischen Sedimentation fiel mit dem späteren Base-Level-Anstieg höherer Ordnung in den tiefsten Teilen des Beckens (Senken) zusammen. An der Wende vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall höherer Ordnung erreicht die oolithische Sedimentation ihr Maximum an den stärker herausgehobenen Beckenpartien (wie z. B. der Eichsfeld-Altmark-Schwelle), wogegen sie in den Senken wieder schwächer war. Der Base-Level-Abfall höherer Ordnung spiegelte sich in einer entgegengesetzter Fazies-Reihenfolge wider. Im westlichen Teil des Arbeitsgebiets lässt sich das Model auch für Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung anwenden (siehe Abb. 29).

Den jeweiligen Phasen der Erosionsbasis-Änderungen höherer Ordnung lassen sich, wie oben beschrieben, bestimmte Modelle der Kleinzyklen von SZURLIES (1997, 2001) zuordnen. Der Kleinzyklen-Aufbau wurde also im Unteren Buntsandstein nicht nur von der Position im Becken, sondern auch von der Phase der Beckenentwicklung abhängig. Die Kleinzyklen selbst korrespondieren mit Base-Level-Zyklen niedrigerer Ordnung (Abb. 30b; siehe Kapitel 4.1.2.1, Abb. 14).

6.2 Mittlerer Buntsandstein

Der Verlauf der Sedimentation im Mittleren Buntsandstein und Änderungen des Base-Levels wurde in vollständigen für jeweilige Regionen Profilen beobachtet und interpretiert. Das sind Bohrungen: Halle Süd 1/64 in der Thüringen-Westbrandenburg-Senke und Gorzów Wielkopolski IG1 von der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle. In beiden Profilen werden charakteristische Fazies mit Milieu-Interpretationen kurz beschrieben. Die Abfolgen der Fazies und Milieus lassen eine Interpretation der Änderungen des Base-Levels in den beiden Regionen zu.

6.2.1 Mittlere Thüringen-Westbrandenburg-Senke

Die Sedimente des Mittleren Buntsandsteins wurden in der mittleren Thüringen-Westbrandenburg-Senke (Bohrung Halle Süd 1/64, Abb. 31) in zwei Ablagerungssystemen sedimentiert: zeitweilig marin beeinflusstem Playa-See bzw. fluvio-äolischen Ebene. Im ersten System lassen sich weitere Milieus unterscheiden, wie: Beckeninneres (offshore), küstennaher Beckenbereich (nearshore), Lagune und Strandbereich. Tonebenen und ephemere Seen repräsentieren lakustrine Übergangsmilieus zwischen den beiden Hauptablagerungssystemen. Zum zweiten System gehören: durch Salzausscheidung und Windtransport geprägte Sandebenen, ephemere Flüsse und Flusssysteme mit Rinnen- und Zwischenrinnensedimenten. Die einzelnen Milieus können wie folgt charakterisiert werden:

Beckeninneres (Küstenferne, offshore): tonig-siltig-feinsandige heterolithische Wechsellagerungen, grüngrau oder rotbraun gefärbt; in siltigen und feinsandigen Lagen Beulenrippeln möglich, Synerärisse und Trockenrisse vorhanden, Bioturbation und pedogene Überprägung können auftreten, oft reiche Conchostracen-Fauna (vergleiche Kapitel 4.1.1, 4.2.2.1, 4.2.2.2).

Küstennaher Beckenbereich (nearshore): Oolithe, sandige Oolithe und oolithische Sandsteine, teilweise auch resedimentierte Ooidlagen (vergleiche Kapitel 4.1.1, 4.2.2.1).

Lagune: tonig-siltige Heterolithe mit Trockenrissen und reicher Fauna, biogene Kalksteine mit Algen-Lamination, Ooidlagen, generell geringmächtige Sedimentabfolgen (bis 0,5 m).

Strandbereich: fein- bis mittelkörnige graue und grüngraue Sandsteine, gute Sortierung, Schräg- und Rippelschichtung vorhanden, mögliche Ooidführung, oft kalzitisch oder dolomitisch zementiert, oft starke Bioturbation (vergleiche Kapitel 4.2.2.1).

Tonebene/ephemere Seen: strukturlose Siltsteine und Tonsteine, oft Bioturbation und Trockenrisse vorhanden, häufige pedogene Prägung, reiche Conchostracen-Fauna und Pflanzenreste. Ephemere Seen können auch zu den Zwischenrinnensedimenten eines Flusssystems gehören.

Sandebene: fein- bis grobkörnige Sandsteine, schlechte Sortierung, horizontale, oft diffuse Schichtung, grobe Körner oft in isolierten Lagen oder Linsen vorhanden, einige Millimeter bis Zentimeter mächtige tonige Zwischenlagen mit Trockenrissen vorhanden (vergleiche Kapitel 4.2.3.1).

Ephemere Flüsse und Flusssysteme wurden in Kapiteln 4.2.1.1, 4.2.1.3 und 4.2.1.4 detailliert beschrieben. Sie sind als sandige Abfolgen aufgebaut, die durch Auftreten von Sohlbankzyklen (fining-upward cycles) mit erosiver Basis charakterisiert sind. In feinklastischen Einschaltungen sind oft pedogene Strukturen und Bioturbation zu beobachten.

Für die Interpretation der Ablagerungsbedingungen sind biogene und pedogene Sedimentstrukturen von besonderer Bedeutung. Sie lassen sich wie folgt charakterisieren:

Bioturbation: bioturbate Entschichtung der Sedimente oder einzelne vertikale oder U-förmige Grabgänge im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich (siehe Taf. 8, Fig. 2, 3).

Pedogene Prägung: pseudobrekziöse Textur in feinklastischen Sedimenten, Verfärbungen der Ablagerungen oder Karbonatknollen (Calcrete).

Die Faziesinterpretation und die Base-Level-Zyklen des Profils Halle Süd 1/64 werden detailliert in Anl. 14 dargestellt und in Abb. 31 zusammengefasst.

Volpriehausen-Formation

Sedimente der Volpriehausen-Formation wurden überwiegend im lakustrinen Milieu abgelagert. Der Volpriehausen-Sandstein repräsentiert die Ablagerungsräume der Sandebene und des Strandbereiches mit einem deutlichen Vorstoß von lagunären Seesedimenten. Lakustrine küstenferne Fazies dominiert dann im oberen Abschnitt des Kleinzyklus smV, 1 (Abb. 31). Ablagerungen einer Sandebene treten im Volpriehausen-Sandstein auch im Aufschluss Großwangen auf, der etwa 30 km südlich der Bohrung Halle Süd liegt (siehe Kapitel 4.2.3.1). Der obere Teil des Kleinzyklus smV, 1 repräsentiert die am stärksten aquatische Fazies im gesamten Mittleren Buntsandstein. Die Heterolithe enthalten fast keine Trockenrisse und keine Bioturbation. Ebenso fehlt pedogene Prägung. In diesem Abschnitt wurden im Aufschluss Baalberge Prasinophyceen gefunden (siehe Anh. 3, Anl. 5), die auf mindestens brackisches Milieu hindeuten. Sehr wahrscheinlich hatte das Becken zur Zeit der Ablagerung des oberen Teils des Kleinzyklus smV, 1 eine Verbindung mit einem offenen Meer (siehe Kapitel 5). Am Übergang zum Kleinzyklus smV, 2 lässt sich eine progradierende Tendenz beobachten, die sich durch das Vorkommen einer dünnen Küstensand-Einschaltung bemerkbar macht. Diese Tendenz setzt sich an der Basis des Kleinzyklus smV, 2 in Form von progradierenden Küstensedimenten fort, die detailliert vom Aufschluss Baalberge beschrieben werden (siehe Kapitel 4.2.2.1). Die Sedimente in der Bohrung Halle Süd repräsentieren einen proximaleren Abschnitt des Beckens im Vergleich zum Aufschluss Baalberge, der etwa 35 km nördlich der Bohrung liegt. Das Verhältnis der Küstensedimente zu den Beckensedimenten ist im Profil Halle Süd gegenüber Baalberge deutlich zugunsten der Küstensedimente verschoben.

Die oben beschriebene Sedimentabfolge wurde innerhalb des ersten vollständigen Base-Level-Zyklus abgelagert (Abb. 31). Die Sedimentation des Mittleren Buntsandsteins setzte nach einem Abfall der Erosionsbasis ein, wobei die V-Diskordanz den Wendepunkt vom Base-Level-Abfall zum -Anstieg markiert. Die Ablagerungen des basalen Volpriehausen-Sandsteins, in denen die Sandebene-Sedimente dominieren, repräsentieren den frühesten Base-Level-Anstieg. Der Base-Level stieg bis zum so genannten „unteren tonigen Teil“ der Wechselfolge an, die eine marin beeinflusste Fazies repräsentiert. Der danach folgende Abfall setzte sich bis zum basalen Teil des Kleinzyklus smV, 2 fort. Im mittleren Teil des Kleinzyklus smV, 2 lässt sich eine retrogradierende Tendenz beobachten. Küstensedimente wurden von einem kurzen Vorstoß von Beckensedimenten überlagert, auf die dann progradierende Strand- und Lagunensedimente folgen. Diese Abfolge repräsentiert den zweiten, sehr kurzen Erosionsbasis-Zyklus (Abb. 31). Anstieg und Abfall des Base-Levels folgten in weniger als 10 m innerhalb des Kleinzyklus smV, 2. Der Wendepunkt

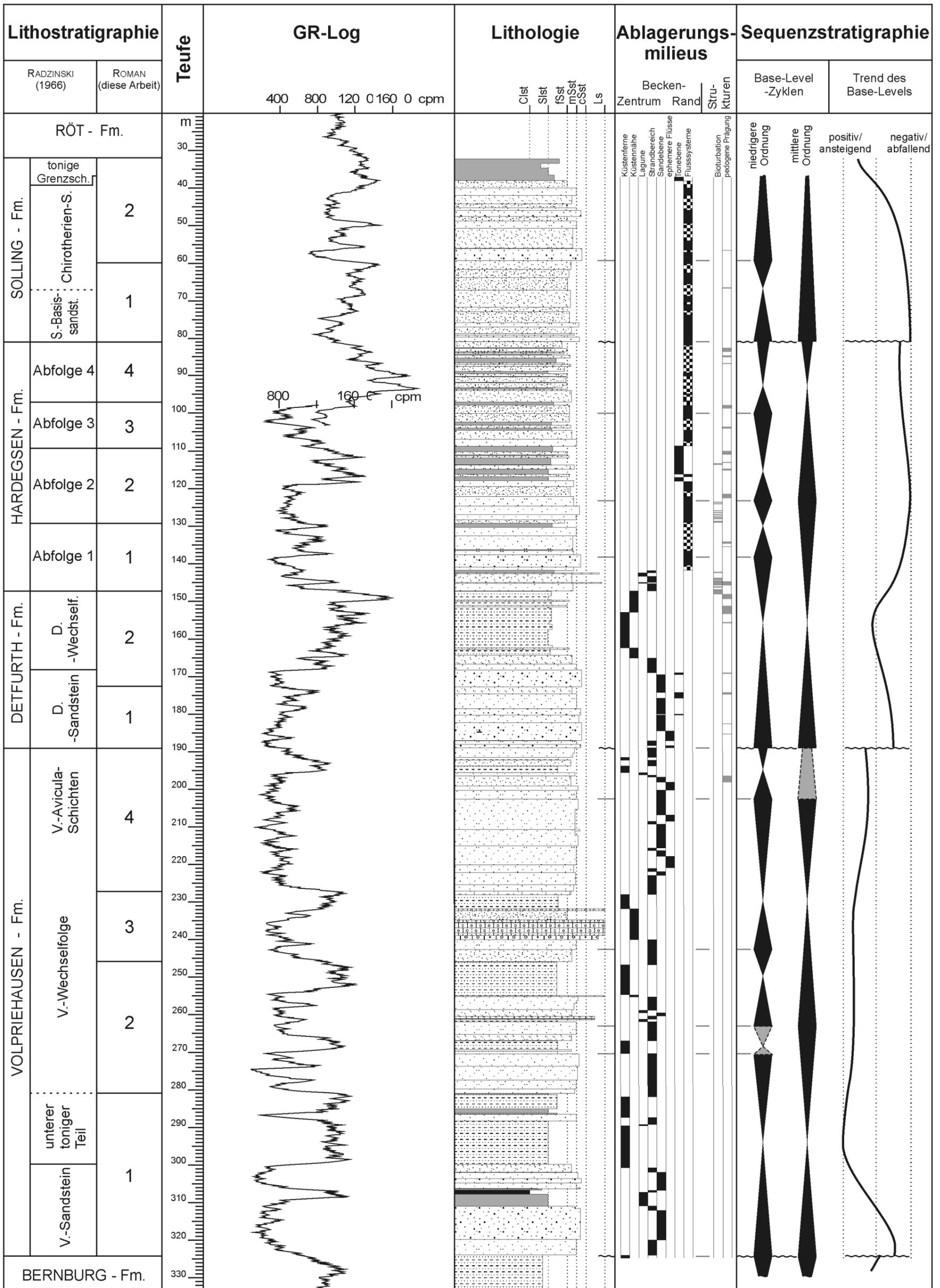


Abb. 31: Fazielle und sequenzstratigraphische Interpretation mittels Base-Level-Zyklen des Mittleren Buntsandsteins der Thüringen-Westbrandenburg-Senke (Bohrung Halle Süd 1/64). Gestrichelt: unsichere Interpretation. Beim Milieu "Flussysteme" bedeutet die nicht karierte Schraffur Rinnensedimente, die karierte Schraffur - Zwischenrinnensedimente. Legende zur Lithologie siehe Anl. 1. Kernlücken wurden wegen des kleinen Maßstabs nicht berücksichtigt.

zwischen Base-Level-Anstieg und -Abfall liegt innerhalb der Beckensedimente. Die Strandsedimente wurden bei niedriger Erosionsbasis abgelagert und beeinhalteten die Grenze zum dritten Base-Level-Zyklus. Die Lagunensedimente gehören zum Ast des ansteigenden Base-Levels. Ablagerungen des offenen Beckens schließen den Kleinzyklus smV, 2 ab und repräsentieren den Wendepunkt zwischen Base-Level-Anstieg und -Abfall des dritten Erosionsbasis-Zyklus (Abb. 31). Der darauf folgende kurze Abfall der Erosionsbasis setzte sich bis zum untersten Abschnitt des Kleinzyklus smV, 3 fort.

Der Kleinzyklus smV, 3 ist durch eine klare Ausbildung charakterisiert. Die Basis des Zyklus bilden Küstensedimente, innerhalb derer der Wendepunkt zwischen dem Base-Level-Abfall und dem -Anstieg erreicht wurde. Sie gehen dann in Ablagerungen des küstennahen Beckenbereichs über. Der hangende Teil des Kleinzyklus smV, 3 wird von den Sedimenten des Beckeninneren gebildet. Der Kleinzyklus smV, 4 ist durch terrestrische Sedimente geprägt. Die Basis des Kleinzyklus smV, 4 wird von Küstensedimenten gebildet, die dann in Ablagerungen einer Sandebene mit ephemeren Flüssen übergehen. In der Abfolge treten auch Küstensedimente auf. Im oberen Abschnitt dieses Kleinzyklus kommt es zu einer weiteren episodischen Ausdehnung des Beckens, was im Vorkommen von Beckensedimenten Ausdruck findet. Der Kleinzyklus smV, 4 wird von Küstensedimenten abgeschlossen. In diesem Kleinzyklus kommen die so genannten *Avicula*-Schichten vor. Die Muschel *Avicula*, die in der Bohrung Halle Süd von RADZINSKI (1966, 1967a) festgestellt wurde, könnte an die Küstenablagerungen gekoppelt sein. Es ist auch nicht ausgeschlossen, dass in einigen Fällen Fossilien, die als „*Avicula*“ bezeichnet wurden, in Wirklichkeit große Conchostracen sind (KOZUR & SEIDEL 1983a, b). Conchostracen treten sowohl in Küstensedimenten als auch in der Sandebene in sehr ephemeren Seen auf.

Fast der gesamte Kleinzyklus smV, 3 repräsentiert einen Anstieg des Base-Levels, wogegen der wesentliche Teil des Kleinzyklus smV, 4 während eines längeren Abfalls der Erosionsbasis sedimentiert wurde (Abb. 31). Diese Sedimentabfolge bildet also den vierten vollständigen Erosionsbasis-Zyklus der Volpriehausen-Formation. Der Wendepunkt zwischen dem Base-Level-Anstieg und dem -Abfall wurde innerhalb der Beckensedimente erreicht, die den Kleinzyklus smV, 3 abschließen. Im obersten Kleinzyklus smV, 4 folgte ein weiterer kurzer Anstieg der Erosionsbasis, deren Abfall durch die D-Diskordanz abgeschnitten ist. Es wurden allerdings keine sedimentologischen Merkmale am Top der Volpriehausen-Formation beobachtet, die auf eine längere Sedimentationspause oder stärkere Erosion hindeuten würden. Dies bedeutet, dass die D-Diskordanz in einem einzelnen Profil nicht nachvollziehbar ist.

Detfurth-Formation

Die Basis des Detfurth-Sandsteins ist in Form von Sedimenten des Strandbereiches ausgebildet, die in Ablagerungen einer Sandebene mit ephemeren Flüssen und ephemeren Seen übergehen. Eine besonders deutlich ausgeprägte lakustrine Sedimentation kommt im obersten Teil des Kleinzyklus smD, 1 vor. Es treten auch Horizonte auf, die eine pedogene Prägung zeigen. Sie sind an die Ablagerungen der ephemeren Seen gebunden. Zum Top des Detfurth-Sandsteins nehmen die Sedimente den Charakter von Ablagerungen im Strandbereich an. Der obere Abschnitt des Profils der Detfurth-Formation ist in Form einer heterolithischen siltig-tonig-feinsandigen Wechsellagerung ausgebildet, die auf Ablagerung in einem flachen Süßwasser-Becken hindeutet (= Playa-See; siehe Kapitel 4.2.2.2). Im oberen Abschnitt des Kleinzyklus smD, 2 treten gehäuft pedogen geprägte Horizonte auf, die auf längere Trockenphasen hindeuten, was auch in den Profilen Schönburg und Leißling zu beobachten ist (siehe Kapitel 4.2.2.2, Anl. 7, 8).

Die Sedimentation der Detfurth-Formation erfolgte innerhalb eines Base-Level-Zyklus (Abb. 31). Der Anstieg der Erosionsbasis umfasste den Detfurth-Sandstein und den unteren Teil der Wechselfolge. Etwa in der Mitte des Kleinzyklus smD, 2 wurde der Wendepunkt zwischen dem Base-Level-Anstieg und dem -Abfall erreicht. Der Base-Level-Abfall setzte sich bis zur Basis des Kleinzyklus smH, 1 der Hardeggen-Formation fort.

Hardeggen-Formation

Der unterste Abschnitt des Kleinzyklus smH, 1 wurde im Milieu der Küste eines Playa-Sees abgelagert, wogegen in den 30 km südlich gelegenen Aufschlüssen Leißling und Schönburg das fluviatile Milieu dominiert (siehe Kapitel 4.2.1.1). Die Sandsteine sind im Profil Halle Süd überwiegend kalzitisch zementiert und weisen eine sehr starke Bioturbation und eine schwache Ooidführung auf (Taf. 8, Fig. 2). Es treten auch stromatolithische Kalksteine auf. Der obere Teil dieses Kleinzyklus wurde in einem fluviatilen Milieu abgelagert. Im mittleren Teil des Kleinzyklus smH, 1 treten gut ausgebildete fluviatile Zyklen auf (siehe Kapitel 4.2.1.1, Anl. 14e), in denen die Rinnensedimente überwiegen. In diesem Abschnitt wurde der Wendepunkt zwischen dem Base-Level-Abfall und dem -Anstieg erreicht und der Erosionsbasis-Zyklus der Detfurth-Formation abgeschlossen.

Im obersten Teil des Kleinzyklus smH, 1 dominieren die Zwischenrinnensedimente, was auch mit dem Wendepunkt von einem kurzen Base-Level-Anstieg zu einem Base-Level-Abfall korrespondiert (Abb. 31). In der fluviatilen Abfolge kommen Pflanzenreste und pedogene Horizonte in Form von Karbonatknollen vor. Der Kleinzyklus smH, 2 ist deutlich zweigeteilt. Der untere Abschnitt ist stark sandig und wurde wahrscheinlich in einem hochenergetischen fluviatilen Milieu abgelagert. Die Sedimente weisen eine sehr starke biogene Entschichtung auf, die auf

spätere Durchwurzelung, möglicherweise auch Durchwühlung zurückzuführen ist. In dieser Abfolge wird ein Wendepunkt zwischen dem Base-Level-Abfall und -Anstieg postuliert. Der obere Teil des Kleinzyklus smH, 2 ist von feinklastischen Sedimenten geprägt, die als strukturlose Siltsteine mit feinsandigen Einschaltungen ausgebildet sind. In der Abfolge treten Bioturbation, Conchostracen und kohlige Pflanzenreste auf. Es wurde auch pedogene Prägung beobachtet. Dieser Teil des Kleinzyklus smH, 2 wurde in einer distalen Überflutungsebene oder in einem sehr flachen Playa-See abgelagert, was auf einen hohen Base-Level hinweist.

Der Kleinzyklen smH, 3 und 4 wurden im fluviatilen Milieu abgelagert. Im Kleinzyklus smH, 3 wechsellagern Rinnensedimente mit Zwischenrinnensedimenten. In der oberen Hälfte dieses Kleinzyklus treten die Rinnensedimente verstärkt auf, was mit einem Wendepunkt zwischen dem Base-Level-Abfall und dem -Anstieg korreliert wird. Im Kleinzyklus smH, 4 überwiegen die Zwischenrinnensedimente deutlich. In der gesamten Abfolge sind die Sandsteine hauptsächlich feinkörnig, was auf eine schwache Energie des Systems hindeutet. Mittelkörnige Sandsteine treten nur sehr selten auf. Im Kleinzyklus smH, 4 kommen besonders häufig kohlige Pflanzenreste vor. In beiden Kleinzyklen (smH, 3 und 4) wurde auch pedogene Prägung festgestellt, die insbesondere in den Zwischenrinnensedimenten auftritt. Die pedogenen Erscheinungen kommen gehäuft im Hangenden des Kleinzyklus smH, 4 vor. Bioturbation ist auch vorhanden. Der oberste Teil des Kleinzyklus smH, 3 und der Kleinzyklus smH, 4 gehören dem letzten Erosionsbasis-Zyklus vor der H-Diskordanz an (Abb. 31). Nach einem kurzen Anstieg des Base-Levels wurde der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall im basalen Bereich des Kleinzyklus smH, 4 erreicht. Bis zur H-Diskordanz folgte der Base-Level-Abfall. Die H-Diskordanz korrespondiert mit dem tiefsten stand des Base-Levels im ganzen Profil. Es wurden allerdings keine eindeutigen sedimentologischen Merkmale beobachtet, die auf eine längere Sedimentationspause oder Erosion an der H-Diskordanz hindeuten könnten. Diese Diskordanz ist also nur durch Betrachtung mehrerer Profile festzustellen.

Solling-Formation

Die Solling-Formation wurde fast vollständig im fluviatilen Milieu abgelagert. Die gesamte Abfolge ist sehr sandreich, wobei die Sandsteine überwiegend mittelkörnig sind. Grobkörnige Sandsteine mit Quarzgeröllen bis zu 0,5 cm Durchmesser treten an der Basis des Kleinzyklus smS, 1 und gehäuft an der Basis wie auch im mittleren Bereich des Kleinzyklus smS, 2 auf (siehe auch Aufschlüsse Nebra und Neue Welt/Schönburg, Kapitel 4.2.1.2, Anl. 9, 10). Die mittelkörnigen und geröllführenden grobkörnigen Sandsteine werden als Rinnensedimente interpretiert. Die Zwischenrinnensedimente sind auch in sandiger Fazies ausgebildet. Dies spricht dafür, dass die Energie des Systems relativ hoch war. Die Rinnensedimente dominieren im Kleinzyklus smS, 1 und im unteren Abschnitt des Kleinzyklus smS, 2. Den obersten Teil des

Kleinzyklus smS, 2 bilden strukturlose Ton-Siltsteine, die auf einer Tonebene abgelagert wurden. In der Abfolge treten zwei sehr geringmächtige Violetthorizonte auf, deren Entstehung auf pedogene Prozesse zurückzuführen ist (ORTLAM 1974).

Der Kleinzyklus smS, 1 der Solling-Formation korrespondiert mit dem ersten Erosionsbasis-Zyklus oberhalb der H-Diskordanz (Abb. 31). Der Wendepunkt zwischen dem Base-Levels-Anstieg und -Abfall wurde im mittleren Bereich des Kleinzyklus smS, 1 erreicht, wo sandige Zwischenrinnensedimente vorkommen. Die Wendepunkte zwischen dem Base-Level-Abfall und -Anstieg korrespondieren mit verstärktem Auftreten der Rinnensedimente. Ein Anstieg der Erosionsbasis, der im Kleinzyklus smS, 2 der Solling-Formation einsetzte, umfasste weiter die Sedimentation des untersten Röt (BACKHAUS 1994, EXNER 1999).

Zusammenfassend ist festzustellen, dass innerhalb der Volpriehausen-Formation der mittleren Thüringen-Westbrandenburg-Senke vier vollständige Base-Level-Zyklen und ein unvollständiger Zyklus niedrigerer Ordnung identifiziert werden können. Zwischen der D-Diskordanz und der H-Diskordanz werden vier weitere Base-Level-Zyklen niedrigerer Ordnung erkannt. Innerhalb der Solling-Formation wird ein vollständiger und ein unvollständiger Zyklus niedrigerer Ordnung interpretiert.

In der Abfolge des Mittleren Buntsandsteins der Bohrung Halle Süd ist es auch möglich, Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung zu definieren (Abb. 31). Der erste derartige Zyklus umfasst die ersten beiden Erosionsbasis-Zyklen niedrigerer Ordnung der Volpriehausen-Formation mit dem Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall innerhalb des „unteren tonigen Teils“ der Volpriehausen-Wechselfolge. Der dritte und der vierte Erosionsbasis-Zyklus niedrigerer Ordnung gehören dem zweiten Zyklus mittlerer Ordnung der Volpriehausen-Formation an. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall mittlerer Ordnung fällt am Top des Kleinzyklus smV, 3. Der oberste Teil der Formation wurde wahrscheinlich im Regime des ansteigenden Base-Levels abgelagert. Zwischen der D- und H-Diskordanz lassen sich zwei weitere Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung ausgliedern. Der erste umfasst die Detfurth-Formation und den unteren Abschnitt der Hardeggen-Formation bis zur Basis des Kleinzyklus smH, 2. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall wurde innerhalb der Detfurth-Wechselfolge erreicht. Mit dem zweiten Zyklus mittlerer Ordnung korrespondiert die restliche Hardeggen-Formation mit dem Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall im unteren Abschnitt des Kleinzyklus smH, 4. Oberhalb der H-Diskordanz lässt sich ein Anstieg des Base-Levels mittlerer Ordnung interpretieren.

Der übergeordnete Trend des Base-Levels kann wie folgt charakterisiert werden (Abb. 31). An der Basis des Mittleren Buntsandsteins bis zum oberen Abschnitt des Kleinzyklus smV, 1 erfolgte ein

relativ kurzer Anstieg des Base-Levels, gefolgt von einem langen Abfall. In der Detfurth-Formation setzte ein einheitlicher Trend des Base-Level-Anstiegs. Der höchste Base-Level in der obersten Detfurth-Formation erreichte allerdings nicht den Stand, der in der unteren Volpriehausen-Formation erreicht wurde, worauf die Abnahme des marinen Einflusses hindeutet (siehe Kapitel 5). Nach relativ kurzem Abfall der Erosionsbasis setzte im Kleinzyklus smH, 2 eine Phase des schwachen Anstiegs ein, die sich bis zur Basis des Kleinzyklus smH, 4 fortsetzte. Der oberste Kleinzyklus smH, 4 charakterisiert einen Base-Level-Abfall, der bis zur H-Diskordanz dauerte. Die H-Diskordanz korrespondiert mit dem tiefsten Stand der Erosionsbasis im Mittleren Buntsandstein, da es im größten Teil des Beckens Erosion oder keine Sedimentation stattfand. Die Basis der Solling-Formation wurde bei tiefstem Base-Level abgelagert. Der danach folgende Base-Level-Anstieg setzte sich bis zum Ende des Mittleren Buntsandsteins und hinein ins Röt fort.

6.2.2 Nordwestliche Szczecin-Kalisz-Schwelle

Der Mittlere Buntsandstein in der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle (Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Abb. 32) wurde hauptsächlich in einem sehr flachen Binnenbecken abgelagert. Das Becken hatte während der Ablagerung der Volpriehausen-Formation und während der Ablagerung der Detfurth-Formation zeitweise Verbindung zum offenen Meer (siehe Kapitel 5). Die Solling-Formation wurde auf einer fluviatil geprägten Sandebene und auf einer Tonebene mit dem Charakter einer Sabkha sedimentiert.

Die Sedimente des Seebeckens repräsentieren folgende Ablagerungsmilieus: Beckenzentrum mit offenen oder eingeschränkten Bedingungen (ohne Zuflüsse aus dem offenen Meer, stärkeres Eindampfen), küstennaher Beckenbereich, Lagune und Strandbereich. Die Charakteristik der Sedimente in den einzelnen Ablagerungsräumen des Beckens wie auch der Sand- und Tonebene wird im folgenden vorgestellt. Die Charakteristik der Beckensedimente wurde schon im wesentlichen im Kapitel 4.2.2.1 und 4.2.2.2 näher beschrieben.

Beckenzentrum mit offenen Bedingungen: tonig-siltige Heterolithe mit Wellen- und Linsenschichtung, rotbraune und graue bis grüngraue Farben, Synäreserisse, Bioturbation, Glimmerführung, vereinzelte Ooide, kalzitischer oder hämatitischer Zement, Fischreste, Conchostracen und Acritarchen, auch graue stromatolithische und bioklastische Kalksteine (vergleiche Kapitel 4.2.2.1, 4.2.2.2; Taf. 14, Fig. 2).

Beckenzentrum mit eingeschränkten Bedingungen: tonig-siltig-karbonatische Heterolithe mit Wellen-, Linsen- und Flaserschichtung, rotbraune Farben, Synärese- und Trockenrisse sowie Bioturbation, oft Ooidführung, kalzitischer, hämatitischer oder anhydritischer Zement, Conchostracen.

Küstennaher Beckenbereich: oolithische und sandig-oolithische Sedimente (siehe Kapitel 4.2.2.1).

Lagune: graue Mergel und Kalksteine mit Bioklasten, Peloiden und Onkoiden (siehe Kapitel 4.2.2.2; Taf. 14, Fig. 1, Taf. 16, Fig. 1, 2), teilweise tonig-siltig-karbonatische Heterolithe mit Oolithlagen oder strukturlose Tonsteine.

Strandbereich: schräggeschichtete kalkige Sandsteine (siehe Kapitel 4.2.2.1).

Sandebene: mittelkörnige Sandsteine, hellrot, rot und rotbraun gefärbt, schräggeschichtet und rippelgeschichtet, Quarz- und Tongerölle, oft glimmerführend, Bioturbation selten. Schichtung, Geröllführung und Farbe deuten auf einen fluviatilen Ablagerungsraum hin.

Tonebene: massige Tonsteine und Siltsteine, Rippelschichtung in Siltsteinen vorhanden, oft Glimmerführung und Anhydritknollen, pedogene Prägung in Form von Karbonatknollen, Anhydritzemente. Ablagerungsmilieu einer Sabkha oder Playa.

Die Faziesinterpretation und die Base-Level-Zyklen des Profils Gorzów Wielkopolski IG1 werden detailliert in Anl. 15 dargestellt und in Abb. 32 zusammengefasst.

Volpriehausen-Formation

Die Volpriehausen-Formation wurde vollständig im marin beeinflussten Binnensee abgelagert (siehe Kapitel 5). Der Volpriehausen-Sandstein stellt Ablagerungen des Strandbereichs und küstennahe Ablagerungen dar. Diese Sedimente gehen in distalere Ablagerungen über, die in Form von Ooidbarren gebildet wurden. In der oberen Hälfte des Kleinzyklus smV, 1 setzen die Sedimente des Beckenzentrums mit offenen Bedingungen ein. Unmittelbar über dem Volpriehausen-Sandstein und der Oolithlage tritt eine etwa 7 m mächtige Schicht auf, in der grüngraue Heterolithe überwiegen. In diesem Abschnitt wurde eine marine Acritarchen-Assoziation mit *Micrhystridium* und *Veryhachium* festgestellt (Abb. 32; ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1977, 1984). Diese Ablagerungen stellen die am stärksten marin geprägte Fazies des gesamten Profils dar. Der oberste Abschnitt des Kleinzyklus smV, 1 wurde in einem zyklisch wechselnden Sedimentationsraum abgelagert. Es treten immer wieder Sedimente des Beckenzentrums und küstennahe Sedimente auf. Zuerst herrschten im Beckenzentrum offene Bedingungen und am Ende des Kleinzyklus smV, 1 haben eingeschränkte Bedingungen eingesetzt. Die sedimentären Zyklen der Volpriehausen-Formation der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 werden im Kapitel 4.2.2.1 detailliert beschrieben. Im Kleinzyklus smV, 2 dominieren die Sedimente des küstennahen Beckenbereichs. Sie wechsellagern mit den Ablagerungen des Beckenzentrums mit eingeschränkten Bedingungen, die im hangenden Teil dieses Kleinzyklus

überwiegen. Die Kleinzyklen smV, 3 und 4 sind durch Ablagerungen des Beckenzentrums geprägt, wobei im Kleinzyklus smV, 3 das Beckenzentrum offene Bedingungen aufwies und im Kleinzyklus smV, 4 eingeschränkte Bedingungen einsetzten. In beiden Kleinzyklen treten oolithische Ablagerungen des küstennahen Beckenbereichs auf.

Der basale Volpriehausen-Sandstein spiegelt den Wendepunkt vom Base-Level-Abfall zum -Anstieg wider und bildet damit den unteren Teil des ersten Base-Level-Zyklus des Mittleren Buntsandsteins (Abb. 32). Der Anstieg der Erosionsbasis dauerte bis zum unteren Drittel des Kleinzyklus smV, 1, wo grüngraue Heterolithe mit Acritarchen vorkommen. Der nachfolgende Abfall des Base-Levels war kurz. Der Wendepunkt vom Base-Level-Abfall zum -Anstieg wird im mittleren Bereich des Kleinzyklus smV, 1 erreicht, wo gehäuft oolithische Ablagerungen des küstennahen Bereichs vorkommen. Ähnlich kurz war der zweite Anstieg der Erosionsbasis, der sich bis zum zweiten Drittel des Kleinzyklus smV, 1 fortsetzte, wo wieder die Beckensedimente dominieren. Der nachfolgende Abfall der Erosionsbasis folgte bis zur Basis des Kleinzyklus smV, 2, wo auch die Ooid-Sedimentation ihr Maximum in der Volpriehausen-Formation erreichte. Der dritte Erosionsbasiszyklus umfasste den gesamten Kleinzyklus smV, 2 und ist durch einen langen Anstieg und einen sehr kurzen Abfall der Erosionsbasis charakterisiert. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall wurde im obersten Bereich des Kleinzyklus smV, 2 innerhalb der oolithischen Sedimente des küstennahen Beckenbereichs erreicht. Im Kleinzyklus smV, 3 folgte der nächste, relativ kurze Anstieg der Erosionsbasis, deren Abfall sich bis zur Basis der Detfurth-Formation fortsetzte.

Detfurth-Formation

Die unterste Detfurth-Formation wurde überwiegend im Übergangsbereich zwischen dem Strandbereich und dem küstennahen Beckenbereich abgelagert. Die Sedimente des Äquivalents des Detfurth-Sandsteins werden durch stark rotbraune sandige Oolithe repräsentiert, die in Oolithe mit geringerem Sandanteil übergehen. Im mittleren Abschnitt des Kleinzyklus smD, 1 setzen kurz Ablagerungen des Beckenzentrums mit eingeschränkten Bedingungen ein, die wieder durch Küstenablagerungen, Lagunenablagerungen und küstennahe Sedimente überlagert werden. Den oberen Teil dieses Kleinzyklus bilden bioklastische Kalksteine der Lagune und Sedimente des Beckenzentrums mit eingeschränkten Bedingungen. Der Kleinzyklus smD, 2 wurde an der Basis in küstennahem Beckenbereich und teilweise in einer Lagune abgelagert. Oben beschriebene Abfolge repräsentiert den folgenden Erosionsbasis-Zyklus (Abb. 32). Der Wendepunkt vom Base-Level-Abfall zum -Anstieg wurde an der Basis der Formation interpretiert. Der Anstieg des Base-Levels dauerte bis zum obersten Kleinzyklus smD, 1, wo Beckensedimente vorkommen. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall ist allerdings in der faziellen Ausbildung nicht sehr deutlich ausgeprägt. Der Base-Level-Abfall setzte sich bis zum unteren Kleinzyklus smD, 2 fort. Der Base-

Level-Anstieg des nächsten Base-Level-Zyklus dauerte bis zum mittleren Teil des Kleinzyklus smD, 2, wo stromatolithische Kalksteine und bioklastische Kalksteine auftreten, die im Beckenzentrum abgelagert wurden. Die Sedimentation der Detfurth-Formation wird durch lagunäre Mergel abgeschlossen (siehe Kapitel 4.2.2.2), die im Regime des abfallenden Base-Levels sedimentierten.

Die Detfurth-Formation wurde unter marinem Einfluss abgelagert (siehe Kapitel 5).

Die Hardegsen-Formation fehlt im Profil Gorzów Wielkopolski IG1 vollständig. Sie wurde hier wahrscheinlich nicht abgelagert (SZYPERKO-TELLER 1997b).

Solling-Formation

Die Solling-Formation wurde auf einer Sandebene abgelagert, die nach oben in eine Tonebene übergeht. Die Basis der Formation bilden schräggeschichtete mittelkörnige Sandsteine mit einzelnen Quarzgeröllen und Quarzgeröll-Lagen (Durchmesser der Gerölle bis zu ca. 1 cm). Im mittleren Abschnitt des Kleinzyklus smS, 1 treten Geröllführung und Schrägschichtung zurück. Die Sandsteine weisen nur Rippelschichtung auf. Den Top des Kleinzyklus bilden feinkörnige Sandsteine, massige Siltsteine und Tonsteine. Die Sedimentstrukturen und die rötliche Färbung der Sandsteine sprechen dafür, dass die Sedimentation in einem fluviatilen Milieu stattgefunden hat.

Die Basis des Kleinzyklus smS, 2 bilden feinkörnige Sandsteine und Siltsteine mit undeutlicher Rippelschichtung, Anhydritknollen und Calichebildungen. Die Sedimentation fand auf einer salinaren Ton-Sandebene statt. Der obere Abschnitt des Kleinzyklus smS, 2 wird von Sedimenten einer Tonebene gebildet.

Der erste Base-Level-Zyklus der Solling-Formation umfasst den gesamten Kleinzyklus smS, 1 und die Basis des Kleinzyklus smS, 2 (Abb. 32). Er wird durch einen extrem kurzen Abfall der Erosionsbasis charakterisiert, der nach dem Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall im obersten Kleinzyklus smS, 1 folgte. Weitere Sedimentation der Solling-Formation fand während eines Anstiegs des Base-Levels statt.

Am Top der Solling-Formation wurde eine Erosionsfläche beobachtet, die auf eine Schichtlücke hinweist (GAJEWSKA 1953, FELDMAN-OLSZEWSKA in KRZYWIEC 2000). Es ist allerdings unklar, ob diese Lücke eine überregionale Bedeutung hat und Grenze eines Base-Level-Zyklus markiert. Sie kann aber auf die Grenze eines lokalen sedimentären Zyklus hinweisen.

Zusammenfassend ist es festzustellen, dass in der Volpriehausen-Formation der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle drei vollständige und ein unvollständiger Erosionsbasis-Zyklus niedrigerer Ordnung interpretiert werden. Zwischen den beiden Diskordanzen, innerhalb der Detfurth-Formation werden zwei Erosionsbasis-Zyklen niedrigerer Ordnung erkannt. In der Solling-Formation treten zwei Base-Level-Zyklen niedrigerer Ordnung auf, wobei der letzte unvollständig ist.

In der Abfolge lassen sich auch Erosionsbasis-Zyklen mittlerer Ordnung ausgliedern (Abb. 32). In der Volpriehausen-Formation treten zwei solche Zyklen auf. Der erste Base-Level-Zyklus mittlerer Ordnung umfasst zwei Base-Level-Zyklen niedrigerer Ordnung, die oben charakterisiert werden. Sein Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall wird im mittleren Bereich des Kleinzyklus smV, 1 erreicht und fällt mit dem selben Wendepunkt des ersten Erosionsbasis-Zyklus niedrigerer Ordnung der Volpriehausen-Formation zusammen. Der zweite Base-Level-Zyklus mittlerer Ordnung umfasst zwei weitere Zyklen niedrigerer Ordnung der Volpriehausen-Formation. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall mittlerer Ordnung fällt mit dem selben Wendepunkt des letzten Erosionsbasis-Zyklus niedrigerer Ordnung der Volpriehausen-Formation zusammen. Zwischen der D- und H-Diskordanz lässt sich ein Base-Level-Zyklus mittlerer Ordnung erkennen. Die Dauer des Anstiegs der Erosionsbasis ist vergleichbar mit dem nachfolgenden Abfall; jedoch wurde der obere Ast des Zyklus durch die H-Diskordanz gekappt. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall fällt in den mittleren Bereich des Kleinzyklus smD, 2. Die Solling-Formation wurde während eines Anstiegs der Erosionsbasis mittlerer Ordnung abgelagert.

Ein übergeordneter Trend des Base-Levels lässt sich wie folgt beschreiben (Abb. 32). Die höchste Erosionsbasis wurde im unteren Abschnitt der Volpriehausen-Formation erreicht, wo die stärksten marinen Einflüsse anzunehmen sind. Das zweite positive Maximum des Base-Levels wurde im mittleren Abschnitt der Detfurth-Formation erreicht, ist jedoch nicht so ausgeprägt wie das erste. Mit der D- und H-Diskordanz sind die negativen Minima des Base-Levels gekoppelt, wobei die H-Diskordanz mit dem tiefsten Stand der Erosionsbasis verglichen werden kann. Der oberste Teil des Mittleren Buntsandsteins stellt einen Anstieg des Base-Levels dar.

6.2.3 Gesamtinterpretation

6.2.3.1 Fazielle Ausbildung

Die beiden detailliert beschriebenen Profile zeigen, dass die Sedimentation in der zentralen Thüringen-Westbrandenburg-Senke in einem Bereich verlief, der weiter vom Zentrum des Beckens des Mittleren Buntsandsteins entfernt war, als die nordwestliche Szczecin-Kalisz-Schwelle. Die Sedimente der Bohrung Halle Süd sind sandiger, Küstensedimente und fluviatile Sedimente treten häufig auf und die tonigen Ablagerungen des Beckeninneren und küstennahen Oolithe sind relativ

selten. Die Sedimente der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 sind dagegen sehr ton- und kalkreich, wobei der Sedimentationsraum sich auf eine küstennahe und eine küstenferne Position beschränkt. Dies gilt insbesondere für die Volpriehausen- und Detfurth-Formation. Der Wechsel von der tonig-sandigen Sedimentation im Westen (Halle Süd) zu der oolithisch-tonigen Sedimentation im Osten (Gorzów Wielkopolski) verläuft allmählich.

Volpriehausen-Formation

Der Volpriehausen-Sandstein wird von Westen nach Osten immer kalkiger. In der zentralen Thüringen-Westbrandenburg-Senke wird er durch einen mächtigen Sandsteinkomplex gebildet, der, vor allem im oberen Abschnitt nur schwach karbonatisch zementiert ist. Auf der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle weist der Volpriehausen-Sandstein Ooidführung und Oolith-Einschaltungen auf. Der obere Teil des Volpriehausen-Sandsteins ist in der Region als oolithischer Kalkstein ausgebildet. Im Mittelpolnischen Trog ist der „Volpriehausen-Sandstein“ im wesentlichen in kalkiger Fazies ausgebildet. Sandsteine treten nur untergeordnet auf (siehe Anl. 3). Von Osten nach Westen entfernt sich der Sedimentationsraum des Volpriehausen-Sandsteins immer weiter vom Beckenzentrum. In der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 wurde der Volpriehausen-Sandstein im Küstenbereich abgelagert, wogegen in der Bohrung Halle Süd 1/64 der gleiche Abschnitt auf einer salinaren, durch Windtransport geprägten Sandebene sedimentiert wurde. Die Volpriehausen-Wechselfolge ist in der mittleren Thüringen-Westbrandenburg-Senke sehr sandreich (Bohrung Roßleben 6, Anl. 3). Die Bohrungen am nordöstlichen Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle weisen in der Volpriehausen-Wechselfolge einen niedrigeren Anteil an Sandsteinen zugunsten der Tonsteine und Kalksteine auf. Am Top der Volpriehausen-Wechselfolge ist der Sandanteil am höchsten. In der Westbrandenburg-Senke und auf der Ostbrandenburg-Schwelle ist die gesamte Volpriehausen-Wechselfolge sehr tonig ausgebildet. Vor allem im mittleren Bereich der Wechselfolge treten relativ dünne Einschaltungen der kalkigen Sandsteine und Rogensteine auf. Der obere Teil der Formation wird durch sandige Kalksteine oder kalkige Sandsteine gebildet, die deutlich geringere Mächtigkeiten als in den südwestlich gelegenen Profilen aufweisen. Im Raum Oderberg-Ośno kam es wieder zur verstärkten Sandsedimentation, die im Profil Ośno durch Kalkbildung begleitet war. In den Profilen der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle dominierte die tonig-kalkige Sedimentation. Die sandigen Einschaltungen treten gehäuft auf der südwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle auf. Im Mittelpolnischen Trog dominieren die tonigen Sedimente mit einzelnen oolithischen Einschaltungen (siehe Anl. 3).

Detfurth-Formation

In der Detfurth-Formation kann auch eine Zunahme an kalkiger Fazies von der zentralen Thüringen-Westbrandenburg-Senke zur Szczecin-Kalisz-Schwelle beobachtet werden (siehe Anl. 3). In dem Beispiel der zwei detailliert beschriebenen Profile tritt der Unterschied in der

Ausbildung der Formation besonders deutlich hervor (siehe Abb. 31, 32). Im Profil Halle Süd 1/64 ist die Formation in sandig-toniger Fazies ausgebildet. Der Detfurth-Sandstein stellt einen Sandsteinkomplex dar, wogegen die Detfurth-Wechselfolge eine tonige Abfolge darstellt (Abb. 31). Im Profil Gorzów Wielkopolski IG1 ist die Formation fast vollständig in karbonatischer Fazies ausgebildet (Abb. 32; siehe Kapitel 4.2.2.2). Die Basis der Formation, als Detfurth-Sandstein bezeichnet, wird durch sandige Oolithe gebildet. Die Detfurth-Wechselfolge wird durch bioklastische, oolithische und stromatolithische Kalksteine gebildet. Am Top der Formation kommen Mergel vor. Die sandig-tonige Ausbildung der Detfurth-Formation tritt im Bereich des Mittelpolnischen Troges wieder auf (siehe Anl. 3). Die Basis der Formation wird durch gering mächtige Sandsteinbänke gebildet, wogegen die Detfurth-Wechselfolge vollständig durch tonige Sedimente gekennzeichnet ist. Im östlichen Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle ist der Karbonatanteil sehr gering und zeigt sich nur in Form des kalzitischen Bindemittels der Sandsteine. In der Westbrandenburg-Senke und auf der Ostbrandenburg-Schwelle, wie auch auf der südöstlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle sind die Karbonateinschaltungen deutlich und treten sowohl im Detfurth-Sandstein als auch in der Detfurth-Wechselfolge auf. Die klastische Fazies überwiegt jedoch. Auf der nordöstlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle dagegen dominieren die Karbonate. Die Detfurth-Formation wurde im Milieu eines Binnensees abgelagert, wobei ein deutlicher mariner Einfluss sich zweifellos in den Sedimenten der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle ableiten lässt (siehe Kapitel 5). Zur Zeit der Ablagerung der Detfurth-Formation könnte dieser Beckenteil frei von klastischem Zufluss gewesen sein, was die Sedimentation der karbonatischen Fazies ermöglichte. Das Vorkommen von glaukonitischen Mineralien weist auf Sedimentationspausen in diesem Teil des Beckens hin. Dies würde bedeuten, dass auf der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle eine schwache Sedimentzufuhr und / oder eine geringe Subsidenz geherrscht haben.

Hardeggen-Formation

Die Hardeggen-Formation ist in der zentralen Thüringen-Westbrandenburg-Senke überwiegend in sandig-toniger, fluviatiler Fazies ausgebildet (siehe Anl. 3). Der fluviatile Transport folgte von S, SW und W nach N, NE und E (siehe Anl. 7, 9, 10). Nur der unterste Teil der Formation wurde am Rand eines Playa-Sees abgelagert. Am östlichen Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle wurde die Formation durch die H-Diskordanz gekappt. Nur in der Bohrung Hakel 104/105 ist der untere Abschnitt der Hardeggen-Formation erhalten geblieben. Sie zeigt dort auch eine sandige Ausbildung, die wahrscheinlich in einem fluvio-lakustrinen Milieu entstanden ist. In der Westbrandenburg-Senke zeigt die Hardeggen-Formation eine karbonatreiche Ausbildung. Die unter der Solling-Diskordanz erhaltene Abfolge wird durch oolithisch-sandige Kalksteine mit tonigen Einschaltungen aufgebaut. Auf der Ostbrandenburg-Schwelle wird die Basis der Formation durch karbonatische Sandsteine, teilweise mit Einschaltungen der oolithischen Kalksteine gebildet, die von karbonatischen Tonsteinen überlagert werden (Anl. 3). Das Ablagerungsmilieu wird als Playa-

See mit Ooidbarren interpretiert. Auf der Szczecin-Kalisz-Schwelle ist die Hardeggen-Formation in den meisten Bohr-Profilen nicht vorhanden. In der Bohrung Poznań GN1 tritt jedoch wieder die oolithisch-tonige Fazies auf (Anl. 3). In den Bohrungen Ośno IG2, Środa Wielkopolska IG2/3 und Kalisz IG1 ist der vorhandene, unterste Abschnitt der Formation in toniger Fazies mit geringmächtigen Sandstein-Einschaltungen ausgebildet. Die Sandsteine sind stellenweise karbonatisch zementiert. Im Mittelpolnischen Trog ist die Formation in einer der Detfurth-Formation identischen Fazies ausgebildet (Anl. 3). In der Bohrung Września IG1 zeigt die Formation überwiegend tonig-siltig-feinsandige heterolithische Wechsellagerung (siehe Anl. 3, 17g). Stellenweise ist der Sandanteil erhöht oder überwiegt sogar. Die maximal 1 cm dicken sandigen Lagen weisen eine leicht erosive Basis, Rippelschichtung und seltener Tongeröllführung auf. In der Abfolge treten vereinzelt Anhydritknollen auf. Die feinklastischen Sedimente zeigen stellenweise eine massive Textur mit Harnischen (slickenside), die auf pedogene Prozesse zurückzuführen sind (siehe BAILLY et al. 2000). In der Bohrung Konary IG1 kommen gehäuft Karbonatknollen vor. Die Sedimente weisen rotbraune, stellenweise graue und grüngraue Farbe auf. Das Ablagerungsmilieu wird als Playa-See interpretiert. Die Ausbildung der vorhandenen Sedimente auf der Szczecin-Kalisz-Schwelle lässt auf einen randlicheren Bereich eines derartigen Sees schließen.

Solling-Formation

Die Solling-Formation ist in der zentralen Thüringen-Westbrandenburg-Senke in einer sandreichen, fluviatilen Fazies ausgebildet. Der fluviatile Transport erfolgte von S und SW nach N und NE (siehe Anl. 9, 10). Die Ausbildung der Formation auf der östlichen Eichsfeld-Altmark-Schwelle und der südlichen Ostbrandenburg-Schwelle weist auch einen großen Sandanteil auf, was möglicherweise auf ein relativ ähnliches Milieu wie in der zentralen Thüringen-Westbrandenburg-Senke schließen lässt. In der Westbrandenburg-Senke, auf der nördlichen Ostbrandenburg-Schwelle und auf der Szczecin-Kalisz-Schwelle ist die Solling-Formation besonders an ihrer Basis sandig ausgebildet. Die Formation wird von einer feinklastischen Fazies dominiert. Geringmächtige sandige Einschaltungen lassen innerhalb der Formation noch den zweiten Kleinzyklus ausgliedern. Im Mittelpolnischen Trog überwiegt die feinklastische Fazies; allerdings kommen in der Bohrung Konary IG1 oft geringmächtige sandige Einschaltungen vor (siehe Anl. 3). Die feinklastische Fazies zeigt in den Kernprofilen der Bohrungen Gorzów Wielkopolski IG1 und Września IG1 überwiegend massive Textur, häufige Anhydritknollen sowie pedogene Harnischflächen (slickensides) und selten verhungerte Rippeln (starved ripples) oder Siltlagen mit Rippelschichtung (siehe Anl. 15e, 17i). Die Sandsteine wurden auf einer Sandebene, teilweise als Küstensedimente und teilweise als fluviatile Sedimente abgelagert. Die feinklastische Fazies repräsentiert das Milieu einer Tonebene, die den Charakter einer Sabkha zeigte. Die Sabkha entstand wahrscheinlich schon am Rand des Röt-Meeres. Küstensedimente dieses Meeres wurden

auch in der oberen Solling-Formation in Thüringen und in Hessen erkannt (HAUBOLD & PUFF 1976, LUKAS & WENZEL 1991, BACKHAUS 1994, LANG 2001).

6.2.3.2 Sedimentationsverlauf und Base-Level-Zyklen

Volpriehausen-Formation

Der Mittlere Buntsandstein, also die Volpriehausen-Formation setzte in einer Phase niedriger Erosionsbasis nach dem Base-Level-Abfall im Unteren Buntsandstein ein (siehe Kapitel 6.1.1). Dies wird aus verstärkter Erosion und Ablagerung von größerem Material (Volpriehausen-Sandstein) gegenüber dem Unteren Buntsandstein abgeleitet. Die sandige Fazies wurde nur in einem relativ engen, randlichen Bereich des Beckens in fluviatilen Systemen sedimentiert. Im bearbeiteten Gebiet wurden die Sande auf einer salinaren Sandebene, auf der Windtransport ein wichtiger Faktor war, oder in Form von Küstensedimenten abgelagert (siehe Abb. 33a, 34). Die Sandebene stellt im Arbeitsraum das Ablagerungsmilieu dar, das am weitesten vom Beckenzentrum entfernt war. Derartige Bedingungen haben in der zentralen Thüringen-Westbrandenburg-Senke geherrscht (Bohrungen Roßleben 6, Halle Süd 1/64, Aufschluss Großwangen). Je geringer die Entfernung zum Beckenzentrum, also zum Mittelpolnischen Trog, um so größer ist der Anteil an karbonatischen, oolithischen küstennahen Sedimenten.

Der folgende Erosionsbasis-Anstieg war kurz; das ganze Arbeitsgebiet wurde mit Wasser bedeckt (Abb. 33b, 34). In dieser Phase sind die Merkmale für marinen Einfluss sehr deutlich ausgeprägt. Die Position der Pforte, die die Verbindung zu einem offenen Meer bildete, bleibt immer noch unklar (Diskussion siehe Kapitel 5).

Im ersten Base-Level-Zyklus war der Abfall der Erosionsbasis ebenfalls kurz. Die Beckensedimentation ging in der Thüringen-Westbrandenburg-Senke (Aufschluss Baalberge, Bohrung Halle Süd 1/64) allmählich in Küstenablagerungen, im Bereich der Niederlausitz-Senke und der Ostbarndenburg-Schwelle in lagunäre Sedimentation und auf der Szczecin-Kalisz-Schwelle (Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1) in oolithische küstennahe Sedimentation über. Im Mittelpolnischen Trog herrschte Beckensedimentation mit schwachem Einfluss küstennaher Sedimentation (siehe Abb. 33c, 34).

Der zweite Erosionsbasis-Zyklus war generell durch eine regressive Tendenz geprägt. Der Anstieg des Base-Levels vollzog sich rasch und zeigte sich im Rückkehr der Beckensedimentation im Mittelpolnischen Trog und auf der Szczecin-Kalisz-Schwelle (Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1). Die Ausbreitung des Beckens war aber nicht so stark wie im ersten Erosionsbasis-Zyklus. Die Thüringen-Westbrandenburg-Senke wurde in zwei kurzzeitigen Vorstößen überflutet (Bohrung Halle Süd 1/64). Hinweise auf marinen Einfluss in diesem Niveau

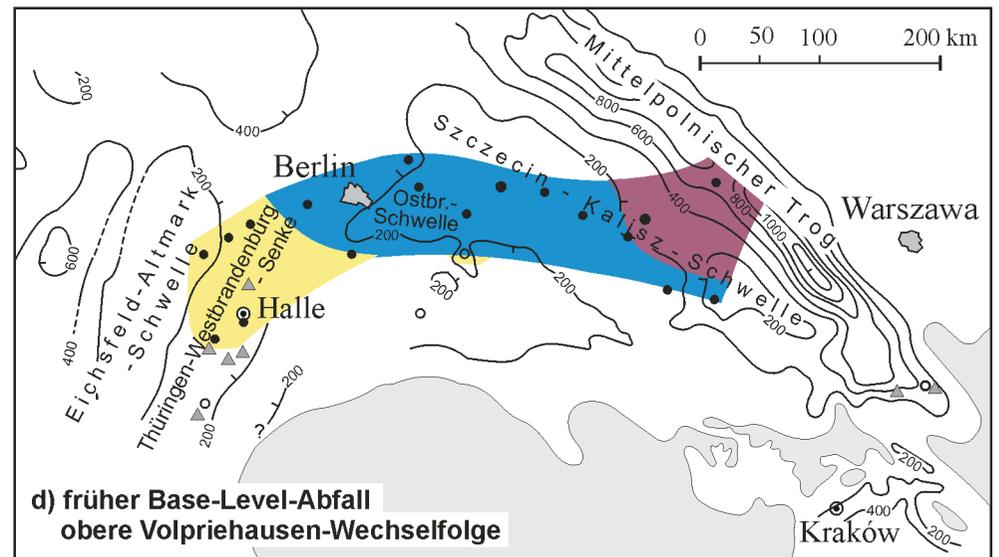
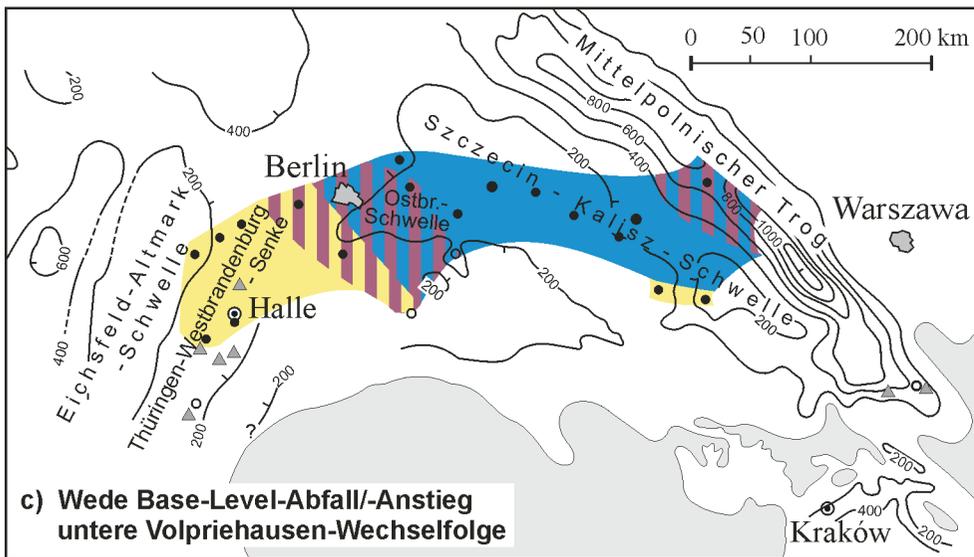
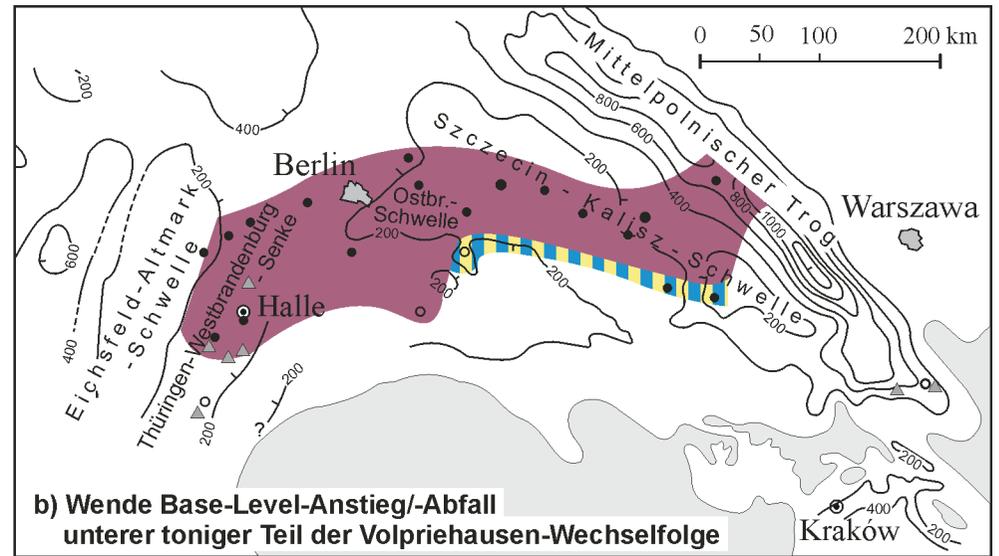
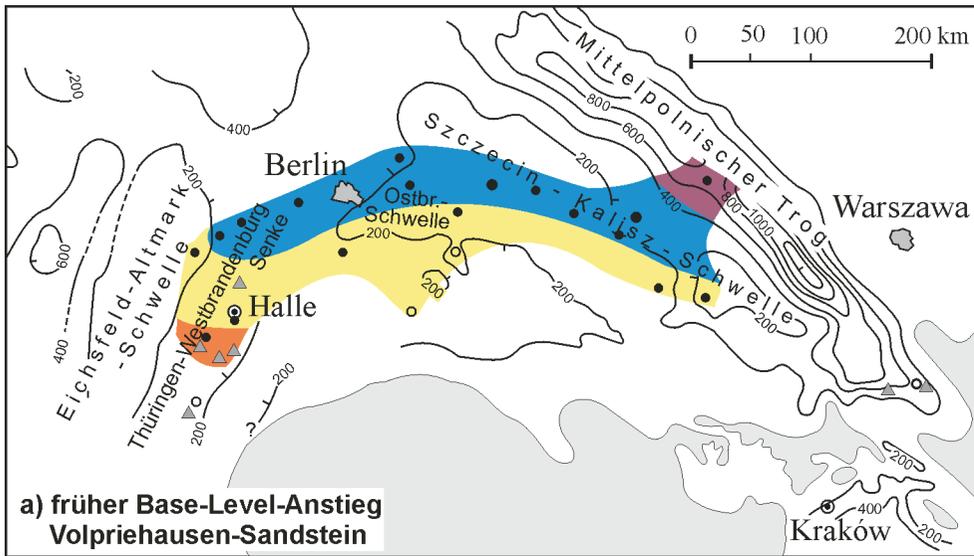
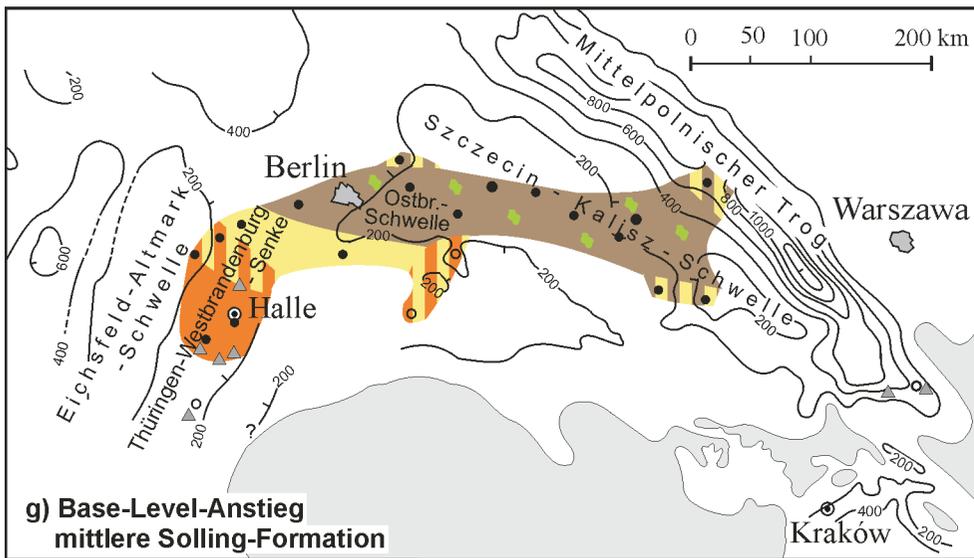
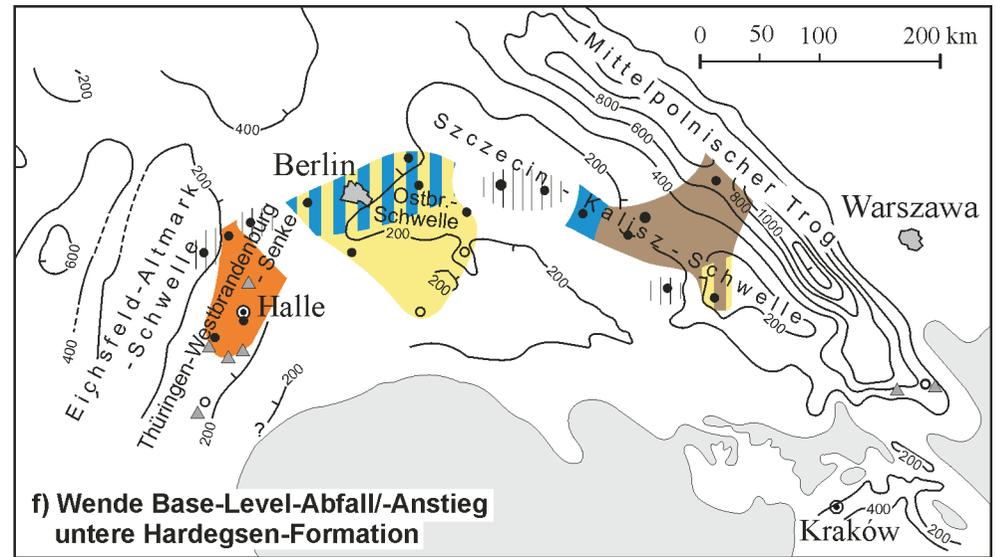
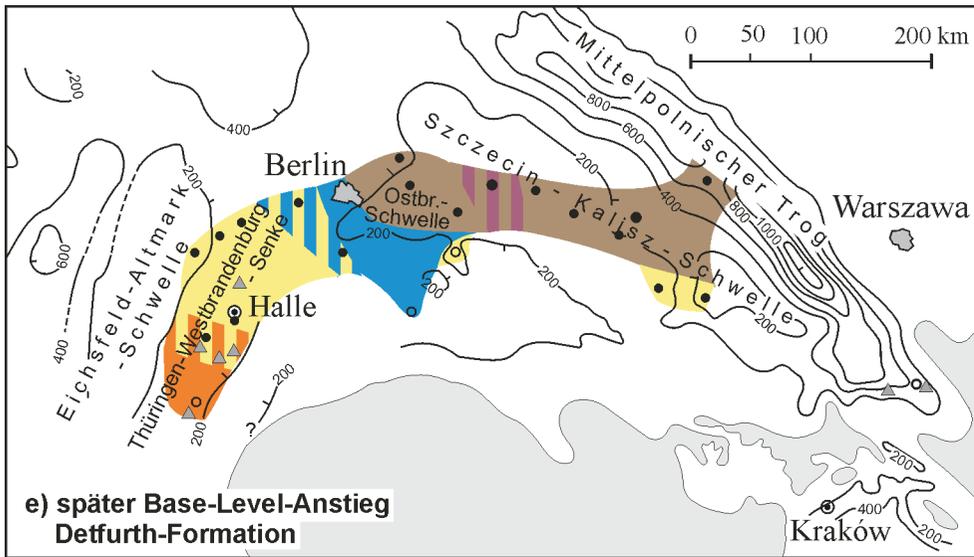


Abb. 33a-d: Rekonstruktion der Faziesverteilung im Mittleren Buntsandstein des Arbeitsgebiets in der Volpriehausen-Formation. Legende siehe Abb. 33e-g.



- | | | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------|
|  | fluviatil-äolische Sandebene |  | Aufschlüsse |
|  | Küste |  | Bohrungen:
in der Arbeit dargestellt |
|  | Küstennähe |  | in der Arbeit nicht dargestellt |
|  | Playa, Playa-See | | |
|  | Sabkha | | |
|  | marin beeinflusster Binnensee | | |
|  | Schichtlücke | | |

Abb. 33e-g: Rekonstruktion der Faziesverteilung im Mittleren Buntsandstein des Arbeitsgebiets in der Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Formation.

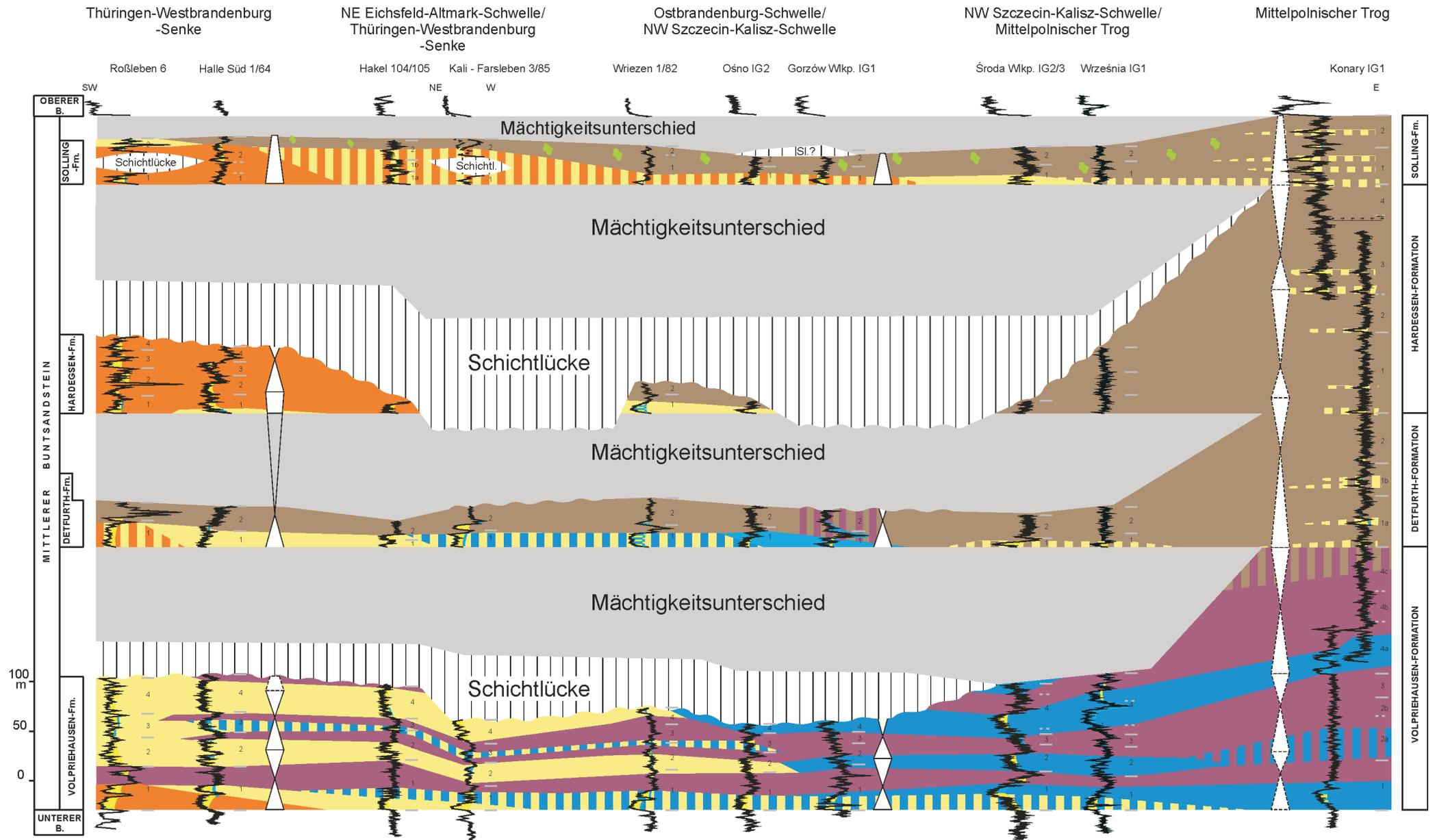


Abb. 34: Fazielle Ausbildung und Base-Level-Zyklen (weiße Pfeile, unsichere Interpretation gestrichelt) im Mittleren Buntsandstein. Mächtigkeitunterschiede und Schichtlücken im Vergleich zum Mittelpolnischen Trog geschätzt und schematisch dargestellt. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 33e-g. Lage der Bohrungen siehe Abb. 8.

wurden von REIZ (1985) anhand von Acritarchenfunden aus dem südlichen Niedersachsen beschrieben (siehe Kapitel 5). Der Abfall der Erosionsbasis führte vom Mittelpolnischen Trog über die Szczecin-Kalisz-Schwelle bis zur Westbrandenburg-Senke zur Ablagerung der küstennahen oolithischen Fazies. Am Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle und in der zentralen Thüringen-Westbrandenburg-Senke wurden in dieser Phase Küstensedimente oder sogar Sedimente einer Sandebene abgelagert (siehe Abb. 33d, 34). In dieser Abfolge wurden von mehreren Autoren die Aviculiden gefunden (SEIDEL 1965, RADZINSKI 1967a, b, 1995a, HEINZELMANN 1969, ROTH 1976, RADZINSKI & SEIDEL 1997, RADZINSKI & DÖLZ 2001), was auf einen marinen Einfluss im Becken hinweist.

Der dritte Erosionsbasiszyklus ist nur im Mittelpolnischen Trog überliefert (Abb. 34). Dort wurde die oberste Volpriehausen-Formation in der Fazies des Beckeninneren abgelagert, was auf einen erneuten Anstieg des Base-Levels schließen lässt. In der Thüringen-Westbrandenburg-Senke tritt auch ein Horizont auf, der eine küstenferne Bildung darstellt (Bohrung Halle Süd 1/64, Abb. 31). Es ist möglich, dass dies auch den Anstieg der Erosionsbasis repräsentiert. Vermutlich in diesem Niveau wurden Acritarchen in Thüringen gefunden (SCHÖN 1967), die wieder auf einen marinen Einfluss hinweisen (siehe Kapitel 5.1). Der regressive Ast dieses Zyklus ist undeutlich und lässt sich nur in der Bohrung Środa Wielkopolska IG2/3 am Rand des Mittelpolnischen Troges nachvollziehen. Dort ist die oberste Volpriehausen-Formation in der küstennahen Fazies ausgebildet (Abb. 34, Anl. 3). Außerhalb des Mittelpolnischen Troges wurde die oberste Volpriehausen-Formation nicht abgelagert. Es gibt keine Hinweise auf eine erosive Entfernung dieser Abfolge.

Detfurth-Formation

Die Sedimentation der Detfurth-Formation setzte wieder in einer niedrigen Position der Erosionsbasis ein (Abb. 34). Von der südlichen Thüringen-Westbrandenburg-Senke bis zum nordöstlichen Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle wurden Küstensedimente abgelagert. Es ist nicht auszuschließen, dass dieser Abschnitt am südlichen Rand des Arbeitsgebietes zumindest teilweise in einem fluviatilen System sedimentiert wurde (Aufschluss Altendorf, Kapitel 4.2.1.5, Anl. 6, Bohrung Roßleben 6, Anl. 3). In der Westbrandenburg-Senke und auf der Ostbrandenburg-Schwelle wie auch auf der südöstlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle verzahnen sich die sandigen Küstenablagerungen mit küstennaher oolithischer Fazies, wogegen auf der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle die küstennahen Sedimente dominieren (Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1). Im Mittelpolnischen Trog war der Abfall der Erosionsbasis durch gering mächtige sandige Einschaltungen gekennzeichnet, was auf einen verstärkten Transport ins Becken hinweist (Abb. 34). Der wesentliche Teil der Detfurth-Formation wurde in einem Regime der ansteigenden Erosionsbasis abgelagert (Abb. 33e). Die Sedimentation im Strandbereich wurde

durch küstennahe Sedimentation und schließlich durch die küstenferne Sedimentation ersetzt. Zur Zeit der Ablagerung der oberen Detfurth-Formation, im mittleren Niveau des Kleinzyklus smD, 2, war das gesamte Arbeitsgebiet wieder mit Wasser bedeckt. Das Becken trocknete allerdings oft aus. Mariner Einfluss lässt sich nur auf der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle postulieren, wo auch karbonatische Sedimentation auftrat (Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1). Außerhalb dieser Region wurde die Detfurth-Wechselfolge in einer tonig-siltig-feinsandigen Fazies eines Playa-Sees abgelagert, wobei der Sandanteil in der Thüringen-Westbrandenburg-Senke nach Süden ansteigt (Abb. 34, Bohrungen Halle Süd 1/64, Anl. 14d, Września IG1, Anl. 17g, Aufschlüsse Altendorf, Anl. 6, Leißling, Anl. 7, Schönburg, Anl. 8). Mariner Einfluss in der Detfurth-Formation wurde auch von LEPPER & UCHMANN (1995) aufgrund von Spurenfossilien (vor allem *Diplocraterion*) in der Hessischen Senke postuliert.

Hardeggen-Formation

Der allmähliche Übergang der Detfurth-Formation in die Hardeggen-Formation spiegelt einen folgenden Erosionsbasis-Abfall wider (Abb. 34). Dieser Abfall macht sich sehr gut in der zentralen Thüringen-Westbrandenburg-Senke bemerkbar, wo die Beckensedimente in Küstensedimente und schließlich in fluviatile Sediemente übergehen (Bohrung Halle Süd 1/64, Abb. 31). Ein ähnlicher Sedimentationsverlauf ist am nordöstlichen Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle zu beobachten. In der Westbrandenburg-Senke und auf der Ostbrandenburg- sowie Szczecin-Kalisz-Schwelle bedingte der Base-Level-Abfall das Einsetzen von Sedimentation im Strandbereich oder von küstennaher Sedimentation (Abb. 34). Im Mittelpolnischen Trog ist der Abfall fast unmerklich und zeigte sich im erweiterten Sandtransport in das Becken (Abb. 34). Die Hardeggen-Formation wurde in zwei Hauptmilieus abgelagert. In der zentralen und südlichen Thüringen-Westbrandenburg-Senke war es ein fluviatiles Milieu, wogegen von der Westbrandenburg-Senke bis zum Mittelpolnischen Trog das lakustrine Milieu überwog (Abb. 34, 33f). Im Mittelpolnischen Trog wurden Sedimente eines oft trockenfallenden Playa-Sees abgelagert. Während der Sedimentation der Hardeggen-Formation vollzog sich ein Base-Level-Anstieg, der in der Thüringen-Westbrandenburg-Senke im ansteigenden Verhältnis der Zwischenrinnen- zu den Rinnensedimenten gekennzeichnet ist (Bohrung Halle-Süd 1/64, Abb. 31, Anl. 14e, f, Aufschluss Nebra, Anl. 10). Im Mittelpolnischen Trog bildet sich dieser Anstieg sehr schwach ab. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall lässt sich mit einem tonreichen Horizont korrelieren, der auf besonders ruhige Sedimentation unter Wasserbedeckung hinweist. Die Sedimentation der Hardeggen-Formation dauerte am längsten im Mittelpolnischen Trog. Nur hier ist der oberste Teil der Formation erhalten geblieben. Deshalb lassen sich nur hier weitere Änderungen der Erosionsbasis verfolgen. Sie spiegeln sich, wie schon früher erwähnt, nur undeutlich wider. Der abfallende Base-Level ist mit der verstärkten Sandsedimentation zu korrelieren, wogegen besonders tonige Abschnitte Anstieg der Erosionsbasis kennzeichnen. In der

Bohrung Konary IG1 lässt sich noch ein Abfall und ein vollständiger Zyklus mit einem Anstieg und Abfall des Base-Levels interpretieren (Abb. 34).

Nach der Sedimentation der Hardeggen-Formation kam es zur tektonischen Ereignissen, in deren Folge die H-Diskordanz entstanden ist. In großen Teilen des bearbeiteten Gebiets führte es zur ausgeprägten Erosion, von deren vor allem die Hardeggen-Formation getroffen wurde. Es ist auch nicht ausgeschlossen, dass in einigen Regionen die Hardeggen-Formation nicht abgelagert wurde (SZYPERKO-TELLER 1997b).

Solling-Formation

Die Solling-Formation wurde im Regime einer ansteigenden Erosionsbasis abgelagert, das bis zur maximalen Phase der Transgression des Röts vorgeherrscht hat. Die Sedimentation der Formation setzte mit einem tiefen Stand der Erosionsbasis ein (Abb. 34). Dies ist durch ein sehr niedriges Verhältnis der Zwischenrinnen- zu den Rinnensedimenten im fluviatilen Milieu der Thüringen-Westbrandenburg-Senke gekennzeichnet (Bohrung Halle Süd 1/64, Abb. 31, Anl. 14g, Aufschlüsse Nebra, Anl. 10, Neue Welt/Schönburg, Anl. 9). Auf der Ostbrandenburg-Schwelle, der Szczecin-Kalisz-Schwelle und in der Westbrandenburg-Senke setzte auch eine sandige Sedimentation ein, die allerdings eine fluviatile Bildung oder eine Küstenablagerung darstellte. In der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 treten Gerölle bis zu ca. 1 cm Durchmesser auf, was auf verstärkte Erosion und hohe Energie des Ablagerungssystems hinweist (siehe Anl. 15e). Am nordöstlichen Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle repräsentieren die sandigen Sedimente auch einen Übergang zwischen dem fluviatilen und dem lakustrinen Milieu. Eine ansteigende Erosionsbasis führte zum Ausbleiben der sandigen Sedimentation im lakustrin geprägten Beckenteil (Abb. 33g). Es wurden feinklastische Sedimente einer Sabkha abgelagert (Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, Anl. 15e, Bohrung Września IG1, Anl. 17i). In der Thüringen-Westbrandenburg-Senke (HAUBOLD & PUFF 1976, LANG 2001) als auch in der benachbarten Hessischen Senke (LUKAS & WENZEL 1991, BACKHAUS 1994) wurden im oberen Teil der Formation Sedimente einer salinaren Sandebene abgelagert. Die Sedimentation der Solling-Formation ist durch mehrere lokale Schichtlücken gekennzeichnet (siehe Abb. 34). In der Thüringen-Westbrandenburg-Senke im Raum der Bohrung Roßleben 6 tritt eine Lücke an der Basis des Chirotherien-Sandsteins auf, wogegen in der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1 an der Obergrenze der Formation ein auffälliges Aufarbeitungshorizont vorkommt (GAJEWSKA 1953, FELDMAN-OLSZEWSKA in KRZYWIEC 2000). Derartige lokale Schichtausfälle werden nicht als besondere Korrelationshorizonte betrachtet. Im Mittelpolnischen Trog herrschte tonige Sedimentation einer Playa oder Sabkha vor. Die häufigen sandigen Einschaltungen weisen auf eine verstärkte Erosion in den Liefergebieten hin.

Die Bewegungen, infolge deren die H-Diskordanz entstanden ist, ermöglichten wahrscheinlich im Röt die breitere Öffnung der Ostkarpaten-Pforte und die Ingression aus der Tethys ins Germanische Becken (AIGNER & BACHMANN 1992, ZIEGLER 1990, EXNER 1999, SZULC 2000, KĘDZIERSKI 2002, u. a.). Die Transgression im Röt bildet die Fortsetzung des Base-Level-Anstiegs der Solling-Formation.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung sich im ganzen Arbeitsgebiet korrelieren lassen. In der Volpriehausen-Formation werden zwei bis drei solche Zyklen beschrieben (Abb. 34). Der erste Zyklus umfasst die beiden unteren Zyklen niedrigerer Ordnung, die in den Profilen Halle Süd 1/64 und Gorzów Wielkopolski IG1 ausgegliedert wurden. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall korrespondiert in den beiden Profilen mit dem entsprechenden Wendepunkt des untersten Zyklus niedrigerer Ordnung. Der zweite Zyklus umfasst zwei weitere Zyklen niedrigerer Ordnung. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall korrespondiert mit demselben Wendepunkt des oberen der beiden zusammengefassten Zyklen niedrigerer Ordnung sowohl in der mittleren Thüringen-Westbrandenburg-Senke als auch auf der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle. Trotz dieser Übereinstimmung bleibt es unklar, ob sich auch die Base-Level-Zyklen niedrigerer Ordnung der Volpriehausen-Formation im Arbeitsgebiet korrelieren lassen. In Senkungsgebieten des Beckens wie dem Mittelpolnischen Trog oder teilweise auch der Thüringen-Westbrandenburg-Senke lässt sich in der Volpriehausen-Formation noch ein dritter Base-Level-Zyklus mittlerer Ordnung erkennen (Abb. 34). Dieser Zyklus kann aber nur in den Subsidenzachsen des Beckens korreliert werden.

In der Abfolge zwischen der D-Diskordanz und der H-Diskordanz lässt sich ein Base-Level-Zyklus durch das Arbeitsgebiet korrelieren, der die Detfurth-Formation und die untere Hardeggen-Formation umfasst (Abb. 34). Sein Wendepunkt vom Anstieg zum Abfall liegt in der Detfurth-Wechselfolge bzw. im Detfurth-Ton. In der Bohrung Halle-Süd 1/64 umfasst er zwei Base-Level-Zyklen niedrigerer Ordnung. Der Anstieg-Abfall-Wendepunkt korrespondiert mit demselben Wendepunkt des unteren der beiden Erosionsbasis-Zyklen niedrigerer Ordnung. Auf der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle, in der Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1, umfasst der Zyklus mittlerer Ordnung auch zwei Zyklen niedrigerer Ordnung. Sein Anstieg-Abfall-Wendepunkt korrespondiert aber mit demselben Wendepunkt des zweiten der beiden Zyklen niedrigerer Ordnung. Dies würde bedeuten, dass die Base-Level-Zyklen niedrigerer Ordnung in der Detfurth-Formation zwischen der mittleren Thüringen-Westbrandenburg-Senke und der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle nicht korrelierbar sind. Der Base-Level-Zyklus mittlerer Ordnung ist auf der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle unvollständig. Sein abfallender Ast wurde durch die H-Diskordanz gekappt. In den Senkungsgebieten des Beckens, wo die Hardeggen-Formation in vollständigerer Abfolge vorkommt, lässt sich ein zweiter beckenweit korrelierbarer

Base-Level-Zyklus mittlerer Ordnung erkennen (Abb. 34). Er umfasst die zwei obersten Base-Level-Zyklen niedrigerer Ordnung der Hardeggen-Formation in der Bohrung Halle Süd 1/64. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall des Zyklus mittlerer Ordnung korrespondiert mit demselben Wendepunkt des obersten Zyklus niedrigerer Ordnung der Hardeggen-Formation in diesem Profil. Außer der Thüringen-Westbrandenburg-Senke ist der zweite Base-Level-Zyklus mittlerer Ordnung nur im Mittelpolnischen Trog, in der Bohrung Konary IG1 erkennbar (Abb. 34). In der Bohrung Konary IG1 lässt sich noch ein dritter Base-Level-Zyklus zwischen der D- und H-Diskordanz erkennen. Dieser Zyklus ist aber außerhalb des Mittelpolnischen Troges nicht vorhanden (Abb. 34).

Die Solling-Formation bildet im gesamten Arbeitsgebiet den ansteigenden Ast des letzten Base-Level-Zyklus höherer Ordnung des Mittleren Buntsandsteins, der sich im Röt fortsetzt (Abb. 34).

6.2.3.3 Vergleich mit bisherigen Interpretationen

Das Base-Level-Konzept wurde für die gesamte Trias in Süddeutschland von AIGNER et al. (1999) angewandt. Die Autoren haben vier Ordnungen von Base-Level-Zyklen interpretiert. Die hier vorgestellten im Arbeitsgebiet korrelierbaren Base-Level-Zyklen korrespondieren mit den Zyklen mittleren Maßstabs (medium-scale cycles) von AIGNER et al. (1999), von denen im süddeutschen Raum zwei in der Volpriehausen-Formation und drei in der Detfurth- und Hardeggen-Formation erkannt wurden. Der Anzahl der Zyklen in der Volpriehausen-Formation Süddeutschlands entspricht den Ergebnissen aus den Bereichen des bearbeiteten Gebiets, die sich außerhalb der Subsidenzachse befanden. Der Anzahl der Zyklen in der Detfurth- und Hardeggen-Formation Süddeutschlands korrespondiert eher mit den Ergebnissen aus dem Mittelpolnischen Trog. Süddeutschland lag zur Zeit der unteren Trias am Rand des Buntsandstein-Beckens. Deshalb sind die Base-Level-Zyklen mittleren Maßstabs unsymmetrisch entwickelt. Für die Beckenränder ist es typisch, dass nur die ansteigenden Äste der Base-Level-Zyklen entwickelt werden (ANDERSON & CROSS 2001, HORNING & AIGNER 2002b). Die angedeutete Übereinstimmung der Ergebnisse aus dem östlichen und südlichen Buntsandstein-Becken zeigt, dass die gesamte Beckensedimentation durch einheitliche Faktoren gesteuert wurde. Die genaue Korrelation der einzelnen Zyklen ist jedoch noch nicht möglich.

AIGNER & BACHMANN (1992) und SZULC (1995) haben für die Germanische Trias das Konzept der klassischen Sequenzstratigraphie angewandt. AIGNER & BACHMANN (1992) haben im Mittleren Buntsandstein des deutschen Teilbeckens drei vollständige Sequenzen und eine unvollständige Sequenz dritter Ordnung ausgegliedert. SZULC (1995) hat drei Sequenzen dritter Ordnung im polnischen Teilbecken postuliert. Die erste Sequenz in beiden Teilbecken umfasst die Volpriehausen-Formation (Pommern-Formation im Zentrum des polnischen Teilbeckens) und wird

durch V- und D-Diskordanz begrenzt. Die zweite Sequenz ist zwischen der D- und H-Diskordanz und umfasst die Detfurth- und Hardeggen-Formation (fast gesamte Połczyn-Formation im Zentrum des polnischen Teilbeckens). Die dritte Sequenz umfasst nach AIGNER & BACHMANN (1992) die untere Solling-Formation und wird durch H- und S-Diskordanz begrenzt. Der Thüringer Chirotherien-Sandstein der oberen Solling-Formation bildet den Tiefstand (LST, lowstand systems tract) der folgenden Sequenz, die sich im Röt fortsetzt. Nach SZULC (1995) umfasst die dritte Sequenz das Świdwin-Member der obersten Połczyn-Formation, das in der vorliegenden Arbeit mit der Solling-Formation korreliert wurde. Sowohl nach AIGNER & BACHMANN (1992) und SZULC (1995) als auch nach den vorliegenden Ergebnissen sind die Detfurth- und Hardeggen-Formation in eine genetische Einheit zusammenzufassen. Die meisten Probleme bestehen in der Interpretation der S-Diskordanz, die von AIGNER & BACHMANN (1992) als Sequenzgrenze angenommen wird, wogegen sie in der vorliegenden Arbeit als eine lokale Erscheinung interpretiert wurde, die nicht für überregionale Korrelationen geeignet ist (siehe auch BACKHAUS 1994). Die Sequenzen dritter Ordnung, die von AIGNER & BACHMANN (1992) und SZULC (1995) ausgegliedert wurden, umfassen also zwei bis drei Base-Level-Zyklen, die in der vorliegenden Arbeit als Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung bezeichnet wurden. Dies würde bedeuten, dass diese Base-Level-Zyklen mit den Sequenzen 4. Ordnung korrespondieren.

7 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird der Untere und der Mittlere Buntsandstein (höchste Perm bis untere Trias) des östlichen Germanischen Beckens behandelt. Das Arbeitsgebiet erstreckt sich vom östlichen Thüringen über das südliche und zentrale Sachsen-Anhalt, das zentrale Brandenburg bis West- und Zentralpolen. Paläogeographisch umfasst es die mittlere und nördliche Thüringen-Westbrandenburg-Senke, Ostbrandenburg-Schwelle, Szczecin-Wolsztyn (Kalisz)-Schwelle und den Mittelpolnischen Trog. Die Verhältnisse im Unteren Buntsandstein in der Niederlausitz-Senke werden ebenfalls berücksichtigt.

Es wird eine hochauflösende Lithostratigraphie für den Unteren und den Mittleren Buntsandstein vorgestellt. Im Unteren Buntsandstein werden zwei Formationen, die Calvörde- und die Bernburg-Formation unterschieden, die sich fast mit der gesamten Baltik-Formation der polnischen Gliederung korrelieren lassen. In jeder Formation werden anhand der Bohrungs-Logs Oolith-Horizonte α bis λ (nach SCHULZE 1969, RADZINSKI 1995b, 1999) und 10 bzw. 11 Kleinzyklen (nach RÖHLING 1991, 1993, SZURLIES 1997, 2001) ausgegliedert. Die Grenze Zechstein/Buntsandstein im Sinne der polnischen Stratigraphie entspricht der Grenze zwischen unterem und oberem Bröckelschiefer (Fulda-Formation), der in Deutschland ganz zum Zechstein gestellt wird. Die Basis der Calvörde-Formation liegt in den bearbeiteten polnischen Bohrungen 7 – 26 m über der bisherigen Zechstein/Buntsandstein-Grenze. Im deutschen Teilbecken sind die sandig-oolithischen Sedimente im ganzen Profil des Unteren Buntsandsteins gleichmäßig verteilt, wogegen sich im polnischen Teil des Arbeitsgebiets zwei Zonen unterscheiden lassen. Die untere Zone umfasst die Kleinzyklen suC, 5 bis suB, 2, die obere Zone umfasst die Kleinzyklen suB, 7 – 10. Das verstärkte Auftreten der oolithisch-sandigen Sedimente der unteren Zone steigt vom Osten nach Westen in ein immer höheres stratigraphisches Niveau. In den bearbeiteten polnischen Profilen sind die Oolith-Horizonte ϵ , ζ und θ am deutlichsten entwickelt.

Im Mittleren Buntsandstein werden vier Formationen ausgegliedert: Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Formation. Diese Gliederung wird mit den polnischen Pommern- und Połczyn-Formationen korreliert. Die Pommern-Formation entspricht je nach Gebiet der Volpriehausen-Formation bzw. der Volpriehausen-Formation und Detfurth-Formation. Die Połczyn-Formation lässt sich mit der Hardegsen-Formation bzw. mit der Detfurth-, Hardegsen-, und Solling-Formation korrelieren. Die „Schichten unter den Evaporiten“ im untersten Röt Polens bzw. das Świdwin-Member der Połczyn-Formation entsprechen der Solling-Formation. Die genaue Korrelation ist von der paläogeographischen Position abhängig. Die Połczyn-Formation umfasst von der Szczecin-Kalisz-Schwelle in Richtung des Mittelpolnischen Troges immer größere Abschnitte des Profils des Mittleren Buntsandsteins.

Im Mittleren Buntsandstein werden drei Diskordanzen erkannt: V-Diskordanz an der Basis der Volpriehausen-Formation, D-Diskordanz an der Basis der Detfurth-Formation und H-Diskordanz an der Basis der Solling-Formation. Die H-Diskordanz ist am stärksten mit Schichtausfällen verbunden. Am östlichen Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle und auf der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle fehlt die Hardeggen-Formation unter der H-Diskordanz vollständig.

In den Formationen des Mittleren Buntsandsteins werden ebenfalls Kleinzyklen ausgegliedert: 4 in der Volpriehausen-Formation, 2 in der Detfurth-Formation, bis zu 4 in der Hardeggen-Formation und 2 in der Solling-Formation. Die Kleinzyklen der Hardeggen-Formation lassen sich im ganzen Arbeitsgebiet wegen der Schichtausfälle nicht korrelieren. Die Grenze zwischen den Kleinzyklen smS, 1 und 2 der Solling-Formation scheint stark diachron zu sein.

Anhand der bisherigen biostratigraphischen und magnetostratigraphischen Untersuchungen ist festzustellen, dass die Formationen und vielleicht sogar die Kleinzyklen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins zumindest quasi-isochron sind.

Der Untere Buntsandstein wurde in einem Endseensystem abgelagert. Die proximale Fazies wird durch sandige und oolithische Fazies repräsentiert, wogegen die feinklastischen Sedimente die distale Fazies darstellen. Die Verteilung der Fazies, wie auch der Aufbau der Kleinzyklen (nach SZURLIES 1997, 2001) hängt sowohl von der Position im Becken als auch von der Phase der Beckenentwicklung ab.

Im Unteren Buntsandstein wird ein Base-Level-Zyklus höherer Ordnung ausgegliedert, der der 1. Buntsandstein-Sequenz dritter Ordnung nach AIGNER & BACHMANN (1992) entspricht. Der Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall wird im Bereich der Kleinzyklen suB, 4 – 5 erreicht. Im westlichen Teil des Arbeitsgebiets lassen sich zwei Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung ausgliedern.

Oolithische Sedimentation war für den mittleren Base-Level-Anstieg und mittleren Base-Level-Abfall mittlerer bis höherer Ordnung charakteristisch. Im frühen Base-Level-Anstieg und im späten Base-Level-Abfall dominierte die feinklastische Sedimentation mit häufigen Austrocknungsmerkmalen. Am Wendepunkt vom Base-Level-Anstieg zum -Abfall kam es zur Ablagerung feinklastischer Sedimente, die fast keine Austrocknungsmerkmale aufweisen.

Hinweise auf marine Einflüsse im Unteren Buntsandstein sind sehr schwach. Sie sind aber im polnischen Teilbecken stärker als im deutschen, was auf eventuelle marine Ingressionen hinweist, die sich aus dem Mittelpolnischen Trog verbreitet hätten.

Das Becken des Mittleren Buntsandsteins war durch fluviatile Fazies am Rand und brackisch-lakustrine Fazies im Zentrum geprägt. Im Arbeitsgebiet dominiert die brackisch-lakustrine Fazies in der Volpriehausen- und Detfurth-Formation. Die Hardeggen- und Solling-Formationen sind im westlichen Arbeitsgebiet stark fluviatil geprägt. Im östlichen Arbeitsgebiet wurde die Hardeggen-Formation am Rand eines Binnensees abgelagert. Die Solling-Formation wurde dort in fluviatiler Fazies ausgebildet, die schnell in Sabkha-Ablagerungen überging. Am Rand des Beckens und im Übergangsbereich von fluviatiler in lakustrine Fazies kam es auch zur äolischen Sedimentation.

In der fluviatilen und brackisch-lakustrinen Fazies lassen sich sedimentäre Zyklen erkennen. In den fluviatilen Ablagerungen, die hauptsächlich in verflochtenen Flusssystemen entstanden, lassen sich 0,5 – 5 m mächtige Sohlbankzyklen unterscheiden, die einen graduellen Übergang von Rinnensedimenten in Ablagerungen distaler Überflutungsebenen widerspiegeln. Im brackisch-lakustrinen Milieu werden symmetrische wie auch asymmetrische Zyklen (Dachbankzyklen) beschrieben. Die symmetrischen Zyklen können 7 – 22 m mächtig sein. Die asymmetrischen Dachbankzyklen erreichen 2 – 5 m Mächtigkeit. Ein symmetrischer Zyklus widerspiegelt einen Übergang von küstennahen zu küstenfernen und zurück zu küstennahen Ablagerungen. Er zeigt also eine Vertiefungs- und Verflachungstendenz. Ein asymmetrischer Dachbankzyklus besteht aus küstenfernen Sedimenten, die in küstennahe Sedimente bzw. Küstensedimente übergehen. Ein solcher Zyklus spiegelt also eine Verflachungstendenz wider.

In der mittleren Thüringen-Westbrandenburg-Senke (Bohrung Halle Süd 1/64) und auf der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle (Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1) werden Base-Level-Zyklen niedrigerer und mittlerer Ordnung unterschieden. Die Base-Level-Zyklen niedrigerer Ordnung sind zwischen den beiden Profilen nur teilweise korrelierbar, wogegen die Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung sich im ganzen Arbeitsgebiet korrelieren lassen. In der Volpriehausen-Formation werden 3 Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung unterschieden. In der Detfurth- und Hardeggen-Formation werden 2 bis 3 Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung ausgegliedert. Die Solling-Formation repräsentiert den unteren Teil eines ansteigenden Astes eines weiteren Base-Level-Zyklus mittlerer Ordnung.

Die Base-Level-Zyklen mittlerer Ordnung können sowohl im Unteren als auch im Mittleren Buntsandstein mit Sequenzen 4. Ordnung parallelisiert werden.

Der Mittlere Buntsandstein war zeitweise zweifellos marin beeinflusst, was sich durch Acritarchen-, Prasinophyceen-, Foraminiferen und Glaukonitvorkommen nachweisen lässt. Die gelegentlichen Ingressionen breiteten sich wahrscheinlich vom Mittelpolnischen Trog nach Westen aus. Die Hinweise auf marine Einflüsse sind deutlich stärker im polnischen als im deutschen

Teilbecken. Die Volpriehausen-Formation scheint am stärksten marin beeinflusst zu sein. Es bleibt unklar, ob die Verbindung zum offenen Meer im Süden zur Tethys oder im Norden zum Borealen Meer existierte.

Literaturverzeichnis

- AIGNER, T. (1984): Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates, Upper Muschelkalk (M. Triassic), South-German Basin.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **169**, 2: 127-159; Stuttgart.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence stratigraphic framework of the German Triassic.- Sedim. Geol., **80**: 115-135; Amsterdam.
- AIGNER, T., HEINZ, J., HORNING, J. & ASPRION, U. (1999): A hierarchical process-approach to reservoir heterogeneity: examples from outcrop analogues.- Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., **22**, 1: 1-11; Pau: Centre.
- AIGNER, T., HORNING, J., JUNGHANS, W.-D. & PÖPPELREITER, M. (1999): Baselevel cycles of the South-German Basin: a short progress report.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1998** (7-8): 537-544; Stuttgart.
- AIGNER, T., SCHAUER, M., JUNGHANS, W.-D. & REINHARDT, L. (1995): Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the Germanic Triassic.- Sedim. Geol., **100**: 47-61; Amsterdam.
- ANDERSON, D. S. & CROSS, T. A. (2001): Large-scale cycle architecture in continental strata, Hornelen Basin (Devonian), Norway.- J. Sedim. Res., **71** (2): 255-271; Tulsa, Oklahoma.
- ASHLEY, G. M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem.- J. Sedim. Petrol., **60** (1): 160-172; Tulsa, Oklahoma.
- BACHMANN, G. H. (1998): The Germanic Triassic: General.- In: BACHMANN, G. H., BEUTLER, G. & LERCHE, I. (Hrsg.): Excursions of the International Symposium on the Epicontinental Triassic.- Hallesches Jahrb. Geowiss., **6** (B): 19-22; Halle (Saale).
- BACHMANN, G. H., BEUTLER, G., HAGDORN, H. & HAUSCHKE, N. (1999): Stratigraphie der Germanischen Triass.- In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias - Eine ganz andere Welt.: 81-104; Pfeil Verlag, München.
- BACHMANN, G. H., EXNER, M., ROMAN, A. & SZURLIES, M. (2001): Zyklus- und Sequenzstratigraphie des Buntsandsteins.- In: HÜSSNER, H., HINDERER, M., GÖTZ, A. & PETSCHICK, R. (Hrsg.): Sediment 2002; 17. Sedimentologen-Treffen, Frankfurt a. M.- Darmstadt, 29.-31. Mai 2002: Kurzfassungen.- Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **17**: 17; Hannover.
- BACHMANN, G. H. & HOFFMANN, N. (1997): Development of the Rotligend Basin in Northern Germany.- Geol. Jb., **D103**: 9-31; Hannover.
- BACKHAUS, E. (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisischen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken.- Z. dt. geol. Ges., **145**: 325-342; Hannover.

- BACKHAUS, E. (1996): Eine biostratigraphische Bewertung der Faunen im Buntsandstein des germanischen Beckens.- Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N. F. **78**: 257-279; Stuttgart.
- BAILLY, F., FELIX-HENNINGSSEN, P., KLASSEN, H. & STEPHAN, S. (2000): Synsedimentäre Paläo-Vertisole im Oberjura des westlichen Wiehengebirges.- Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitt., **26**: 15-46; Osnabrück.
- BARANOWSKI, Z., HAYDUKIEWICZ, A., KRYZA, R., LOREC, S., MUSZYŃSKI, A., SOLECKI, A. & URBANEK, Z. (1990): Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **179** (2/3): 223-257; Stuttgart.
- BARCZUK, A. (1979): Studium petrograficzne utworów pstręgo piaskowca w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.- Arch. miner., **35** (2): 87-152; Warszawa.
- BATTEN, D. J. (1996): Chapter 26A. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation.- In: JANSONIUS, J & MCGREGOR, D. C. (Hrsg.): Palynology: principles and applications.- Am. Assoc. Strat. Palynologists Foundation, Vol. 3: 1011-1064; Publishers Press, Salt Lake City, Utah.
- BEST, G. (1989): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwestdeutschland nach Bohrlochmessungen.- Z. dt. geol. Ges., **140**: 73-85; Hannover.
- BEUTLER, G. & SCHÜLER, F. (1978): Über altkimmerische Bewegungen im Norden der DDR und ihre regionale Bedeutung (Fortschrittsbericht).- Z. geol. Wiss., **6**, 4: 403-420; Berlin.
- BEUTLER, G. & SZULC, J. (1999): Die paläogeographische Entwicklung des Germanischen Beckens in der Trias und die Verbindung zur Tethys.- In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias - Eine ganz andere Welt.: 71-80; Pfeil Verlag, München.
- BINDIG, M. (1991): Räumliche und zeitliche Entwicklung der fluviatilen Environments der Solling-Formation (Buntsandstein, Germanische Trias).- Dissertation, Technische Hochschule Darmstadt, 216 S.; Darmstadt.
- BINDIG, M. (1994): Die Architektur der fluviatilen Environments der Solling-Formation (Buntsandstein).- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1992** (11/12): 1167-1187; Stuttgart.
- BOIGK, H. (1952): Möglichkeiten und Wege zu einer Feingliederung im Mittleren Buntsandstein, erläutert an den Verhältnissen des nordwestlichen Vorharzes.- Z. dt. geol. Ges., **103** (1951): 102-105; Hannover.
- BOIGK, H. (1956): Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover.- Geol. Jb., **72**: 325-340; Hannover.
- BOIGK, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland.- Geol. Jb., **76**: 597-636; Hannover.
- BOIGK, H. (1961): Ergebnisse und Probleme stratigraphisch-paläogeographischer Untersuchungen im Buntsandstein Nordwestdeutschlands.- Geol. Jb., **78**: 123-134; Hannover.

- BÖHLER, U & HECKEMANNS, W & KRÄMER, F. (1988): Radiometrische Bohrkernaufnahmen zur Approximierung der chemischen Kennwerte karbonatisch-toniger Rohstoffe.- Zement-Kalk-Gips, **41**, 2: 91-94; Karlsruhe.
- BOMBARDIERE, L. & GORIN, G. E. (2000): Stratigraphical and lateral distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic carbonates of SE France.- Sedim. Geol., **132**: 177-203; Amsterdam.
- BORNHOLD, B. D. & GIRESSE, P. (1985): Glaukonitic sediments on the continental shelf off Vancouver Island, British Columbia, Canada.- J. Sedim. Petrol., **55** (5): 653-664; Tulsa, Oklahoma.
- BRÜNING, U. (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen.- Geol. Jb., **A 90**: 3-125; Hannover.
- CANT, D. J. (1978): Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation.- In: MIALL, A. (Hrsg.): Fluvial sedimentology.- Can. Soc. Petr. Geol. Mem., **5**: 627-639; Calgary.
- CANT, D. J. & WALKER, R. G. (1976): Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point sandstone, Quebec.- Can. J. Earth Sci., **13**: 102-119; Ottawa.
- CLEMMENSEN, L. B., ØXNEVAD, I. E. I. & DE BOER, P. L. (1994): Climatic controls on ancient desert sedimentation: some late Palaeozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA.- In: DE BOER, P. L. & SMITH, D. G. (Hrsg.): Orbital forcing and cyclic sequences.- Spec. Publs Int. Ass. Sediment., **19**: 439-457; Blackwell Publ., Oxford.
- CROSS, T. A., BAKER, M. R., CHAPIN, M. A., CLARK, M. S., GARDNER, M. H., HANSON, M. S., LESSENGER, M. A., LITTLE, L. D., MCDONOUGH, K. J., SONNENFELD, M. D., VALASEK, D. W., WILLIAMS, M. R. & WITTER, D. N. (1993): Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. Subsurface reservoir characterization from outcrop observations.: 11-33; Editions Technip, Paris.
- CROSS, T. A. & LESSENGER, M. A. (1998): Sediment volume partitioning: rationale, stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation.- In: GRADSTEIN, F. M., SANDVIK, K. O. & MILTON, N. J. (Hrsg.): Sequence stratigraphy – concepts and applications.- Norwegian Petroleum Society, Spec. Publ., **8**: 171-195; Amsterdam [u. a.].
- DAHNOV, W. N. (1955): Interpretation of results of geophysical measurements in boreholes [auf Russisch].- 492 S.; Gostopteh-Izdat., Moskwa.
- DORNING, K. J. (1981): Silurian acritarch distribution in the Ludlovian Shelf Sea of South Wales and the Welsh Borderland.- In: NEAL, R. G. & BRASIE, M. D. (Hrsg.): Microfossils from recent and fossil shelf seas: 31-36; Ellis Horwood Ltd., Chichester, England.

- DURINGER, P. & DUBINGER, J. (1985): La palynologie: un outil de caractérisation des faciès marins et continentaux à la limite Muschelkalk Supérieur – Lettenkohle.- Sc. Geol. Bull., **38**: 19-34; Strasbourg.
- ECK, H. (1875): Über die Umgegend von Oppenau.- N. Jahrb. f. Min., Geol., Paläont. **1875**: 70-72; Stuttgart.
- ECK, H. (1884): Zur Gliederung des Buntsandsteins im Odenwalde.- Z. dt. geol. Ges., **36**: 161-168; Berlin.
- ECKE, H.-H. (1986): Palynologie des Zechsteins und Unteren Buntsandsteins im Germanischen Becken. – Dissertation, Universität Göttingen, 117 S.; Göttingen. [unveröffentlicht]
- EHLMANN, A. J., HULINGS, N. C. & GLOVER, E. D. (1963): Stages of glaukonite formation in modern foraminiferal sediments.- J. Sedim. Petrol., **33** (1): 87-96; Tulsa, Oklahoma.
- EXNER, M. (1999): Zyklische Stratigraphie und Fazies des Oberen Buntsandsteins (Röt-Formation) im Unstrut-Tal, Sachsen-Anhalt.- Diplomarbeit, Universität Halle, 86 S.; Halle (Saale). [unveröffentlicht]
- FEIST-BURKHARDT, S. & GÖTZ, A. E. (2002): Palynofazies und Sequenzstratigraphie (K1).- In: HÜSSNER, H., HINDERER, M., GÖTZ, A. & PETSCHICK, R. (Hrsg.): Sediment 2002; 17. Sedimentologen-Treffen, Frankfurt a. M.- Darmstadt, 29.-31. Mai 2002: Exkursionen und Kompaktkurse.- Schriftenr. dt. geol. Ges., **18**: 57-72; Hannover.
- FIJAŁKOWSKA, A. (1994): Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in north-western part of the Holy Cross Mts.- Geol. Quarterly, **38** (1): 59-96; Warszawa.
- FIJAŁKOWSKA-MADER, A. (1999): Palynostratigraphy, palaeoecology and palaeoclimatology of the Triassic in South-Eastern Poland.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1998** (7-8): 601-627; Stuttgart.
- FRICKE, S. & SCHÖN, J. (1999): Praktische Bohrlochgeophysik: 254 S.; Enke Verlag, Stuttgart.
- FUGLEWICZ, R. (1977): Stratygrafia pstrego piaskowca na południowozachodnim brzegu monokliny przedsudeckiej.- Acta geol. pol., **27**, 4: 471-479; Warszawa.
- FUGLEWICZ, R. (1979): Stratygrafia pstrego piaskowca w wierceniu Otyń IG-1 (monoklina przedsudecka).- Ann. Soc. Geol. Pol., **49**, 3/4: 277-286; Kraków.
- FUGLEWICZ, R. (1980): Stratigraphy and palaeogeography of Lower Triassic in Poland on the basis of megaspores.- Acta geol. pol. **30**, 4: 417-470; Warszawa.
- FUGLEWICZ, R., PTASZYŃSKI, T. & RDZANEK, K. (1990): Lower Triassic footprints from the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Poland.- Acta Palaeont. Pol., **35** (3/4): 109-164; Warszawa.
- GAJEWSKA, I. (1953): Dokumentacja otworu Gorzów Wielkopolski IG1, Trias – pstry piaskowiec.- Centralne Archiwum Geologiczne, Warszawa. [unveröffentlicht]
- GAJEWSKA, I. (1983): Trias dolny.- In: GAJEWSKA, I. (Hrsg.): Ośno IG2.- Profile głębokich otworów wiertniczych, **57**: 22-25; Warszawa.

- GAJEWSKA, I. & SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA, A. (1979): Pstry piaskowiec dolny i środkowy.- In: JASKOWIAK-SCHOENEICH, M. (Hrsg.): Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa.- Prace IG, **96**: 25-37; Warszawa.
- GALLOWAY, W. E. & HOBDAI, D. K. (1983): Terrigenous clastic depositional systems : applications to petroleum, coal, and uranium exploration.- 423 S.; Springer-Verlag, New York-Berlin-Heidelberg-Tokyo.
- GAUPP, R. (2002): Sequenz-Stratigraphie in innerkontinentalen Becken?- In: HÜSSNER, H., HINDERER, M., GÖTZ, A. & PETSCHICK, R. (Hrsg.): Sediment 2002; 17. Sedimentologentreffen, Frankfurt a. M.-Darmstadt, 29.-31. Mai 2002: Kurzfassungen.- Schriftenr. dt. geol. Ges., **17**: 65-66; Hannover.
- GAUPP, R., VOIGT, TH. & LÜTZNER, H. (1998): Excursion C. Stratigraphy and sedimentological evolution of Lower and Middle Triassic deposits in the SE part of the Germanic Triassic Basin.- In: BACHMANN, G. H., BEUTLER, G. & LERCHE, I. (Hrsg.): Excursions of the International Symposium on the Epicontinental Triassic.- Hallesches Jahrb. Geowiss., **6** (B): 99-120; Halle (Saale).
- GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (1995): Symbolschlüssel Geologie (Teil I) und Bodenkunde Baden-Württemberg. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, informationen Nr. 5; Stuttgart.
- GELUK, M. C. & RÖHLING, H-G. (1997): High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic ‚Buntsandstein‘ in the Netherlands and Northwestern Germany.- Geol. Mijnb. **76**: 227-246; Utrecht.
- GHIBAUDO, G., MUTTI, E. & ROSSEL, J. (1974): Le spiagge fossili delle Arenarie di Aren (Cretacico superiore) nella valle Noguera-Ribagorçana (Pirenei centro-meridionali, Province di Lerida e Huesca, Spagna).- Mem. Soc. geol. Ital., **13**: 497-537; Palermo.
- GŁOWACKI, E. & SENKOWICZOWA, H. (1969): Uwagi o rozwoju triasu na obszarze południowowschodniej Polski.- Kwart. Geol., **13**: 338-357; Warszawa.
- GÖTZ, A. E. & FEIST-BURKHARDT, S. (2000a): Palynofacies and sequence analysis of the Lower Muschelkalk (Middle Triassic, German basin).- In: BACHMANN, G. H. & LERCHE, I. (Hrsg.): Epicontinental Triassic.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1998** (9-10): 877-891; Stuttgart.
- GÖTZ, A. E. & FEIST-BURKHARDT, S. (2000b): Palynofaziesmuster im Unteren Muschelkalk der Nordschweiz – Signale eustatischer Meeresspiegelschwankungen.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **43**: 52; Wien.

- GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1994): A Mesozoic time scale.- *J. geophys. Res.*, **99**: 24051-24074; Boulder, Colorado.
- GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous time Scale.- In: *Geochronology Time Scales and global stratigraphic correlation.*- *SEPM Spec. Publ.*, **54**: 95-126; Tulsa, Oklahoma.
- GRADZIŃSKI, R. (1992): Deep blowout depressions in the aeolian Tumlin Sandstone (Lower Triassic) of the Holy Cross Mountains, central Poland.- *Sedim. Geol.*, **81**: 231-242; Amsterdam.
- GRADZIŃSKI, R. & GAŁOŁ, J. & ŚLĄCZKA, A (1979): The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts, Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdune areas.- *Acta. geol. pol.*, **29** (2): 151-175; Warszawa.
- GRADZIŃSKI, R., KOSTECKA, A., RADOMSKI, A. & UNRUG, R. (1986): *Zarys sedymentologii.*- 628 S.; Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- GRADZIŃSKI, R. & UCHMAN, A. (1994): Sedimentology and ichnology of interdune deposits in the Tumlin Sandstone (Buntsandstein) in Central Poland.- *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1993** (7/8): 1003-1010; Stuttgart.
- GRUPE, O. (1914): Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins.- *Jb. Königlich Preuß. Geol. L.-A.*, **33** (1912), I: 397-421; Berlin.
- HAQ, B. U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea.- In: MACDONALD, D. I. M. (Hrsg.): *Sedimentation, tectonics and eustasy.*- *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, **12**: 3-39; Blackwell Publ., Oxford.
- HAUBOLD, H. (1983): Archosaur evidence in the Buntsandstein (Lower Triassic).- *Acta Palaeont. Pol.*, **28** (1-2): 123-132; Warszawa.
- HAUBOLD, H. & PUFF., P. (1976): Zur Genese der Solling-Folge (Untere Trias, Buntsandstein) in Thüringen.- *Schriftenr. geol. Wiss.*, **6** (1976): 63-80; Berlin.
- HAUSCHKE, N. (1989): Steinsalzkristallmarken – Begriff, Deutung und Bedeutung für das Playa-Playasee-Faziesmodell.- *Z. dt. geol. Ges.*, **140**: 355-369; Hannover.
- HAWLEY, N. (1981): Flume experiments on the origin of flaser bedding.- *Sedimentology*, **28**: 699-712; Oxford [u. a.].
- HEARST, J. R., NELSON, P. H. & PAILLET, F. L. (2000): *Well logging for physical properties.*- 483 S.; Jon Wiley & Sons, Ltd., Chichester [u. a.].
- HEINZELMANN, W (1962): *Zur Geologie des unteren und mittleren Buntsandsteins auf Blatt Nebra.*- Diplomarbeit, Universität Halle, 169 S.; Halle (Saale). [unveröffentlicht]

- HEINZELMANN, W (1969): Der untere und mittlere Buntsandstein auf Blatt Nebra.- Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg., **9** (1967): 132-160; Leipzig.
- HELLER, P. L., KOMAR, P. D. & PEVEAR, D. R. (1980): Transport processes in ooid genesis.- J. Sedim. Petrol., **50** (3): 943-952; Tulsa, Oklahoma.
- HEUNISCH, C. (1990): Palynologie der Bohrung „Natzungen 1979“, Blatt 4321 Borgholz (Trias, Oberer Muschelkalk 2, 3, Unterer Keuper).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1990** (1): 17-42; Stuttgart.
- HEUNISCH, C. (1999): Die Bedeutung der Palynologie für Biostratigraphie und Fazies in der Germanischen Trias.- In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias - Eine ganz andere Welt.: 207-220; Pfeil Verlag, München.
- HOEFS, J. (1987): Stable isotope geochemistry. Third, completely revised and enlarged edition.- Minerals and rocks, **9**: 241 S.; Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- HOPPE, W. (1959): Zyklische Gliederung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Thüringen.- Ber. Geol. Ges. DDR, **4**, H. I: 3-58; Berlin.
- HOPPE, W. (1972): Das Klima des Thüringer Buntsandsteins.- Geologie, **21** (8): 911-926; Berlin.
- HOPPE, W. (1976a): Die paläogeographisch-fazielle Entwicklung im Südteil des Germanischen Buntsandstein Beckens.- Schriftenr. Geol. Wiss., **6**: 5-62; Berlin.
- HOPPE, W. (1976b): Zur Bildungsgeschichte des Buntsandsteins im Germanischen Buntsandsteinbecken.- Z. geol. Wiss., **4** (11): 1457-1471; Berlin.
- HORNUNG, J. & AIGNER, T. (1996): Eine Meßstraße zur integrierten sedimentologischen, Gamma Ray- und Permeabilitätslog-Aufnahme von Bohrkernen.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **199**, 3: 323-337; Stuttgart.
- HORNUNG, J. & AIGNER, T. (2002a): Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: an outcrop analogue study (Upper Triassic, Southern Germany); part I: sedimentology and petrophysics.- J. Petr. Geol., **25**, 1: 3-30; Scientific Pr., Beaconsfield.
- HORNUNG, J. & AIGNER, T. (2002b): Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: an outcrop analogue study (Upper Triassic, Southern Germany); part II: cyclicity, controls and models.- J. Petr. Geol., **25**, 2: 151-178; Scientific Pr., Beaconsfield.
- HUGHES, A. D. & WHITEHEAD, D. (1987): Glaukonitization of detrital silica substrates in the Barton Formation (upper Eocene) of the Hampshire Basin, southern England.- Sedimentology, **34**: 825-835; Oxford [u. a.].
- HUYSKEN, K. T., WICANDER, R. & ETTENSOHN, F. R. (1992): Palynology and biostratigraphy of selected Middle and Upper Devonian black-shale sections in Kentucky.- Michigan Academician, **24**: 355-368; Michigan.
- ITENBERG, S. S. (1972): Interpretation of results of geophysical measurements in boreholes [auf Russisch].- 312 S.; Nedra, Moskwa.

- JANSONIUS, J & MCGREGOR, D. C. (Hrsg.) (1996): Palynology: principles and applications.- Am. Assoc. Strat. Palynologists Foundation, Vol. 1-3: 1330 S.; Publishers Press, Salt Lake City, Utah.
- KĘDZIERSKI, J. (2002): Sequenzstratigraphie des Unteren Muschelkalks im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen).- Hallesches Jahrb. Geowiss., B **16**: 1-52; Halle (Saale).
- KLARR, K. & PAUL, J. (1991): Die Übergang vom Zechstein zum Buntsandstein in den Bohrungen Remlingen 5 und Remlingen 9 (Asse bei Braunschweig).- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1991** (4): 913-928; Stuttgart.
- KOZUR, H. (1993): Range charts of conchostracans in the Germanic Buntsandstein.- In: LUCAS, S. G. & MORALES, M. (Hrsg.): The nonmarine Triassic.- New Mexico Museum of Natural History & Science Bulletin, **3**: 249-253; New Mexico.
- KOZUR, H. (1999): The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan scale.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1998** (7-8): 701-725; Stuttgart.
- KOZUR, H. & SEIDEL, G. (1983a): Revision der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. Teil I.- Z. geol. Wiss., **11** (3): 295-423; Berlin.
- KOZUR, H. & SEIDEL, G. (1983b): Die Biostratigraphie des unteren und mittleren Buntsandsteins des Germanischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Conchostracen. Teil II zur Revision der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins.- Z. geol. Wiss., **11** (4): 429-464; Berlin.
- KRZYWIEC, P. (Hrsg.) (2000): Zintegrowana analiza geofizyczno-geologiczna rozwoju osadów triasowych nizu polskiego. Abschlußbericht des Forschungsprojektes KBN Nr. 9 T12B 024 15, Archiv PIG, Warszawa. [unveröffentlicht]
- KULETA, M. (1985): Kompleksowe badania petrograficzno-sedymentologiczne osadów piaskowca pstrego w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.- Arch. Oddz. Świętokrz. PIG, Kielce. [unveröffentlicht]
- KULETA, M., ROMANEK, M. & ZBROJA, S. (1998): Stratygrafia i rozwój sedymentacji triasu w obszarze rawsko-gielniowskim. Abschlußbericht des Forschungsprojektes KBN Nr. 6.20.9242.00.0, Arch. Oddz. Świętokrz. PIG, Kielce. [unveröffentlicht]
- KULIKOWSKI, A. (1973): Paleotektonika retu w zachodniej Polsce.- Kwart. Geol., **17** (3): 590-591; Warszawa.
- KULIKOWSKI, A. (1977): Pstry piaskowiec górny – ret.- In: MAREK, S. (Hrsg.): Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej (strefa Gopło-Ponętów-Pabianice).- Prace IG, **80**: 48-50; Warszawa.

- KULIKOWSKI, A. (1979): Pstry piaskowiec górny - ret.- In: JASKOWIAK-SCHOENEICH, M. (Hrsg.): Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa.- Prace IG, **96**: 37-39; Warszawa.
- LANG, S. (2001): Zur Sedimentologie der Solling-Formation (Trias, Buntsandstein) im Thüringer Becken.- Diplomarbeit, Universität Jena.; Jena. [unveröffentlicht]
- LANGBEIN, R. (1963): Abschlußbericht der Kartierbohrung Leutra 1/62. Korngrößenverteilung sm.- Bohrarchiv der Thüringer Landesanstalt für Geologie, Weimar. [unveröffentlicht]
- LEPPER, J. (1972): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Grenzbereich Mittlerer/Oberer Buntsandstein zwischen Fulda und Neckar.- Geol. Jb., **90**: 463-500; Hannover.
- LEPPER, J. & UCHMAN, A. (1995): Marine Einflüsse im Mittleren Buntsandstein der Hessischen Senke – dargestellt am Beispiel des Weserprallhanges an der Ballertasche bei Hann. Münden.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1994** (1/2): 175-186; Stuttgart.
- LEPPER, J., RETTIG, B. & RÖHLING, H.-G. (1996): Das Buntsandsteinprofil am Weserprallhang an der Ballertasche bei Hann. Münden.- Ber. Naturhist. Ges. Hannover, **138**: 141-150; Hannover.
- LEPPER, J. & RÖHLING, H.-G. (1998): Buntsandstein.- In: BACHMANN, G. H., BEUTLER, G. & LERCHE, I. (Hrsg.): Excursions of the International Symposium on the Epicontinental Triassic.- Hallesches Jahrb. Geowiss., **6** (B): 27-34; Halle (Saale).
- LUKAS, V., WENZEL, B. (1991): Pedogenese und Diagenese der Solling-Folge (Buntsandstein, Trias) in Nordosthessen.- Geol. Jb. Hessen, **119**: 103-117; Wiesbaden.
- MADER, D. (Hrsg.) (1985): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe.- Lecture Notes in Earth Sci., **4**; Berlin [u. a.].
- MADER, D. (1992): Beiträge zur Palökologie und Paläoenvironment des Buntsandsteins in Thüringen, Franken und Umgebung.- 628 S.; Fischer Verlag, Stuttgart-Jena-New York.
- MADER, D. & RDZANEK, K. (1985): Sandy braidplain deposition with minor pedogenesis in the Labyrinthodontidae Beds (Middle Buntsandstein) of the Northeastern Holy Cross Mountains (Poland).- In: MADER, D. (Hrsg.): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe.- Lecture Notes in Earth Sci., **4**: 281-317; Berlin [u. a.].
- MARCINKIEWICZ, T. (1976): Distribution of megaspore assemblages in Middle Buntsandstein of Poland.- Acta Palaeont. Pol., **21** (2): 191-200; Warszawa.
- MARCINKIEWICZ, T. (1992): Megasporowy schemat stratygraficzny osadów pstrego piaskowca w Polsce.- Biuletyn PIG, **368**: 65-96; Warszawa.
- MARRIOT, S. B. (1999): The use of models in the interpretation of the effects of base-level change on alluvial architecture.- Spec. Publs Int. Ass. Sediment., **28**: 271-281; Blackwell Publ., Oxford.

- MARSHALL, N. G. (1989): An unusual assemblage of algal cysts from the Late Cretaceous of the Gippsland Basin, southeastern Australia.- *Palynology*, **13**: 21-56; Austin, Texas.
- MENNING, M. (1995): A numerical time scale for the Permian and Triassic Periods: an integrated time analysis.- In: SCHOLLE, P. A., PERYT, T. M. & ULMER-SCHOLLE, D. S. (Hrsg.): *The Permian of Northern Pangea, 1.- Paleogeography, paleoclimates and stratigraphy.*:1-31; Springer, Heidelberg.
- MIALL, A. D. (1977): A review of the braided-river depositional environment.- *Earth-Sci. Rev.*, **13**: 1-62; Amsterdam.
- MIALL, A. D. (1996): *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.*- 582 S.; Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- MILEWSKA, Z. & MORYC, W. (1981): Mikrofauna z osadów triasu Przedgórze Karpat.- In: *Fauna i flora triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Materiały V Kraj. Konf. Paleont.*: 15-24; Kielce-Sosnowiec.
- MROCKOWSKI, A. (1972): Sedymentacja pstrygo piaskowca w niecce północnosudeckiej.- *Acta geol. pol.*, **22** (2): 351-375; Warszawa.
- NACSN (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE)(1983): *North American Stratigraphic Code.*- *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **67**: 841-875; Tulsa, Oklahoma.
- NAWROCKI, J. (1997): Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations.- *Earth and Planetary Science Letters*, **152**: 37-58; Amsterdam.
- NAWROCKI, J. & WAGNER, R. & GRABOWSKI, J. (1993): The Permian/Triassic boundary in the Polish Basin in the light of paleomagnetic data.- *Geol. Quarterly*, **37** (4): 565-578; Warszawa.
- NYSTUEN, J. P. (1998): History and development of sequence stratigraphy.- In: GRADSTEIN, F. M., SANDVIK, K. O. & MILTON, N. J. (Hrsg.): *Sequence stratigraphy – concepts and applications.*- Norwegian Petroleum Society, Spec. Publ., **8**: 31-116; Amsterdam [u. a.].
- ODIN, G. S. & MATTER, A. (1981): De glaukoniarum origine.- *Sedimentology*, **28**: 611-641; Oxford [u. a.].
- OLSEN, H. (1988): The architecture of a sandy braided-meandering river system: an example from the Lower Triassic Solling Formation (M. Buntsandstein) in W-Germany.- *Geol. Rund.*, **77** (3): 797-814; Stuttgart.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA, T. (1977): Palynological correlation of the Bunter and Muschelkalk in selected profiles from Western Poland.- *Acta Geol. Pol.*, **27** (4): 417-430; Warszawa.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA, T. (1984): Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of western Poland.- *Acta Paleont. Polonica*, **29** (3-4): 161-194; Warszawa.

- ORTLAM, D. (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald.- *Geol. Jb.*, **84**: 485-590; Hannover.
- ORTLAM, D. (1969): Paläoböden im höheren Buntsandstein des mittleren Schwarzwaldes.- *Geol. Jb.*, **87**: 61-88; Hannover.
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa.- *Geol. Rdsch.*, **63**: 850-884; Stuttgart.
- PARRISH, J. T. (1999): Pangaea und das Klima der Trias.- In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): *Trias - Eine ganz andere Welt.*: 37-42; Pfeil Verlag, München.
- PAUL, J. (1982): Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens.- *Geol. Rdsch.*, **71** (3): 795-811; Stuttgart.
- PAUL, J. (1993): Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle.- *Geol. Jb.*, **A 131**: 197-218; Hannover.
- PAUL, J. (1999): Oolithe und Stromatolithen im Unteren Buntsandstein.- In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): *Trias - Eine ganz andere Welt.*: 263-270; Pfeil Verlag, München.
- PAUL, J. & KLARR, K. (1987): Feinstratigraphie und Facies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in der Bohrung Remlingen 5.- *Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung München - Bericht 8/87, TL 7/87*: 1-117; München.
- PAUL, J. & PERYT, T. M. (1985): Oolithe und Stromatolithen im Unteren Buntsandstein des Heeseberges bei Jerxheim, Kreis Wolfenbüttel.- *Ber. Naturhist. Ges. Hannover*, **128**: 175-186; Hannover.
- PERYT, T. M. (1975): Significance of stromatolites for the environmental interpretation of the Buntsandstein (Lower Triassic) rocks.- *Geol. Rdsch.*, **64**: 143-158; Stuttgart.
- PIENKOWSKI, G. (1985): Early Liassic trace fossil assemblages from the Holy Cross Mountains, Poland: their distribution in continental and marginal marine environments. In: CURRAN, H. A. (Hrsg.): *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments.*- *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **35**: 37-51; Tulsa, Oklahoma.
- PIENKOWSKI, G. (1989): Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyń/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce.- *Prz.Geol.*, **38** (5): 237-244; Warszawa.
- PIENKOWSKI, G. (1991): Facies criteria for delimitating Zechstein/Buntsandstein and Permian/Triassic boundaries in Poland.- *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **4**: 893-912; Stuttgart.
- PITTET, B. & GORIN, G. E. (1997): Distribution of sedimentary organic matter in a mixed carbonate-siliciclastic platform environment: Oxfordian of the Swiss Jura Mountains.- *Sedimentology*, **44**: 915-937; Oxford [u. a.].
- PLANT, J. A., SIMPSON, P. R., SMITH, B. & WINDLEY, B. F. (1999): Uranium ore deposits – products of the radioactive Earth. In: BURNS, P. C., FINCH, R. (Hrsg.): *Uranium*:

- mineralogy, geochemistry and the environment.- *Reviews in Mineralogy*, **38**: 255-319; Washington.
- PLATT, N. H. & WRIGHT, V. P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. In: ANADÓN, P., CABRERA LL. & KELTS K. (Hrsg.): Lacustrine facies analysis.- *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **13**: 57-74; Blackwell Scientific Publ., Oxford [u. a.].
- POSAMENTIER, H. W., SUMMERHAYES, C. P., HAQ, B. U. & ALLEN, G. P. (Hrsg.) (1993): Sequence stratigraphy and facies associations.- *Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, **18**: 644 S.; Blackwell Scientific Publ., Oxford [u. a.].
- PRIMKE, G & RADZINSKI, K. H. (1976): Zur Gliederung des mittleren Buntsandsteins (Volpriehausen- bis Solling-Folge) im Subherzynen Becken.- *Z. geol. Wiss.*, **4**, 11: 1473-1481; Berlin.
- PTASZYŃSKI, T. (2000): Lower Triassic vertebrate footprints from Wióry, Holy Cross Mountains, Poland.- *Acta Palaeont. Pol.*, **45** (2): 151-194; Warszawa.
- PTASZYŃSKI, T. & NIEDŹWIECKI, G. (2002): Nowe znaleziska tropów kręgowców z pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich.- *Prz. Geol.*, **50** (5): 441-446; Warszawa.
- PUFF, P. (1962): Abschlußbericht der Kartierbohrung Leutra 1/62. Schichtenverzeichnis.- Bohrarchiv der Thüringer Landesanstalt für Geologie, Weimar. [unveröffentlicht]
- PUFF, P. (1976a): Stratigraphische Parallelisierung des Buntsandsteins in SE-Brandenburg.- *Jb. Geol.*, **7/8**: 73-79; Berlin.
- PUFF, P. (1976b): Gliederung der Solling-Folge (Trias, Buntsandstein) im südlichen Thüringen mittels Violetter Horizonte.- *Schriftenr. Geol. Wiss.* **6** (1976): 81-96; Berlin.
- PUFF, P. (1995): Buntsandstein.- In: SEIDEL, G. (Hrsg.): *Geologie von Thüringen.*: 302-317; Schweizerbart., Stuttgart.
- PUFF, P. & SEIDEL, G. (1967): Zur faziellen Änderung des Mittleren Buntsandsteins in Ostthüringen.- *Geologie*, **16**: 289-295; Berlin.
- PUFF, P. & RADZINSKI, K.-H. (1976): Zur Paläogeographie und lagerstättenkundlichen Bedeutung des tieferen und mittleren Buntsandsteins im südlichen und mittleren Teil der DDR.- *Z. geol. Wiss.*, **4**, 11: 1483-1503; Berlin.
- PUFF, P. & RADZINSKI, K.-H. (1980): Ergebnisse und Probleme stratigraphischer Untersuchungen im mittleren Buntsandstein der DDR.- *Z. geol. Wiss.*, **8**, 8: 965-983; Berlin.
- de RAAF, J. F. M., BOERSMA, J. R. & van GELDER, A. (1977): Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland.- *Sedimentology*, **24**: 451-483; Oxford [u. a.].

- RADZINSKI, K.-H. (1966): Stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren und Mittleren Buntsandstein des südöstlichen Harzvorlandes.- Dissertation, Universität Greifswald, 173 S.; Greifswald. [unveröffentlicht]
- RADZINSKI, K.-H. (1967a): Gliederung und Paläogeographie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im südöstlichen Harzvorland.- *Geologie*, **16** (6): 637-659; Berlin.
- RADZINSKI, K.-H. (1967b): Unterer und Mittlerer Buntsandstein im Saaletal zwischen Naumburg und Weißenfels.- *Geologie*, **16** (7): 791-803; Berlin.
- RADZINSKI, K.-H. (1976): Lithostratigraphie und Paläogeographie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im Nordteil der DDR.- *Jb. Geol.*, **7/8**: 63-72; Berlin.
- RADZINSKI, K.-H. (1995a): Zur Gliederung der Trias im Süden von Sachsen-Anhalt.- *Z. geol. Wiss.*, **23** (1/2): 43-62; Berlin.
- RADZINSKI, K.-H. (1995b): Zum Unteren und Mittleren Buntsandstein im Unstruttal bei Nebra (Südwestrand der Querfurter Mulde).- *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, **1**: 85-103; Halle (Saale).
- RADZINSKI, K.-H. (1996): Der Buntsandsteinaufschluß am Nordhang des Süßen Sees (Südöstliches Harzvorland) - ein Referenzprofil für den Grenzbereich Calvörde-/ Bernburg-Folge.- *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, **2**: 89-99; Halle (Saale).
- RADZINSKI, K.-H. (1997): Das Typusprofil der Calvörde-Folge (Unterer Buntsandstein).- *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, **3**: 5-16; Halle (Saale).
- RADZINSKI, K.-H. (1999): Zur lithostratigraphischen Gliederung der Bernburg-Formation (Unterer Buntsandstein) im mittleren und nördlichen Teil von Sachsen-Anhalt.- *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, **5**: 73-93; Halle (Saale).
- RADZINSKI, K.-H. & SEIDEL, G. (1997): Regionaler Vergleich der Profile des Unteren und Mittleren Buntsandstein zwischen dem Thüringiner Becken und dem nordöstlichen Harzvorland.- *Geowiss. Mitt. von Thüringen*, **5**: 117-132; Weimar.
- RADZINSKI & DÖLZ (2001): Zur Gliederung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im Verlauf der Trasse des Finnetunnels der Eisenbahn-Neubaustrecke Erfurt-Leipzig/Halle.- *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, **6**: 57-72; Halle (Saale).
- RAMBOW, D. (1973): Profile durch den Mittleren Buntsandstein am West- und Ostrand der Niederhessischen Senke.- *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **101**: 277-286; Wiesbaden.
- RAMBOW, D. (1976): Profile durch den Mittleren Buntsandstein an der Ostflanke des nordhessischen Teilbeckens (Gebiet östlich Kassel).- *Geol. Jb. Hessen*, **104**: 43-49; Wiesbaden.
- RAMEIL, N., GÖTZ, A. E. & FEIST-BURKHARDT, S. (2000): High-resolution sequence interpretation of epeiric shelf carbonates by means of palynofacies analysis: an example from the

- Germanic Triassic (Lower Muschelkalk, Anisian) of East Thuringia, Germany.- *Facies*, **43**: 123-144; Erlangen.
- RDZANEK, K. (1980): Uwagi o litostratygrafii triasu wąwozu Bukowia (Góry Świętokrzyskie).- *Prz. Geol.*, **28** (1): 24-31; Warszawa.
- RDZANEK, K. (1982): Stratygrafia piaskowca pstrego brachyantykliny Bukowia (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) na podstawie megaspor.- *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, **52** (1/4): 211-230; Kraków.
- RDZANEK, K. (1992): Model budowy geologicznej przekroju piętrzenia zbiornika wodnego „Wióry“.- 33 S., 13 Fig. Archiwum Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Warszawie. [unveröffentlicht]
- RDZANEK, K. (1999): Ichnoskamieniałości bezkręgowców pstrego piaskowca doliny Świśliny w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Invertebrate ichnofossils from the Buntsandstein of the Świślina valley in the northern margin of the Holy Cross Mountains).- Dissertation, Jagiellonische Universität; Kraków. [unveröffentlicht]
- RDZANEK, K. (in Vorb.): Taxonomy of vertebrate footprints from the Buntsandstein formation (the uppermost Permian ? to the Middle Triassic) in the Mesozoic margin of the Holy Cross Mountains, Poland (auf Polnisch).- Abschlußbericht des Forschungsprojektes KBN Nr 6 P04D 016 17. [unveröffentlicht]
- REITZ, E (1985): Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen.- *Geol. Abh. Hessen*, **86**: 1-36; Wiesbaden.
- REITZ, E. (1988): Palynostratigraphie des Buntsandsteins in Mitteleuropa.- *Geol. Jb. Hessen*, **116**: 105-112; Wiesbaden.
- RETTIG, B. (1996): Die Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein) im Grenzgebiet Niedersachsen – Thüringen – Hessen.- *Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover*, **35**: 1-107; Hannover.
- RETTIG, B. & RÖHLING, H.-G. (1997): Die Solling-Folge zwischen Hessischer Senke, Eichsfeld-Altmark-Schwelle und Thüringer Becken.- *Schriftenr. dt. geol. Ges. zur 149. Hauptversammlung der DGG*, 94-96; Hannover.
- RIDER, M. H. (1993): Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology.- In: HURST, A., LOVELL, M. A., MORTON, A. C. (Hrsg.): *Geological applications of wireline logs.- Geological Society Special Publications Classics*: 27-37; London.
- RIDING, J. B. & DUXBURY, S. (1993): A new non-marine acritarch from the Middle Jurassic of Britain.- *Special Papers in Palaeontology*, **48**: 57-66; London.
- ROEP, TH. B., BEETS, D. J., DRONKERT, H. & PAGNIER, H. (1979): A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, almeria, Spain.- *Sedim. Geol.*, **22**: 135-163; Amsterdam.

- ROGERS, D. A. & ASTIN, T. R. (1991): Ephemeral lakes, mud pellet dunes and wind-blown sand and silt: reinterpretations of Devonian lacustrine cycles in north Scotland.- In: ANADÓN, P., CABRERA LL. & KELTS K. (Hrsg.): Lacustrine facies analysis.- Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **13**: 199-221; Blackwell Scientific Publ., Oxford [u. a.].
- RÖHLING, H.-G. (1991): A lithostratigraphic subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German sector of the North Sea, based on Gamma-Ray and Sonic logs.- Geol. Jb., **A 119**: 3-24; Hannover.
- RÖHLING, H.-G. (1993): Der untere Buntsandstein in Nordwest- und Nordostdeutschland - ein Beitrag zur Vereinheitlichung der stratigrafischen Nomenklatur.- Geol. Jb., **A 142**: 149-183; Hannover.
- RÖHLING, H.-G. (1999): The Quickborn Sandston – a new lithostratigraphic unit in the lowermost Middle Buntsandstein (Scythian).- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1998** (7-8): 797-812; Stuttgart.
- ROMAN, A. (2002): Zyklische Sedimentation im Mittleren Buntsandstein des südlichen Sachsen-Anhalt.- In: HÜSSNER, H., HINDERER, M., GÖTZ, A. & PETSCHICK, R. (Hrsg.): Sediment 2002; 17. Sedimentologen-Treffen, Frankfurt a. M.-Darmstadt, 29.-31. Mai 2002: Kurzfassungen.- Schriftenr. dt. geol. Ges., **17**: 83; Hannover.
- ROMAN, A., KRZYWIEC, P. & SZEWCZYK, J. (2000): O możliwości zastosowania pomiarów naturalnego promieniowania gamma rdzeni wiertniczych do badań stratygraficznych, sedimentologicznych i analizy basenowej (wyniki pilotażowych badań utworów dolnego triasu z otworów Września IG-1 oraz Gorzów Wielkopolski IG-1).- Prz. Geol. **49** (10/1): 867-872; Warszawa.
- ROTH, W. (1976): Stratigraphische, lithofazielle und paläotektonische Untersuchungen im Buntsandstein (Nordhausen- bis Solling-Folge) des Subherzynen Beckens.- Freiburger Forsch.-H., **C 316**: 9-40; Freiberg.
- RUST, B. R. (1978): Depositional models for braided alluvium.- In: MIALL, A. (Hrsg.): Fluvial sedimentology.- Can. Soc. Petr. Geol. Mem., **5**: 605-625; Calgary.
- SARJEANT, W. A. S. & STANCLIFFE, R. P. W. (1994): The *Micrhystridium* and *Veryhachium* complexes (Acritarcha: Acathomorphitae and Polygonomorphitae): a taxonomic reconsideration.- Micropaleontology, **40** (1): 1-77; New York.
- SCHLAGER, W. (1993): Accomodation and supply – a dual control on stratigraphic sequences.- Sedim. Geol., **86**: 111-136; Amsterdam.
- SCHÖN, M (1967): Hystrichosphaerideen aus dem Mittleren Buntsandstein von Thüringen.- Mber. Deut. Akad. Wiss. Berlin, **9** (6-7): 527-535; Berlin.
- SCHRANK, E. (1984): Organic-walled microfossils and sedimentary facies in the Abu Tartur phosphates (Late Cretaceous, Egypt).- Berliner Geowiss. Abh., **A 50**: 177-187; Berlin.

- SCHÜLER, F. (1976): Der Buntsandstein im Nordosten der DDR.- Jb. Geol., **7/8**: 81-86; Berlin.
- SCHÜLER, F., BEUTLER, G. & FRANZKE, H. J. (1989): Über synsedimentäre Bruchtektonik an der Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein auf der Hermundurischen Scholle.- Hall. Jb. f. Geowiss., **14**: 49-54; Gotha.
- SCHULZE, G. (1969): Der Untere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete.- Geologie, **8**, 1: 5-20; Berlin.
- SEHNERT, M. (1991): Beiträge zur Biostratigraphie epizonaler Metamorphite in der Wippraer Einheit (Harz).- Dissertation, Universität Halle, 119 S.; Halle (Saale). [unveröffentlicht]
- SEIDEL, G. (1965): Zur Ausbildung des Mittleren Buntsandsteins im thüringischen Eichsfeld.- Geologie, Berlin **14**: 443-448; Berlin.
- SEIDEL, G. (1992): Thüringer Becken.- Geologischer Führer Nr. 85: 210 S. Bornträger-Verlag, Berlin-Stuttgart.
- SENKOWICZOWA, H. (1965): Stratygrafia osadów retu na obszarze monokliny przedsudeckiej.- Kwart. Geol., **9** (4): 745-758; Warszawa.
- SENKOWICZOWA, H. (1970): Trias.- In: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.- Prace IG, **56**: 7-46; Warszawa.
- SENKOWICZOWA, H. & ŚLĄCZKA, A. (1962): Pstry piaskowiec na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.- Rocznik Pol. Tow. Geol., **32** (3): 313-337; Kraków.
- SERRA, O. (1973): Geofizyka wiertnicza a stratygrafia (Diagraphies et stratigraphie, übersetzt vom Französisch: J. Frydecki).- Instrukcje i metody badań geologicznych, **20**: 64 S.; Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SHANLEY, K. W. & MCCABE, P. J. (1994): Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **78**, 4: 544-568; Tulsa, Oklahoma.
- SMULIKOWSKI, K. (1955): Minerale skałotwórcze: 360 S.; Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SOKOŁOWSKI, J. (1967): Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego.- Geol. sudet., **3**: 297-367; Warszawa.
- STANCLIFFE, R. P. W. (1990): Acritarchs and other non-dinophycean marine palynomorphs from the Oxfordian (Upper Jurassic) of Skye, western Scotland and Dorset, southern England.- Palynology, **14**: 175-192; Austin, Texas.
- STANCLIFFE, R. P. W. & SARJEANT, W. A. S. (1994): The acritarch genus *Veryhachium* Deunff 1954, emend. Sarjeant and Stancliffe 1994: a taxonomic restudy and a reassessment of its constituent species.- Micropaleontology, **40** (3): 223-241; New York.
- STOCKS, A. E. & LAWRENCE, S. R. (1993): Identification of source rocks from wireline logs. In: HURST, A., LOVELL, M. A., MORTON, A. C. (Hrsg.): Geological applications of wireline logs.- Geological Society Special Publications Classics: 241-254; London.

- STOVER, L. E., BRINKHUIS, H., DAMASSA, S. P., DE VERTEUIL, L., HELBY, R. J., MONTEIL, E., PARTRIDGE, A. D., POWELL, A. J., RIDING, J. B., SMELROR, M. & WILLIAMS, G. L. (1996): Chapter 19. Mesozoic – Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes.- In: JANSONIUS, J & MCGREGOR, D. C. (Hrsg.): Palynology: principles and Applications.- Am. Assoc. Strat. Palynologists Foundation, Vol. 2: 641-750; Publishers Press, Salt Lake City, Utah.
- STROTHER, P. K. (1996): Chapter 5. Acritarchs.- In: JANSONIUS, J & MCGREGOR, D. C. (Hrsg.): Palynology: principles and Applications.- Am. Assoc. Strat. Palynologists Foundation, Vol. 1: 81-106; Publishers Press, Salt Lake City, Utah.
- STYK, O. (1976): Die mikropaläontologische Charakteristik der Triasablagerungen im Westteil des Polnischen Flachlandes.- Jb. Geol., **7/8**: 115-118; Berlin.
- STYK, O. (1982): Biostratygrafia osadów epikontynentalnego triasu Polski na podstawie małżoraczków.- Biul. IG, **329**: 6-47; Warszawa.
- SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubenennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland.- Nachr. dt. geol. Ges., **49**: 76-81; Hannover.
- SWIRYDCZUK, K., WILKINSON, B. H. & SMITH, G. R. (1979): The Pliocene Glens Ferry Oolite: Lake margin carbonate deposition in the southwestern Snake River Plain.- J. Sedim. Petrol., **49**: 995-1004; Tulsa, Oklahoma.
- SZEWCZYK, J. (1987): Możliwość geofizycznego prognozowania stref mineralizacji uranowej w utworach triasu na obszarze syneklizy perybałtyckiej.- Prz. Geol., **35** (7): 394-402; Warszawa.
- SZULC, J. (1995): Schemat stratygrafii sekwencyjnej triasu pozaalpejskiego w Polsce; uwarunkowania eustatyczne i tektoniczne.- IV Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Materiały Konferencyjne, Sekcja Sedymentologiczna Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 112-113; Kraków.
- SZULC, J. (1998): Connections between Tethys and Germanic Basins in Triassic times.- Epicontinental Triassic International Symposium, Abstracts: Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft **5**: 169-170; Halle (Saale).
- SZULC, J. (2000): Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys ocean. - Ann. Soc.Geol. Polon., **70**: 1-48; Kraków.
- SZURLIES, M. (1997): Magnetostratigraphie und zyklische Stratigraphie im Unteren Buntsandstein des nördlichen und nordöstlichen Harzvorlandes (Sachsen-Anhalt).- Diplomarbeit, Universität Hannover, 85 S.; Hannover. [unveröffentlicht]

- SZURLIES, M. (2001): Zyklische Stratigraphie und Magnetostratigraphie des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland.- Dissertation, Universität Halle, 116 S.; Halle (Saale). [unveröffentlicht]
- SZURLIES, M. (2002): Zyklus- und Magnetostratigraphie des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland.- In: HÜSSNER, H., HINDERER, M., GÖTZ, A. & PETSCHICK, R. (Hrsg.): Sediment 2002; 17. Sedimentologen-Treffen, Frankfurt a. M.-Darmstadt, 29.-31. Mai 2002: Kurzfassungen.- Schriftenr. dt. geol. Ges., **17**: 201-202; Hannover.
- SZURLIES, M., MENNING, M., NOWACZYK, N. R., BACHMANN, G. H. (2000): Magnetostratigraphy and cyclic stratigraphy of the Lower Buntsandstein (Central Germany).- Terra Nostra, **10**: 105-107; Potsdam.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA, A. (1973): Korelacja profilów dolnego i środkowego pstręgo piaskowca w zachodniej Polsce.- Kwart. geol., **17** (2): 261-273; Warszawa.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA, A. (1979): Trias dolny w północno-wschodniej Polsce.- Prace IG, **91**: 1-77; Warszawa.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA, A. (1980): Litostratygrafia pstręgo piaskowca w Polsce i projekt jej usystematyzowania.- Kwart. geol., **24** (2): 275-298; Warszawa.
- SZYPERKO-TELLER, A. (1982): Litostratygrafia pstręgo piaskowca na Pomorzu Zachodnim.- Kwart. Geol., **26**, 2: 341-368; Warszawa.
- SZYPERKO-TELLER, A. (1983): Trias dolny (pstry piaskowiec).- In: MAREK, S. (Hrsg.): Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża.- Prace IG, **103**: 102-114; Warszawa.
- SZYPERKO-TELLER, A. (1997a): Trias dolny (pstry piaskowiec). Litostratygrafia i litofacje. Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne.- In: MAREK, S. & PAJCHŁOWA, M. (Hrsg.): Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce.- Prace PIG, **143**: 112-117; Warszawa.
- SZYPERKO-TELLER, A. (1997b): Trias dolny (pstry piaskowiec). Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika.- In: MAREK, S. & PAJCHŁOWA, M. (Hrsg.): Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce.- Prace PIG, **143**: 121-132; Warszawa.
- TIETZE, K.-W. (1982): Zur Geometrie einiger Flüsse im Mittleren Buntsandstein (Trias).- Geol. Rd., **71** (3): 813-828; Stuttgart.
- TIETZE, K.-W. (1997): Ein Buntsandstein-Profil am Westrand der Hessischen Senke (Raum Marburg).- Geologica et Palaeontologica, **31**: 358-394; Marburg.
- TRUSHEIM, F. (1961): Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Weser und Ems.- Erdöl-Z., **77**: 361-367; Wien-Hamburg.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins.- Erdöl-Z., **79**: 277-292; Wien-Hamburg.

- TYSON, R. V. (1993): Palynofacies analysis.- In: JENKINS, D. G. (Hrsg.): Applied micropaleontology: 153-191; Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- USDOWSKI, H.-E. (1962): Die Entstehung der kalkoolithischen Fazies des norddeutschen Unteren Buntsandsteins.- Beitr. Mineral. Petrol., **8**: 141-179; Heidelberg.
- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies.- Am. Assoc. Pet. Geol., Methods Explor. Ser., **7**: 55 S.; Tulsa, Oklahoma.
- VECOLI, M. (2000): Palaeoenvironmental interpretation of microphytoplankton diversity trends in the Cambrian-Ordovician of the northern Sahara Platform.- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **160**: 329-346; Amsterdam.
- VISSCHER, H., BRUGMAN, W. A. & VAN HOUTE, M. (1993): Chronostratigraphical and sequence stratigraphical interpretation of the palynomorph record from the Muschelkalk of the Obernsees well, South Germany.- In: HAGDORN, H & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991.- Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, **2**: 145-152; Stuttgart.
- VOIGT, T. & GAUPP, R. (2000): Die fazielle Entwicklung an der Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein im Zentrum der Thüringer Senke.- Beitr. Geol. Thür., N.F.7: 55-71; Jena.
- VOIGT, T., BACHMANN, G. H. & GAUPP, R. (2001): Buntsandstein und Muschelkalk im Thüringer Becken.- In: R. GAUPP & S. VAN DER KLAUW (Hrsg.): Sediment 2001: Programm, Kurzfassungen, Exkursionsführer : Jena, 6.6.-8.6.2001.- Schriftenr. dt. geol. Ges., **13**: 137-169; Hannover.
- VOIGT, T., BACHMANN, G. H. & GAUPP, R. (2002): Buntsandstein und Muschelkalk im Thüringer Becken.- Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F. **84**: 151-189; Stuttgart.
- WAGNER, R. (1991): Stratigraphie des höchsten Zechsteins im Polnischen Zentralbecken.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **4**: 883-892; Stuttgart.
- WEBB, J. A. (1979): A reappraisal of the palaeoecology of conchostracans (Crustacea: Brachiopoda).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **158** (2): 259-275; Stuttgart.
- WEBER, J. (2000): Kieselsäurediagenese und gekoppelte Sedimentarchitektur – eine Beckenanalyse des Reinhardswald-Troges (Norddeutsches Becken, Solling-Folge, Mittlerer Buntsandstein).- Kölner Forum für Geol. und Paläont., **7/2000**:1-165; Köln.
- WEBER, J., RICKEN, W. (1999): Fluvial architecture and silica diagenetic pattern of the Solling Folge (Reinhardswald trough, Solling area, NW Germany).- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1998** (7-8): 747-767; Stuttgart.

- WHEELER, H. E. (1964): Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy.- Geol. Soc. Am. Bull., **75**: 599-610; Boulder, Colorado.
- WIERZBOWSKI, H. (1997): Regionalne interpretacje geologiczne na podstawie badań pstrego piaskowca z wypełnień krasowych w okolicach Chęcín (Góry Świętokrzyskie).- Prz. Geol. **45**, 7: 707-710; Warszawa.
- WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. ST. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. (Hrsg.) (1988): Sea-level changes: an integrated approach.- Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **42**: 407 S.; Tulsa, Oklahoma.
- WILSON, R. C. L. (1991): Sequence stratigraphy: an introduction.- Geoscientist, **1**: 13-23; London.
- WRIGHT, P. (1990): Carbonate sediments and limestones: constituents.- In: TUCKER, M. & WRIGHT, P.: Carbonate Sedimentology.: 1-27; Blackwell Scientific Publ., Oxford [u. a.].
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogenes (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke).- Berliner Geowiss. Abh., **A 54**: 1-104; Berlin.
- ZIEGLER, A.M., HULVER, M.L. & ROWLEY, D.B. (1997): Permian world topography and climate.- In: MARTINI, I.P. (Hrsg.): Late Glacial and Post-Glacial Environmental Changes - Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic: 111-146; Oxford University Press, New York.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Triassic rifts and facies patterns in Western and Central Europe.- Geol. Rd., **71** (3): 747-772; Stuttgart.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe.- 239 S.; Den Haag.

Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

Abbildungen

- Abb. 1: Lage der bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse.
- Abb. 2: Zusammenstellung der schematischen Logs für die Bestimmung der Lithologie (nach DAHNOV 1955 und FRICKE & SCHÖN 1999).
- Abb. 3: Methode der Messung der natürlichen Gamma-Strahlung mit der Heger-Sonde: a) im Aufschluss (nach HECKMANN & KRÄMER 1989 aus AIGNER et al. 1995), b) an einem Bohrkern.
- Abb. 4: Paläogeographie des Buntsandsteins im Germanischen Becken (nach ZIEGLER 1990, modifiziert).
- Abb. 5: Lage der für den Unteren Buntsandstein bearbeiteten Bohrungen und Verlauf der Korrelationslinie.
- Abb. 6: Hochauflösende Korrelation des Unteren Buntsandsteins. Kleinzyklische Gliederung des Unteren Buntsandsteins Polens.
- Abb. 7: Lithostratigraphie des Mittleren Buntsandsteins Polens im Arbeitsgebiet.
- Abb. 8: Lage der für den Mittleren Buntsandstein bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse auf der paläogeographischen Karte des Mittleren Buntsandsteins des Arbeitsgebiets.
- Abb. 9: Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein in Großwangen, a) Gesamtprofil mit Stratigraphie, Gamma-Kurve und Lage des Bildauschnitts b), Q.F.-? - vermutliches Äquivalent der Quickborn-Formation; b) detaillierte Skizze des Grenzbereiches.
- Abb. 10: Gliederung der Grenze Volpriehausen-/Detfurth-Formation im Übergangsbereich zwischen der Szczecin-Kalisz-Schwelle und dem Mittelpolnischen Trog.
- Abb. 11: Schema der Korrelation der deutschen und polnischen Lithostratigraphie des Mittleren Buntsandsteins.
- Abb. 12: Magnetostratigraphie des Unteren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens aus dem deutschen (SZURLIES et al. 2000, SZURLIES 2001) und polnischen Beckenteil (NAWROCKI 1997).
- Abb. 13: Zusammenstellung der Datierungen der Formationen des Mittleren Buntsandsteins mit biostratigraphischen und magnetostratigraphischen Methoden.
- Abb. 14: Kleinzyklus des Unteren Buntsandsteins mit stratigraphischer und genetischer Interpretation im lakustrinen Milieu. Nach BACHMANN (pers. Mitt.), BACHMANN et al. (2001) und SZURLIES (1997, 2001, 2002).
- Abb. 15: Lakustrine Zyklen in den „Dolomitischen Sandsteinen“, a) idealer Zyklus (von VOIGT & GAUPP 2000), b) Profil der Dolomitischen Sandsteine in Großwangen (ROMAN in VOIGT et al. 2001), sedimentäre Zyklen als Verflachungstendenzen dargestellt.
- Abb. 16: Korrelation der Gamma-Logs der Aufschlüsse aus dem südlichen Sachsen-Anhalt mit den Referenzbohrungen Roßleben 6 und Halle Süd 1/64. Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins als klassische Lithostratigraphie nach RADZINSKI (1995) und als Kleinzyklen nach der vorliegenden Arbeit.

- Abb. 17: Fluviale Zyklen aus dem Profil Leißling. a) und b) Beispiele aus dem Aufschluss, Pfeile symbolisieren die Sohlbankzyklen, c) Schema eines idealen Zyklus mit Wahrscheinlichkeit einzelner Faziesübergänge.
- Abb. 18: Modell eines a) idealen fluvialen Zyklus und b) eines verflochtenen Flusssystems in der Hardegsen-Formation, überhöht.
- Abb. 19: Fluviale Zyklen aus dem Profil Neue Welt/Schönburg. a) Beispiel aus der Solling-Formation, b) Beispiel aus der Hardegsen-Formation, Pfeile symbolisieren die Sohlbankzyklen, c) Schema eines idealen Zyklus mit Wahrscheinlichkeit einzelner Faziesübergänge.
- Abb. 20: Fluviale Zyklen aus dem Profil Nebra. a) Beispiel aus der Hardegsen-Formation, Pfeile symbolisieren die Sohlbankzyklen zweier Ordnungen, b) Schema eines idealen Zyklus aus der Hardegsen-Formation mit Wahrscheinlichkeit einzelner Faziesübergänge.
- Abb. 21: Korrelation des Gamma-Logs des Profils Altendorf mit der Referenzbohrung Leutra 1/62.
- Abb. 22: Fluviale Zyklen aus dem Profil Wióry. a) und b) Beispiele aus dem Aufschluss Wióry I, c) Schema eines idealen Zyklus aus dem Profil Wióry I und Wióry II mit Wahrscheinlichkeit einzelner Faziesübergänge. Pfeile symbolisieren die Sohlbankzyklen.
- Abb. 23: Lakustriner Zyklus aus dem Profil Baalberge. a) ein idealisierter Zyklus mit Sedimentstrukturen, b) Beispiel aus dem Aufschluss. Pfeil symbolisiert einen Dachbankzyklus.
- Abb. 24: Modell eines Playa-Sees mit Faziesverteilung. Nach VOIGT & GAUPP (2000), geändert.
- Abb. 25: Lakustrine Zyklen, Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1. a) idealisierter symmetrischer Zyklus, b) Beispiel aus der Volpriehausen-Formation, c) Beispiel aus der Detfurth-Formation.
- Abb. 26: Profil des Volpriehausen-Sandsteins (V.F.) und des Grenzbereichs Unterer/Mittlerer Buntsandstein in Großwangen mit dem Gamma-Log (ROMAN in VOIGT et al. 2001), Q.F.-? - vermutliches Äquivalent der Quickborn-Formation, B.F.- Bernburg-Formation.
- Abb. 27: Wechsellagerung der Dünen- (D) und Zwischendünensedimente (ID) in den Tumlin-Schichten, a) im Aufschluss Tumlin mit Gamma-Log, b) im Aufschluss Sosnowica (von GRADZINSKI & UCHMAN 1994), ca. 10 km SE vom Aufschluss Tumlin.
- Abb. 28: Acritarchen-, Prasinophyceen- und Foraminiferen-Fundstellen im östlichen Teil des Germanischen Buntsandsteinbeckens.
- Abb. 29: Faziale Ausbildung und Base-Level-Zyklen im Unteren Buntsandstein.
- Abb. 30: Modell der oolithischen Sedimentation (a) und der Ausbildung einzelner Kleinzyklen (b) mit zunehmender Wasserzufuhr im Playa-System des Unteren Buntsandsteins während eines Base-Level-Zyklus höherer Ordnung.
- Abb. 31: Faziale und sequenzstratigraphische Interpretation mittels Base-Level-Zyklen des Mittleren Buntsandsteins der Thüringen-Westbrandenburg-Senke (Bohrung Halle Süd 1/64).

- Abb. 32: Fazielle und sequenzstratigraphische Interpretation mittels Base-Level-Zyklen des Mittleren Buntsandsteins der nordwestlichen Szczecin-Kalisz-Schwelle (Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1).
- Abb. 33: Rekonstruktion der Faziesverteilung im Mittleren Buntsandstein des Arbeitsgebiets: in der a) – d) Volpriehausen-Formation, e) Detfurth-Formation, f) Hardeggen-Formation und g) Solling-Formation.
- Abb. 34: Fazielle Ausbildung und Base-Level-Zyklen im Mittleren Buntsandstein.

Tabellen

- Tab. 1: Charakteristik der Kleinzyklen der Calvörde-Formation im Arbeitsgebiet.
- Tab. 2: Charakteristik der Kleinzyklen der Bernburg-Formation im Arbeitsgebiet.
- Tab. 3: Mächtigkeiten der einzelnen Formationen des Mittleren Buntsandsteins in den bearbeiteten Bohrprofilen.
- Tab. 4: Schema der Korrelation der Kleinzyklen im Mittleren Buntsandstein von Nordwestdeutschland, vom östlichen Germanischen Becken und von der Thüringer Mulde.
- Tab. 5: Polnische Lithostratigraphie des Buntsandsteins inklusive bisherigen Korrelationen mit der deutschen Gliederung.
- Tab. 6: Zusammenstellung der Faziestypen des fluviatilen Milieus.

Verzeichnis der Anhänge und Anlagen

Anhänge

- Anh. 1: Angaben zur Stratigraphie und Korrelation des Mittleren Buntsandsteins der dargestellten Bohrungen
- Anh. 2: Beschreibung der Aufschlüsse
- Anh. 3: Ergebnisse der palynologischen Analyse
- Anh. 4: Ergebnisse der REM/EDX-Analyse
- Anh. 5: Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)
- Anh. 6: Ergebnisse der C- und O-Isotopen-Analyse
- Anh. 7: Markow-Ketten-Matrizes

Anlagen

- Anl. 1: Legende zu Abb. 15, 17 – 19, 21, 23, 24, 26, 31, 32 und Anl. 4 – 16
- Anl. 2: Hochauflösende Korrelation des Unteren Buntsandsteins zwischen Deutschland und Polen im östlichen Teil des Germanischen Beckens
- Anl. 3: Hochauflösende Korrelation des Mittleren Buntsandsteins zwischen Deutschland und Polen im östlichen Teil des Germanischen Beckens
- Anl. 4: Großwangen: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 5: Baalberge: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 6: Altendorf: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 7: Leißling: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 8: Schönburg: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 9: Neue Welt/Schönburg: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 10: Nebra: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 11: Wióry I: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 12: Wióry II: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 13: Tumlin: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 14: Halle Süd 1/64: lithologisches Profil 1:100
- Anl. 15: Gorzów Wielkopolski IG1: lithologisches Profil 1:100

Anl. 16: Września IG1. Überblick zum lithologischen Profil

Anl. 17: Września IG1: lithologisches Profil 1:50 (Aufnahme KIERSNOWSKI & ROMAN in KRZYWIEC 2000)

Angaben zur Stratigraphie und Korrelation des Mittleren Buntsandsteins der dargestellten Bohrungen

Anhang 1

Die Zitate, die hier nicht erläutert werden, sind im Literaturverzeichnis zu finden.

Bohrungen in Deutschland (alphabetische Reihenfolge)

Burg 10

Die Lithostratigraphie wurde im Zuge der Bohrkernaufnahme festgelegt (Bohrungsbericht) und von SCHÜLER (1986) neu bearbeitet. SCHÜLER legte die Grenze Hardegsen-/Solling-Formation neu fest. In der Erstinterpretation wurde der Sandsteinkomplex als Solling-Basissandstein angenommen, der im Profil des Mittleren Buntsandsteins die höchste Position einnimmt. In der Neubearbeitung wurde die Grenze 23 m tiefer gestellt, zwei weitere Kalksandsteinkomplexe umfassend, die früher in die Hardegsen-Formation eingestuft wurden. Die weiteren Grenzen blieben unverändert. In der vorliegenden Arbeit wurden alle Formationsgrenzen an die Basis der Sandstein- bzw. Kalksandsteinkomplexe gestellt. Im Vergleich zur SCHÜLER'schen Gliederung wurden die Grenzen Detfurth-/Hardegsen- und Hardegsen-/Solling-Formation um einige Meter höher gestellt, so dass die unterliegende Formation immer von starken Ausschlägen in der Gamma-Kurve abgeschlossen wird.

SCHÜLER, F. (1986): Regionale Korrelationsprofile, Trias Altmark, Mittlerer Buntsandstein (4).- Archiv des Landesamtes für Geologie und Bergwesen; Halle. [unveröffentlicht]
Abschlußbericht der Suchbohrung Burg 10/74.- Archiv des Landesamtes für Geologie und Bergwesen; Halle. [unveröffentlicht]

Großziethen 1/73

Die Lithostratigraphie wurde von FRITSCH (1973) festgelegt. Der Autor hat die vier Formationen des Mittleren Buntsandsteins ausgegliedert. In allen Formationen wurde ein basaler Sandstein und eine Wechselfolge festgestellt.

FRITSCH, W. (1973): Abschlußbericht für die regionale Suchbohrung E Groß Ziethen 1/73.- Archiv des Landesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg; Kleinmachnow. [unveröffentlicht]

Hakel 104/105

Die Lithostratigraphie wurde von LUTZENS & ROSENBERG (1984a, b) zuerst festgelegt und von SCHÜLER & SCHULZE (1986) neu bearbeitet. In der vorliegenden Arbeit wurde die Gliederung von SCHÜLER & SCHULZE übernommen, die vier Formationen des Mittleren Buntsandsteins ausgegliedert haben. Jede Formation wurde weiter in einen basalen Sandstein und eine Wechselfolge unterteilt (SCHÜLER & SCHULZE 1986).

LUTZENS, H. & ROSENBERG, G. (1984): Bohrbericht Bohrung Hakel 104.- Archiv des Landesamtes für Geologie und Bergwesen; Halle. [unveröffentlicht]

LUTZENS, H. & ROSENBERG, G. (1984): Bohrbericht Bohrung Hakel 105.- Archiv des Landesamtes für Geologie und Bergwesen; Halle. [unveröffentlicht]

SCHÜLER, F., & SCHULZE, G. (1986): Regionale Korrelationsprofile; Trias Subherzyn/Scholle von Calvörde; Mittlerer Buntsandstein I.- Archiv des Landesamtes für Geologie und Bergwesen; Halle. [unveröffentlicht]

Halle Süd 1/64

Die Lithostratigraphie wurde von RADZINSKI (1964) festgelegt und weiter in seiner Dissertation (1966) bearbeitet. Die Gliederung wurde in der vorliegenden Arbeit übernommen.

RADZINSKI, K.-H. (1964): Kernmarschverzeichnis der Kartierungsbohrung Halle Süd 1/64.- Archiv des Landesamtes für Geologie und Bergwesen; Halle. [unveröffentlicht]

Kali-Farsleben 3/85

Die Lithostratigraphie wurde aus Archivdaten bestimmt und in die vorliegende Arbeit übernommen.

Abschlußbericht der Suchbohrung Kali Farsleben 3/85.- Archiv des Landesamtes für Geologie und Bergwesen; Halle. [unveröffentlicht]

Luckenwalde 1/80

Die Lithostratigraphie wurde von BEUTLER et al. (1981) festgelegt. Es wurden Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Formation ausgegliedert. In allen Formationen wurde ein basaler Sandstein und eine Wechselfolge festgestellt.

BEUTLER, G., SCHÜLER, F. & WENDLAND, F. (1981): Ergebnisbericht Forschungsbohrung E Luckenwalde 1/80.- Archiv des Landesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg; Kleinmachnow. [unveröffentlicht]

Oderberg 1/64

Die Lithostratigraphie wurde von FROHSE et al. (1964) festgelegt. Es wurden vier Formationen des Mittleren Buntsandsteins ausgegliedert. Eine detailliertere Bearbeitung wurde von PUFF (1976a) vorgestellt. Diese Gliederung wurde in der vorliegenden Arbeit übernommen.

FROHSE, D., GEß, J. & UNGER (1964): Abschlußbericht Bohrung Oderberg 1/64.- Archiv des Landesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg; Kleinmachnow. [unveröffentlicht]

Roßleben 6

Die Lithostratigraphie wurde zuerst von PINKOW (1976) bestimmt und von RADZINSKI (1995) weiter bearbeitet. In der vorliegenden Arbeit wurde die Gliederung von RADZINSKI übernommen.

PINKOW, W. (1976): Abschlußbericht der Suchbohrung Kali Roßleben 6/76.- Archiv des Landesamtes für Geologie und Bergwesen; Halle. [unveröffentlicht]

Wegeleben 1h/65

Die Lithostratigraphie wurde von SCHÜLER & SCHULZE (1986; Zitat siehe Bohrung Hakel 104/105) festgelegt. In der vorliegenden Arbeit wurde die Stratigraphie modifiziert. Der tonige Abschnitt, der von SCHÜLER & SCHULZE in die Hardegsen-Formation eingestuft wurde, wurde in dieser Arbeit auf Grund der überregionalen Korrelation als höchste Detfurth-Formation eingestuft.

Wriezen 1/82

Die Lithostratigraphie wurde von PRIEBE et al. (1983) festgelegt. Es wurden vier Formationen des Mittleren Buntsandsteins ausgegliedert. In allen Formationen wurde ein basaler Sandstein und eine Wechselfolge festgestellt.

PRIEBE, LANGE, & SCHULZ (1983): Abschlußbericht der Suchbohrung E Wriezen 1/82.- Archiv des Landesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg; Kleinmachnov. [unveröffentlicht]

Bohrungen in Polen (alphabetische Reihenfolge)

Gorzów Wielkopolski IG1

Die lithostratigraphische Gliederung wurde von SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1973, 1979) durchgeführt. Im Mittleren Buntsandstein wurde die untere und obere Pommern-Formation ausgegliedert. Zwischen dem Mittleren und Oberen Buntsandstein wurde eine Schichtlücke festgestellt, die die Połczyn-Formation umfasst. Als basales Röt wurden die klastischen „Schichten unter den Evaporiten“ eingestuft. Ein anderes stratigraphisches Modell wurde von FUGLEWICZ (1980) ausgearbeitet. Unterer und Mittlerer Buntsandstein wurden als eine Einheit betrachtet und in Sub-Oolith-Schichten, Untere Oolith-Schichten, Zwischen-Oolith-Schichten, Obere Oolith-Schichten und Supra-Oolith-Schichten gegliedert. Die Obere-Oolith-Schichten sind mit dem Mittleren Buntsandstein sensu SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA korrelierbar, wobei der unterste Teil zum Unteren Buntsandstein SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKAS gehört. Die Supra-Oolith-Schichten entsprechen den basalen „Schichten unter den Evaporiten“, wodurch die Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein von FUGLEWICZ höher gestellt wurde als die Grenze von SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA.

Mikropaläontologische Untersuchungen wurden von ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977, 1984) und FUGLEWICZ (1980) durchgeführt. Die Ergebnisse von FUGLEWICZ wurden von MRCINKIEWICZ (1992) erweitert. ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA hat innerhalb des Mittleren Buntsandsteins zwei Miosporen-Zonen ausgegliedert. Die Zone *Densoisporites neburgii*-Acritarcha ist für den unteren Teil des Mittleren Buntsandsteins, die Zone *Densoisporites neburgii* – für den höheren Teil des Mittleren Buntsandsteins charakteristisch. FUGLEWICZ (1980) hat die Makrosporen-Zone *Trileites polonicus*-*Pusulospirites populosus* ausgegliedert, die den gesamten Mittleren Buntsandstein charakterisiert. MARCINKIEWICZ (1992) hat die Zone von FUGLEWICZ weiter zweigeteilt, wobei die Zone *Trileites polonicus* im tieferen, die Zone *Tarchirella daciae* im höheren Mittleren Buntsandstein vorkommt.

Die erste Korrelation mit der deutschen Stratigraphie wurde von PUFF (1976a) vorgeschlagen, der die lithologischen Komplexe verglichen hat. In der vorliegenden Arbeit wurde die Korrelation von PUFF auf die Gamma-Messungen übertragen und detailliert der polnischen Gliederung gegenübergestellt. Die untere Pommern-Formation sensu SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1973) ist mit der Volpriehausen-Formation zu korrelieren, die obere Pommern-Formation entspricht der Detfurth-Formation, die Solling-Formation wird mit den „Schichten unter den Evaporiten“ korreliert. Die Schichtlücke umfasst die gesamte Hardeggen-Formation und kann mit der H-Diskordanz korreliert werden.

Kalisz IG1

Die Lithostratigraphie wurde von GAJEWSKA (1978) festgelegt. Von der Autorin wurde die Gliederung in Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandstein eingeführt. Eine detailliertere Gliederung des Mittleren Buntsandsteins in Połczyn- und Pommern-Serien wurde von GAJEWSKA diskutiert. Die Pommern-Formation wurde in der vorliegenden Arbeit mit der Volpriehausen- und der basalen Detfurth-Formation korreliert; die Połczyn-Formation entspricht der oberen Detfurth-, Hardeggen- und der unteren Solling-Formation. Die obere Solling-Formation wurde mit den detritischen Schichten (~ „Schichten unter den Evaporiten“) des basalen Röts korreliert, womit die Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein im Profil nach oben verschoben wurde. Die Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein wurde von GAJEWSKA übernommen.

Mikropaläontologische Untersuchungen wurden von MARCINKIEWICZ (1992) durchgeführt. Sie hat das Vorkommen der stratigraphisch bedeutenden Makrospore *Tarchirella daciae* festgestellt.

GAJEWSKA, I. (1978): Trias dolny.- In: Deczkowski, Z. (Ed.): Kalisz IG1.- Profile głębokich otworów wiertniczych, 46: 21-23, 35-37; Warszawa.

Konary IG1

Die Lithostratigraphie des Mittleren Buntsandsteins wurde von SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1977) und SZYPERKO-TELLER (1983) eingeführt. Die Autorin hat zwei Serien: Pommern-Serie und Połczyn-Serie ausgegliedert. In beiden Serien (später als Formationen betrachtet, SZYPERKO-TELLER 1997) wurde ein unterer und ein oberer Teil ausgegliedert. Die untere Pommern-Serie entspricht der Volpriehausen-Formation, Kleinzyklen smV, 1 bis 3, die obere Pommern-Serie entspricht der Volpriehausen-Formation, Kleinzyklus smV, 4. Die untere Połczyn-Serie wurde mit der Detfurth- und der Hardeggen-Formationen korreliert und die obere Połczyn-Serie (in der vorliegenden Arbeit mit dem Świdwin-Member korreliert) entspricht der Solling-Formation. Die Grenzen zum Unteren und Oberen Buntsandstein stimmten mit der von SZYPERKO-TELLER (1983) überein. Der basale Sandstein des polnischen Röt wurde in der Bohrung ebenfalls in den Oberen Buntsandstein eingestuft.

Mikropaläontologische Untersuchungen wurden von FUGLEWICZ (1980) durchgeführt. Der Autor hat die Makrosporenzone *Trileites polonicus-Pusulospirites populosus* ausgegliedert. Die Zone erstreckt sich von 2770 m bis 2945 m und umfasst fast die gesamte Volpriehausen-Formation.

Ośno IG2

Die Lithostratigraphie wurde von GAJEWSKA (1983) bestimmt. Sie hat die Gliederung in Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandstein eingeführt. Die Grenze zwischen dem Unteren und Mittleren Buntsandstein wurde in der vorliegenden Arbeit übernommen. Die Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein wurde geändert und höher im Profil angesiedelt. Das basale Röt - die detritischen Schichten (~ „Schichten unter den Evaporiten“) wurden mit der Solling-Formation korreliert und damit in den Mittleren Buntsandstein eingestuft.

GAJEWSKA, I. (1983): Trias dolny.- In: GAJEWSKA, I. (Ed.): Ośno IG2.- Profile głębokich otworów wiertniczych, 57: 22-25; Warszawa.

Poznań GN1, Chrzypsko 1, Pniewy 1

Die Lithostratigraphie der Bohrungen Poznań GN1 und Chrzypsko 1 wurde auf der Basis von Schichtenverzeichnisse (Bohrarchiv des Geologischen Zentralarchivs und des Geologischen Büros „Geonafra“ des PGNiG S.A., Warszawa) festgelegt. Die Liegend- und Hangendgrenzen des Mittleren Buntsandsteins wurden dort bestimmt und in der vorliegenden Arbeit übernommen. Eine detailliertere Stratigraphie wurde aus der Korrelation mit der nahe gelegenen Bohrung Pniewy 1 abgeleitet. Die Bohrung Pniewy 1 wurde von GAJEWSKA & SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1979) und von KULIKOWSKI (1979) bearbeitet. Im Mittleren Buntsandstein wurden die untere und die obere Pommern-Serie ausgegliedert. Die Połczyn-Serie fehlt vollständig. Das basale Röt – „Schichten unter den Evaporiten“ – wurde in der vorliegenden Arbeit in den Mittleren Buntsandstein eingestuft und mit der Solling-Formation korreliert. Die obere Pommern-Formation wurde mit der unteren Solling-Formation korreliert. Eine Schichtlücke, die die Połczyn-Formation umfasst könnte mit einer internen Solling-Diskordanz korreliert werden.

Środa Wielkopolska IG2/3

Die Lithostratigraphie wurde von GAJEWSKA (1982) bestimmt. Es wurde eine Gliederung in Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandstein eingeführt. Die Liegendgrenze des Mittleren Buntsandsteins wurde in der vorliegenden Arbeit übernommen. Die Hangendgrenze wurde nach

oben verschoben. Das unterste Röt – die detritischen Schichten (~ „Schichten unter den Evaporiten“) wurden mit dem Kleinzyklus smS, 2 der Solling-Formation korreliert und damit in den Mittleren Buntsandstein eingestuft.

Mikropaläontologische Untersuchungen wurden von ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1977) und MARCINKIEWICZ (1992) durchgeführt. ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA hat die Mikrosporenzonen *Densoisporites nejburgii* und *Densoisporites nejburgii-Cykloverrutriletes preselensis* ausgegliedert. MARCINKIEWICZ hat das Vorkommen von stratigraphisch bedeutenden Megasporen *Trileites polonicus* und *Tarchirella daciae* festgestellt.

GAJEWSKA, I. (1982): Trias dolny.- In: GAJEWSKA, I. & RACZYŃSKA, A. (Ed.): Środa IG2, Środa IG3.- Profile głębokich otworów wiertniczych, 56: 35-39, 45-46; Warszawa.

Witaszyce GN1

Die Lithostratigraphie wurde auf der Basis vom Schichtenverzeichnis festgelegt (Bohrarchiv des Geologischen Zentralarchivs und des Geologischen Büros „Geonafra“ des PGNiG S.A., Warszawa), wo Unterer, Mittlerer und Oberer Buntsandstein ausgegliedert wurden. Die Liegend- und Hangendgrenze des Mittleren Buntsandsteins wurden übernommen.

Września IG1

Die Lithostratigraphie wurde dem Bohrungsbericht (Bohrarchiv des Geologischen Zentralarchivs, Warszawa) entnommen, wo Unterer, Mittlerer und Oberer Buntsandstein ausgegliedert wurden. Die Liegend- und Hangendgrenze des Mittleren Buntsandsteins wurden in der vorliegenden Arbeit übernommen.

Mikropaläontologische Untersuchungen wurden von FUGLEWICZ (1980) durchgeführt. Von diesem Autor wurde die Megasporenzone *Trileites poplonicus-Pusulospores populosus* ausgegliedert.

Alphabetische Liste der Aufschlüsse

Lokalität	Meßtischblatt (TK25)	Rechtswert	Hochwert
Altendorf	5135 Jena Süd	R 4471200	H 5633175
Baalberge	4236 Bernburg (Saale)	R 4485250	H 5738050
Großwangen	4735 Nebra (Unstrut)	R 4467850	H 5681500
Leißling	4837 Weißenfels Süd	R 4494150	H 5672000
Nebra	4735 Nebra (Unstrut)	R 4470350	H 5682800
Neue Welt	4837 Weißenfels Süd	R 4490325	H 5668900
Schönburg	4837 Weißenfels Süd	R 4490925	H 5669825
Tumlin (PL)	143.24 Miedziana Góra	R 601550	H 505350
Wióry I (PL)	144.23 Kunów	R 645025	H 504125
Wióry II (PL)	144.23 Kunów	R 644875	H 504325

PL – Aufschluss in Polen

Altendorf

Beschreibung und Lage: Sandgrube im Betrieb, ca. 1 km ESE vom Ort Altendorf, ca. 0,25 km westlich von B 88 zwischen Rothenstein und Kahla.

Stratigraphie: fast gesamte Detfurth-Formation (ohne den untersten Teil des Detfurth-Sandsteins), Liegende der Hardegsen-Formation.

Dominierende Lithologie: grau-violett-rötliche siltige feinkörnige Sandsteine.

Mächtigkeit: 28 m

Genaueres Profil: Anlage 5

Baalberge

Beschreibung und Lage: Tongrube im Betrieb, ca. 1,25 km NW vom Ort Baalberge bei Bernburg.

Stratigraphie: untere Volpriehausen-Wechselfolge, Grenzbereich zwischen Kleinzyklen smV, 1/2.

Dominierende Lithologie: rotbraune und grüngraue feinclaminierte siltige Tonsteine mit weißgrauen Sandsteinen im oberstem Abschnitt.

Mächtigkeit: 24 m

Genaueres Profil: Anlage 4

Großwangen

Beschreibung und Lage: aufgelassener Steinbruch auf dem rechten Unstrutprallhang ca. 0,5 km westlich vom Ort Großwangen bei Nebra.

Stratigraphie: Hangende der Bernburg-Formation (Dolomitische Sandsteine) und Volpriehausen-Sandstein.

Dominierende Lithologie: im unteren Teil hellgraue fein- bis mittelkörnige Sandsteine, in der Mitte rotbraune siltige Tonsteine, im oberen Teil bunte fein- bis grobkörnige sehr schlecht zementierte Sandsteine.

Mächtigkeit: 18,5 m

Genaueres Profil: Anlage 3

Siehe auch: HEINZELMANN (1962), RADZINSKI (1966, 1967a), GAUPP et al. (1998), VOIGT & GAUPP (2000), VOIGT et al. (2001, 2002)

Leißling

Beschreibung und Lage: natürlicher Schluchthang am Friedhof im Ort Leißling bei Weißenfels.

Stratigraphie: Hangende der Detfurth-Formation (oberster Detfurth-Ton), untere Hardegsen-Formation: Kleinzyklen smH, 1 und 2.

Dominierende Lithologie: rötliche und gelbliche Sandsteine mit bunten siltig-sandig-tonigen Einschaltungen.

Mächtigkeit: 36 m, lückenhaft

Genaueres Profil: Anlage 6

Siehe auch: RADZINSKI (1966, 1967a, b)

Nebra

Beschreibung und Lage: aufgelassener Steinbruch auf dem rechten Unstrutprallhang am südlichen Ortsrand von Nebra.

Stratigraphie: Hangende der Hardegsen-Formation (oberer Teil des Kleinzyklus smH, 3 und Kleinzyklus smH, 4) und Solling-Formation: Kleinzyklen smS, 1, fast kompletter smS, 2 (nur unterster Teil für die Aufnahme zugänglich).

Dominierende Lithologie: im unteren Teil rötliche fein- bis mittelkörnige Sandsteine mit rotbraunen siltig-tonigen Einschaltungen, im oberen Teil gelbliche fein- bis grobkörnige, teilweise konglomeratische Sandsteine.

Mächtigkeit: 20 m

Genaueres Profil: Anlage 9

Siehe auch: HEINZELMANN (1962), RADZINSKI (1966, 1967a), GAUPP et al. (1998), VOIGT et al. (2001, 2002)

Neue Welt/Schönburg

Beschreibung und Lage: natürlicher Saalehang ca. 0,5 km SW von Schönburg, mehrere Aufschlussteile, Entfernung zwischen dem südlichsten und nördlichsten Aufschlussabschnitt: ca. 350 m.

Stratigraphie: Hangende der Hardegsen-Formation (oberer Teil des Kleinzyklus smH, 4) und Solling-Formation: Kleinzyklus smS, 1 und Basis des smS, 2.

Dominierende Lithologie: gelbliche fein- bis grobkörnige teilweise konglomeratische Sandsteine mit grauen siltig-sandig-tonigen Einschaltungen.

Mächtigkeit: 24 m, lückenhaft

Genaueres Profil: Anlage 8

Siehe auch: RADZINSKI (1966, 1967a, b)

Schönburg

Beschreibung und Lage: natürlicher Saalehang am nördlichen Ortsausgang in Schönburg (zwischen Naumburg und Weißenfels), oberer Teil - Schluchthang über den letzten Häusern am Nordrand des Ortes.

Stratigraphie: Hangende der Detfurth-Formation (oberster Detfurth-Ton), untere Hardegsen-Formation: Kleinzyklus smH, 1.

Dominierende Lithologie: rötliche und gelbliche Sandsteine mit bunten siltig-sandig-tonigen Einschaltungen.

Mächtigkeit: 15 m, lückenhaft

Genaueres Profil: Anlage 7

Siehe auch: RADZINSKI (1966, 1967a, b)

Tumlin

Beschreibung und Lage: Steinbruch teilweise im Betrieb am östlichen Hang des Grodowa Berges (Góra Grodowa), ca. 1,5 km nördlich von Tumlin, etwa 11 km nördlich von Kielce in Heilig-Kreuz-Gebirge.

Stratigraphie: Mittlerer Buntsandstein, Tumlin-Schichten.

Dominierende Lithologie: rote mittelkörnige Sandsteine.

Mächtigkeit: 18 m

Genaues Profil: Anlage 12

Siehe auch: GRADZIŃSKI et al. (1979), GRADZIŃSKI (1992), GRADZIŃSKI & UCHMAN (1994)

Wióry I

Beschreibung und Lage: Straßen- und Bauanschnitt bei Wassertalsperre am Fluss Świślina (rechte Flussseite), ca. 1 km nördlich vom Dorf Wióry, ca. 15 km westlich von Ostrowiec Świętokrzyski in Heilig-Kreuz-Gebirge.

Stratigraphie: Mittlerer Buntsandstein, Wióry-Sandstein-Formation (Labyrinthodontidae-Schichten).

Dominierende Lithologie: rote mittelkörnige Sandsteine mit rotbraunen siltig-tonigen Einschaltungen.

Mächtigkeit: 29,5 m

Genaues Profil: Anlage 10

Siehe auch: MADER & RDZANEK (1985), FUGLEWICZ et al. (1990), RDZANEK (1992, 1999)

Wióry II

Beschreibung und Lage: Straßenanschnitt an der linken Flussseite bei der Wassertalsperre am Fluss Świślina, ca. 1 km nördlich vom Dorf Wióry, ca. 15 km westlich von Ostrowiec Świętokrzyski in Heilig-Kreuz-Gebirge.

Stratigraphie: Mittlerer Buntsandstein, Grenzbereich zwischen Wióry-Sandstein-Formation und Kałków-Siltstein-Formation (Labyrinthodontidae-/Hieroglyphic-Schichten).

Dominierende Lithologie: im unteren Teil rote mittelkörnige Sandsteine mit rotbraunen siltig-tonigen Einschaltungen, im oberen Teil rotbraune siltige Tonsteine.

Mächtigkeit: 29,5 m

Genaues Profil: Anlage 11

Siehe auch: RDZANEK (1992, 1999)

Ergebnisse der palynologischen Analyse

Anhang 3

Fundort: Tongrube Baalberge

Analysen durchgeführt im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover

Bestimmung: Dr. Carmen Heunisch

Gruppen für statistische Bearbeitung	* Bezeichnung: Baa 150502/				
	Taxa	1 P-Nr.	2	3	4
		72481	72482	72483	72484
Prasinophyceen	<i>Leiosphaeridia</i> sp. B Ecke 1986	28	2		2
	<i>Leiosphaeridia</i> sp. A Ecke 1986		3	3	2
	<i>Leiosphaeridia</i> sp. 1 (groß, dünnwandig)	6	27	2	
	<i>Leiosphaeridia</i> sp. 2 (spindelförmig eingerollt)	3	12	1	4
	<i>Nostocopsis</i> sp. (cf. Forma Y Ecke 1986)	16	15	13	11
<i>Incertae sedis</i>	<i>Microsporionites cacheutensis</i>		3		
Chlorococcales	<i>Syndesmosphaerion klarii</i> Ecke 1986	8	8	35	7
	<i>Syndesmosphaerion volpriehausensis</i> Ecke 1986	2	2	23	23
	<i>Syndesmosphaerion paulii</i> Ecke 1986			1	
Indet	Alge indet 1 (schlauchförmig)	1			
	Alge indet 2 (sackartig)		3		
Sporen	<i>Densoisporites</i> spp.	12	1	6	13
	<i>Endosporites papillatus</i>				3
	<i>Cycadopites</i> sp.		1		
	Sporenrest indet	9	16	13	
Pollen	Pollen div., indet	2	3	3	
Indet	indet	13	4		
	Summe	100	100	100	65

Prozentualer Anteil Probe*	Prasino- phyceen	Chloro- coccales	Sporen	Pollen	Indet/ Incertae sedis
Baa 150502/1	53	10	21	2	14
Baa 150502/2	59	10	18	3	10
Baa 150502/3	19	58	19	3	-
Baa 150502/4	29	46	25	-	-

* Die Proben wurden im Profil von unten nach oben nummeriert. Die Probe mit Bezeichnung Baa 150502/1 liegt am tiefsten. Die Lage der Proben siehe Anl. 5.

Ergebnisse der REM/EDX-Analyse

Anhang 4

Fundort: Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1

Analysen durchgeführt am Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum, Halle

Teufe (m)	Probe	Chemische Zusammensetzung (Gw.%)								Abbil- dung
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	
2126,2	2126b	82,9	0,0	4,4	4,9	0,0	3,1	4,7	0,0	Taf. 16, Fig. 5
	2126d3	52,1	8,4	22,9	0,0	5,8	0,6	10,2	0,0	Taf. 16, Fig. 6
	2126d2	58,5	11,2	14,2	0,2	6,2	0,7	9,0	0,0	
	2126d	57,5	8,1	17,5	0,3	6,8	0,6	9,2	0,0	
2125,1	2125a	46,1	28,1	3,7	10,0	1,6	0,4	9,5	0,6	-

(Werte auf 100 % normiert)

Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Anhang 5

Fundort: Leißling

Analysen durchgeführt am Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum, Halle

Probe aus dem Detfurth-Ton, Lage: 0,5 m über der Profilssole (Anl. 7)

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	K ₂ O %	MgO %	TiO ₂ %	CaO %	Na ₂ O %	P ₂ O ₅ %	MnO %
55,40	21,40	9,76	7,96	3,18	0,92	0,55	0,24	0,20	0,06

SO ₃ ppm	Ba ppm	Rb ppm	Cl ppm	Zr ppm	Sr ppm	Zn ppm	Y ppm
793	457	370	241	232	204	108	53

Ergebnisse der C- und O-Isotopen-Analyse

Anhang 6

Fundort: Bohrung Gorzów Wielkopolski IG1
 Lindenschlucht bei Seeburg*, Sachsen-Anhalt
 Nelben*, Sachsen-Anhalt

Analysen durchgeführt an der Universität Liverpool von Dipl.-Geol. Susanne Schmid

Fundort	Teufe (m)	Stratigraphie	$\Delta^{13}\text{C vs. PDB}$	$\Delta^{18}\text{O vs. PDB}$
Gorzów Wlkp. IG1	2125,1	smDW	0,185	-4,771
	2126,2	smDW	0,133	-5,357
	2134,2	smDS	-2,708	-5,926
Lindenschlucht	-	suB ζ	0,297	-6,604
Nelben	-	suC $\alpha 1$	-2,409	-7,786

smDW - Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Wechselfolge
 smDS - Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-Sandstein
 suB ζ - Unterer Buntsandstein, Bernburg-Formation, Oolith-Horizont ζ
 suC $\alpha 1$ - Unterer Buntsandstein, Calvörde-Formation, Oolith-Horizont $\alpha 1$

*Genaue Lage der Aufschlüsse siehe RADZINSKI (1996) und SZURLIES (1997, 2001)

Die Matrizes werden nach GRADZIŃSKI et al. (1986), S. 384-387 zusammengestellt.

Matrix 1 Ausgezählte Faziesübergänge

Zeilen: liegende Fazies (i)

Spalten: hangende Fazies (j)

Matrix 2 Wahrscheinlichkeit der einzelnen Faziesübergänge

$$p_{ij} = n_{ij} / n_i$$

n_{ij} – Anzahl der Übergänge von Fazies i zur Fazies j

n_i – Anzahl des Auftretens von Fazies i

Matrix 3 Wahrscheinlichkeit des Zufallsauftretens von Fazies j über Fazies i

$$e_{ij} = n_j / (N - n_i)$$

n_j – Anzahl des Auftretens von Fazies j

N – Anzahl des Auftretens aller Fazies im Profil

Matrix 4 Differenzmatrix

$$p_{ij} - e_{ij}$$

Je größer ist die Differenz $p_{ij} - e_{ij}$, um so wahrscheinlicher ist, dass das Auftreten von Fazies j abhängig von Fazies i ist. Eine negative Differenz bedeutet, dass Auftreten von Fazies j über Fazies i eher ausgeschlossen ist.

In den Zyklen-Schemata in Abb. 17, 19, 20 und 22 werden die Daten aus der Matrix 2 dargestellt. Die Matrizes 3 und 4 werden zur Überprüfung der dargestellten Schemata zusammengestellt.

Profil Leißling (Abb. 17)

Matrix 1

	Fsm, Fr, Fm	Fl	Sm	Sl	Sh	Sr	Sp	St	
Fsm, Fr, Fm							4	1	1
Fl							2		3
Sm		1							
Sl				1					2
Sh							1		
Sr		2	3		1	1			1
Sp							1		
St			4		1		1		

Matrix 2

	Fsm, Fr, Fm	Fl	Sm	Sl	Sh	Sr	Sp	St	
Fsm, Fr, Fm							0,67	0,17	0,17
Fl							0,40		0,60
Sm		1,00							
Sl				0,33					0,67
Sh							1,00		
Sr		0,25	0,38		0,12	0,12			0,12
Sp							1,00		
St			0,67		0,17		0,17		

Matrix 3

	Fsm, Fr, Fm	Fl	Sm	Sl	Sh	Sr	Sp	St	
Fsm, Fr, Fm							0,32	0,04	0,24
Fl							0,31		0,23
Sm		0,20							
Sl				0,04					0,21
Sh							0,27		
Sr		0,26	0,22		0,13	0,04			0,26
Sp							0,27		
St			0,20		0,12		0,32		

Matrix 4

	Fsm, Fr, Fm	Fl	Sm	Sl	Sh	Sr	Sp	St	
Fsm, Fr, Fm							0,35	0,13	-0,07
Fl							0,09		0,37
Sm		0,80							
Sl				0,29					0,46
Sh							0,73		
Sr		-0,01	0,16		-0,01	0,08			-0,14
Sp							0,73		
St			0,47		0,05		-0,15		

Profil Neue Welt/Schönburg (Abb. 19)

Matrix 1

	Fsm, Fr, Fm	Fl	Sm	Sl	Sh	Sr	Sp	St
Fsm, Fr, Fm				2			2	
Fl							2	4
Sm								
Sl	1						1	
Sh								
Sr	1	8						1
Sp							4	
St			1				3	

Matrix 2

	Fsm, Fr, Fm	Fl	Sm	Sl	Sh	Sr	Sp	St
Fsm, Fr, Fm				0,50			0,50	
Fl						0,33		0,67
Sm								
Sl	0,50					0,50		
Sh								
Sr	0,10	0,80					0,10	
Sp						1,00		
St		0,25				0,75		

Matrix 3

	Fsm, Fr, Fm	Fl	Sm	Sl	Sh	Sr	Sp	St
Fsm, Fr, Fm				0,08			0,15	
Fl						0,42		0,17
Sm								
Sl	0,14					0,36		
Sh								
Sr	0,20	0,30					0,20	
Sp						0,38		
St		0,23				0,38		

Matrix 4

	Fsm, Fr, Fm	Fl	Sm	Sl	Sh	Sr	Sp	St
Fsm, Fr, Fm				0,42			0,35	
Fl						-0,09		0,50
Sm								
Sl	0,36					0,14		
Sh								
Sr	-0,10	0,50					-0,10	
Sp						0,62		
St		0,02				0,37		

Profil Nebra (Abb. 20)

Matrix 1

	Fsm, Fr	Fl	Sl	Sh	Sr	Sp
Fsm, Fr			1		11	2
Fl				1	4	1
Sl	1	1				
Sh	1					
Sr	11	4		1		
Sp	1	1				1

Matrix 3

	Fsm, Fr	Fl	Sl	Sh	Sr	Sp
Fsm, Fr			0,04		0,57	0,11
Fl				0,06	0,44	0,08
Sl	0,35	0,15				
Sh	0,34					
Sr	0,54	0,23		0,08		
Sp	0,36	0,15			0,41	

Matrix 2

	Fsm, Fr	Fl	Sl	Sh	Sr	Sp
Fsm, Fr			0,07		0,79	0,14
Fl				0,17	0,66	0,17
Sl	0,50	0,50				
Sh	1,00					
Sr	0,69	0,25		0,06		
Sp	0,33	0,33			0,34	

Matrix 4

	Fsm, Fr	Fl	Sl	Sh	Sr	Sp
Fsm, Fr			0,03		0,22	0,03
Fl				0,11	0,22	0,09
Sl	0,15	0,35				
Sh	0,66					
Sr	0,15	0,02		-0,02		
Sp	-0,03	0,18			-0,07	

Profil Wióry I (Abb. 22)

Matrix 1

	M	P	D	F
M			2	1
P				7
D			1	11
F	7	4	11	

Matrix 3

	M	P	D	F
M			0,17	0,29
P				0,54
D			0,19	0,61
F	0,27	0,27	0,46	

Matrix 2

	M	P	D	F
M			0,29	0,14
P				1,00
D			0,08	0,92
F	0,32	0,18	0,50	

Matrix 4

	M	P	D	F
M			0,12	-0,15
P				0,46
D			-0,11	0,31
F	0,05	-0,09	0,04	

Profil Wióry II (Abb. 22)

Matrix 1

	M	P	D	F	F/L
M			2	1	3
P				6	1
D				6	1
F	3	6	6		
F/L			1		

Matrix 3

	M	P	D	F	F/L
M			0,28	0,22	0,47
P				0,52	0,07
D				0,48	0,06
F	0,22	0,39	0,30		
F/L		0,24			

Matrix 2

	M	P	D	F	F/L
M			0,33	0,17	0,50
P				0,67	0,11
D				0,86	0,14
F	0,20	0,40	0,40		
F/L		1,00			

Matrix 4

	M	P	D	F	F/L
M			0,05	-0,05	0,03
P				0,15	0,04
D				0,38	0,08
F	-0,02	0,01	0,10		
F/L		0,76			

Selbständigkeitserklärung

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

Halle, d. 26. 05. 2003

Lebenslauf

Roman, Anna Julia

Breite Str. 15
06 108 Halle (Saale)

Geburtsdatum: 23. 07. 1973
Geburtsort: Warschau
Eltern: Roman, Lucjan und Roman, Stefania

Schulausbildung: 1980 – 1988 Grundschule in Warschau
1988 – 1992 17. Gymnasium in Warschau,
Abschluss: Abitur

Studium: 1992 – 1997 Studium an der Universität Warschau, Fakultät: Geologie,
Fachrichtung: Stratigraphie und Suchgeologie
Diplomarbeit zur faziellen Ausbildung und Sedimentation der
Gipse des Badens in der Umgebung von Raclawice auf dem
Miechów-Hochland in Polen
06. 1998 Verteidigung der Diplomarbeit
1999 – 2003 Promotionsstudium an der Martin-Luther-Universität
Halle-Wittenberg, Fachbereich: Geowissenschaften
Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum
Arbeitsgruppe Regionale und Historische Geologie
Arbeit zur Sequenzstratigraphie und Fazies des Buntsandsteins
im östlichen Germanischen Becken

Halle, d. 26. 05. 2003

Legende zu Abb. 15, 17 - 19, 21, 23, 24, 26, 31, 32 und Anl. 4-17

Anlage 1a

Lithologie

	Konglomerate		Kalksteine
	grobkörnige Sandsteine		sandige Kalksteine
	mittel- bis grobkörnige Sandsteine		Kalksteine mit tonigen Einschaltungen
	mittelkörnige Sandsteine		tonig-kalkige Wechsellagerungen, Mergel
	fein- bis mittelkörnige Sandsteine		oolithische Kalksteine
	feinkörnige Sandsteine		sandig-oolithische Kalksteine
	oidführende Sandsteine		oolithische Kalksteine mit tonigen Einschaltungen
	Siltsteine und tonige Siltsteine		Kalksteine mit wolkiger Textur
	Tonsteine und siltige Tonsteine		Dolomite
	tonig-siltig-feinsandige Wechsellagerungen (Heterolithe)		Fasergipse

Korngröße

Clst	Tonsteine
Slst	Siltsteine
Sst	Sandsteine
fSst	feinkörnige Sandsteine
mSst	mittelkörnige Sandsteine
cSst	grobkörnige Sandsteine
Ls	Kalksteine

Zusätzliche Zeichen in Profilsäule

	sandige und siltige Einschaltungen im feineren Sediment (Mächtigkeit < 2 cm)
	tonige und siltige Einschaltungen im gröberen Sediment (Mächtigkeit < 2 cm)
	Anreicherungen von Grobsandkörnern in Linsen und einzelnen Lagen
	Karbonatlinsen
	Quarzgerölle
	Tongallen
	Wurzelspuren, Bioturbation

Farbe

w	weiß	rbr	Zwei-Komponenten-Farbe z. B. rotbraun
gb	gelb	r/br	im Wechsel auftretende Farben z. B. rot und rotbraun
gr	grau	h/r	Farbe von wechselnder Intensität z. B. hellrot und rot
g	grün		
r	rot		
br	braun		
v	violet		Hauptfarbe
h	hell		Nebenfärbung und Intensität
d	dunkel		

Kernzustand (Anl. 17)

	1. sehr guter Zustand (Kern als Gesteinssäule)
	2. mäßiger Zustand (Kern als gebrochene Gesteinssäule)
	3. sehr schlechter Zustand (Kern in Form von Bruchstücken)
	4. fehlender Kern

	erosive Schichtbasis		Mikrostörungen
	erosive Schichtbasis mit darüberfolgender Schrägschichtung		Entwässerungsstrukturen
	evorsivartige Schichtbasis		Flammestrukturen
	deutliche Lamination		Pseudobrekzien
	undeutliche Lamination		Vertisole
	nicht laminierte Sediemente		Harnische (slickensides)
M	massive Struktur		Glimmerführung
	gradierte Schichtung		⊙calc. Kalkknollen
	widerholte Mikrozyklen gradiertes Schichtung		⊙dol. Dolomitknollen
	Flaserschichtung		⊙g. Gipsknollen
	wellige Schichtung		⊙A Anhydritknollen
	Linsenschichtung		⊙S Schwefelkonzentrationen
	Schräg-, Rippelschichtung		⊥I karbonatisches Bindemittel
	asymmetrische Rippeln		⊥Z dolomitische Bindemittel
	symmetrische Rippeln		⊥T quarzitische Bindemittel
	Beulenrippeln		⎵calc. karbonatische Kluffüllung
	Intraklasten, Tongallen		⎵- Stylolithe
	⊙ ⊙ Ooide, Ooide mit Hematithüllen, Durchmesser der Ooide in mm	L Fe	Limonit-, Eisenanreicherung
	Trockenrisse		⊙ Conchostracen
	Trockenrisse gefüllt mit Intraklasten		⎵ Muschelreste
	aufgebogene Tonhäute		⎵ Wirbeltierreste
	Synäreserissen		⎵ Fischchuppen
	Tepee-artige Strukturen		⎵ Spurenfossilien: auf den Schichtflächen, an der Aufschlusswand
	Gipskristallmarken		⎵ Tetrapodenfährten
	Sohlmarken		⎵ Stromatolithen
	Belastungsmarken		⎵ Wurzelreste
	Slumps		⎵ Pflanzenreste
			⎵ Pflanzenheksel
		?	unsichere Erkennung

Fazies

a) nach MIALL (1977, 1996)

Gm	massive Konglomerate
St	trogförmig schräggeschichtete Sandsteine
Sp	planar schräggeschichtete Sandsteine
Sr	rippelgeschichtete Sandsteine
Sh	horizontal geschichtete Sandsteine
Sl	flachwinklig schräggeschichtete Sandsteine
Sm	massive Sandsteine
Fl	feinlaminierte Sand-, Silt- und Tonsteine
Fm	massive Silt- und Tonsteine, Trockenrisse
Fr	massive Silt- und Tonsteine, Wurzelstrukturen

Fsm	Silt- und Tonsteine
P	pedogene Karbonate

b) nach MADER & RDZANEK (1985)

M	Haupttrinnensedimente
P	Sedimente der proximalen Durchbruchsfächer
D	Sedimente der distalen Durchbruchsfächer
F	Sedimente der Überflutungsebene
L	lakustrine Sedimente

c) Sonstiges

D	Dünensedimente
ID	Zwischendünensedimente

Milieus (Anl. 14, 15)

Anlage 1c

- 1 Beckenzentrum, Küstenferne (offshore)
- 1a Beckenzentrum mit offenen Bedingungen
- 1b Beckenzentrum mit eingeschränkten Bedingungen
- 2 Küstennähe (nearshore)
- 3 Lagune
- 4 Strandbereich
- 5 Schlamm- oder Sandebene (mudflat, sandflat)
- 5a Schlamm-, Tonebene (mudflat)
- 5b Sandebene (sandflat)
- 6 ephemere Flüsse (ephemeral streams)
- 7 Playa / ephemere Seen
- 8 Flusssysteme: ■ Rinnensedimente ▣ Zwischenrinnensedimente
- b Bioturbation
- p pedogene Prägung

Zyklen



Sedimentäre Sohl- und Dachbankzyklen

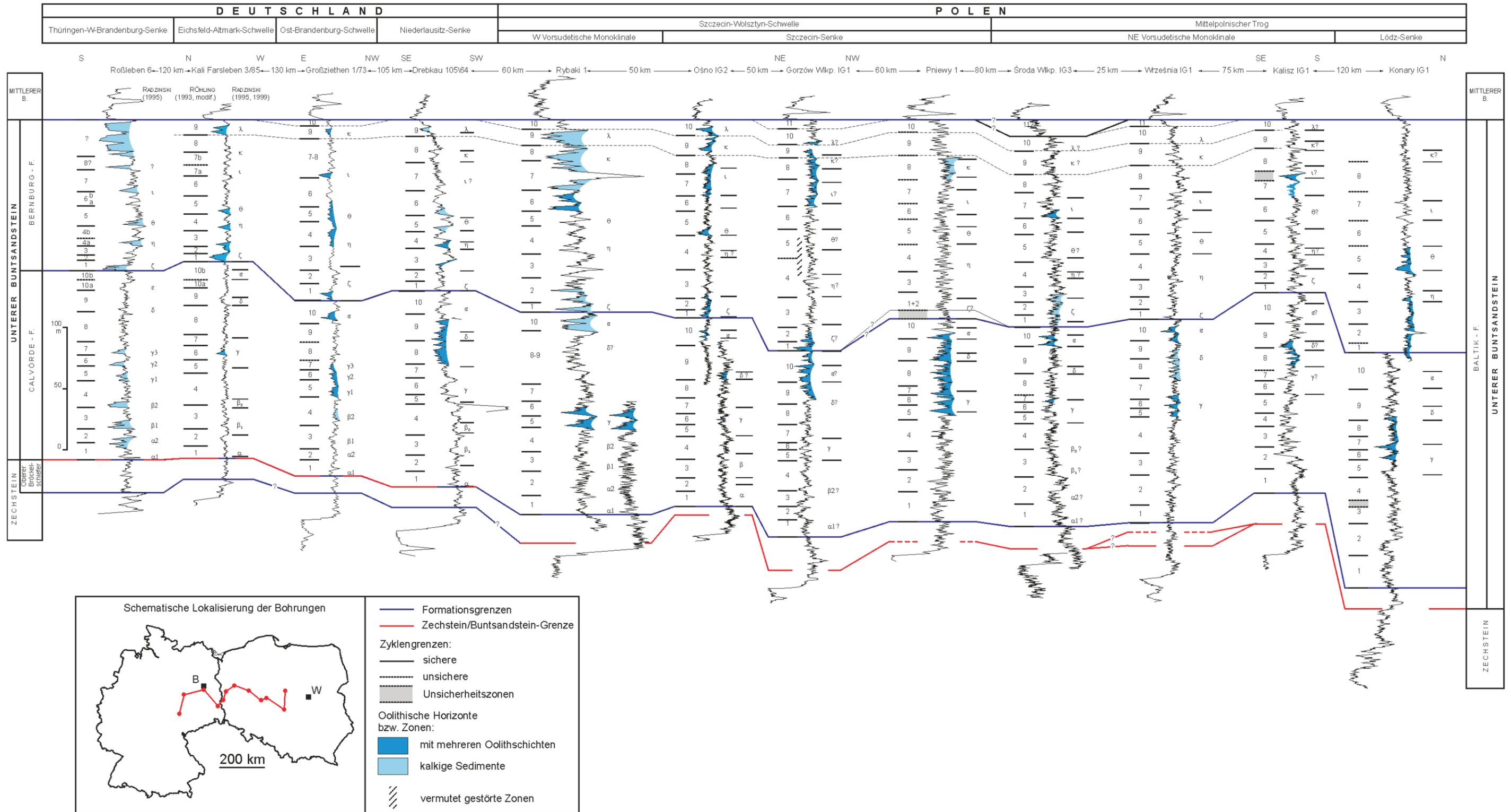


Base-Level-Zyklen

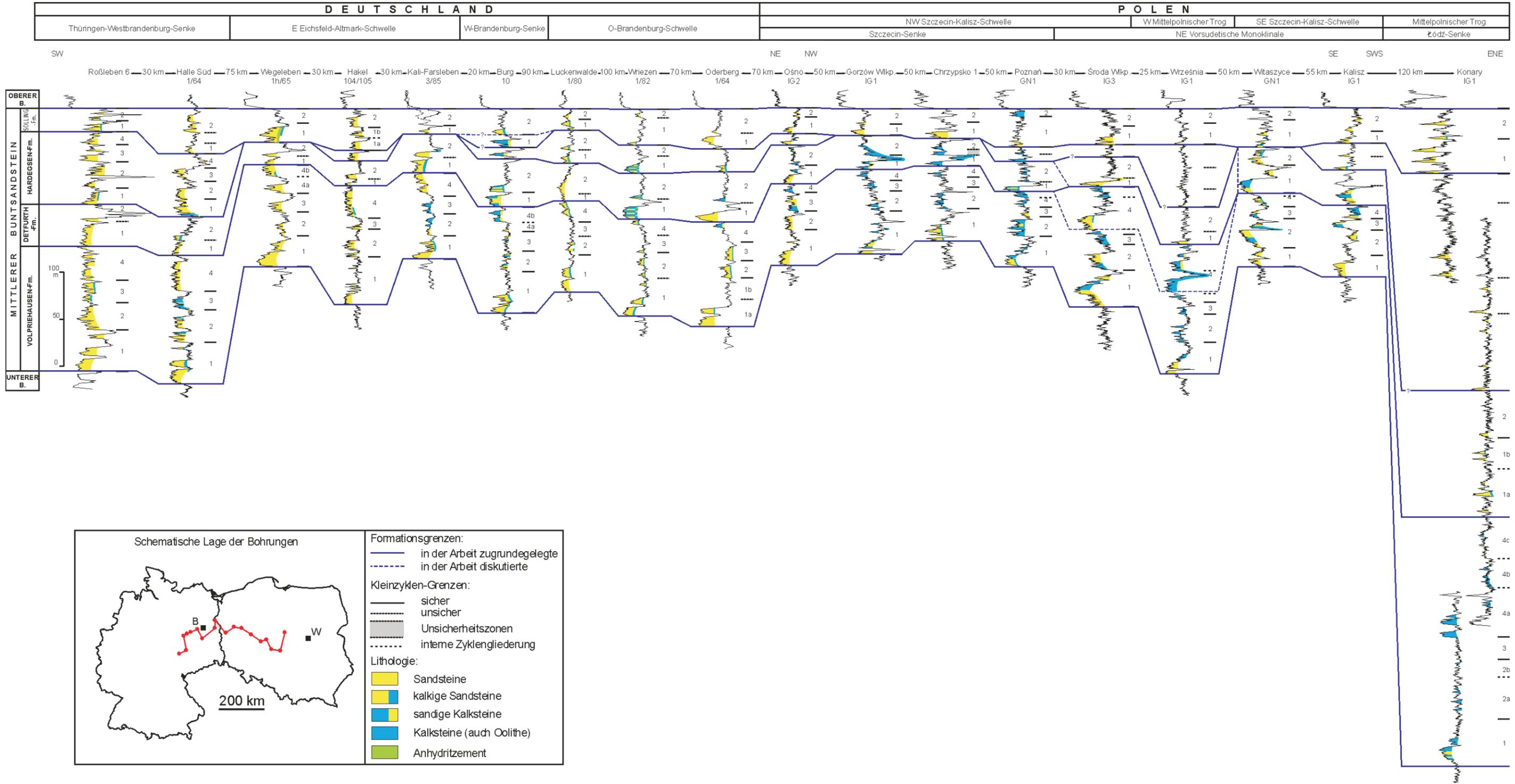
abfallender Ast

ansteigender Ast

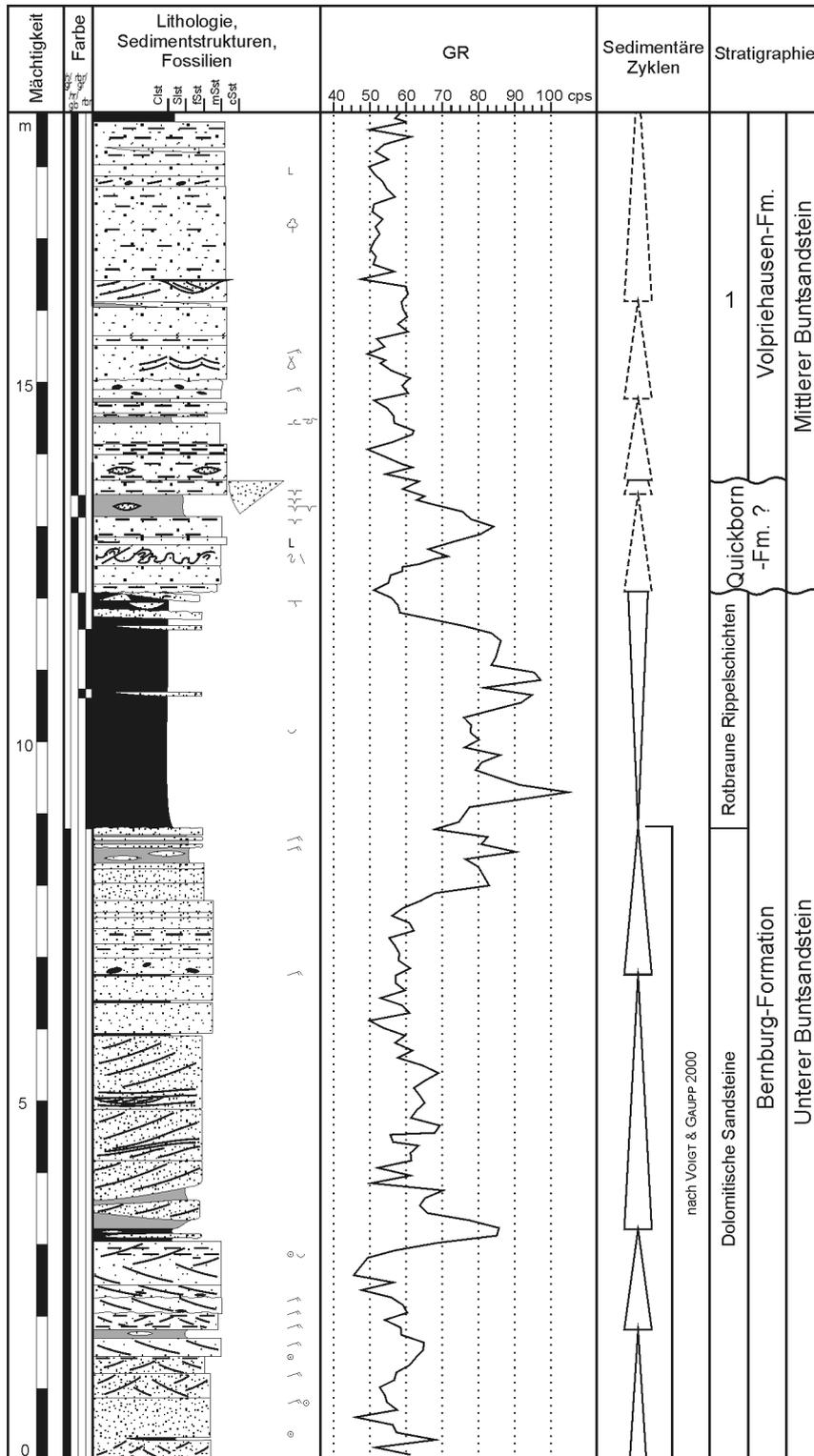
Gestrichelte Umrisslinie der Zyklen bedeutet eine unsichere Interpretation

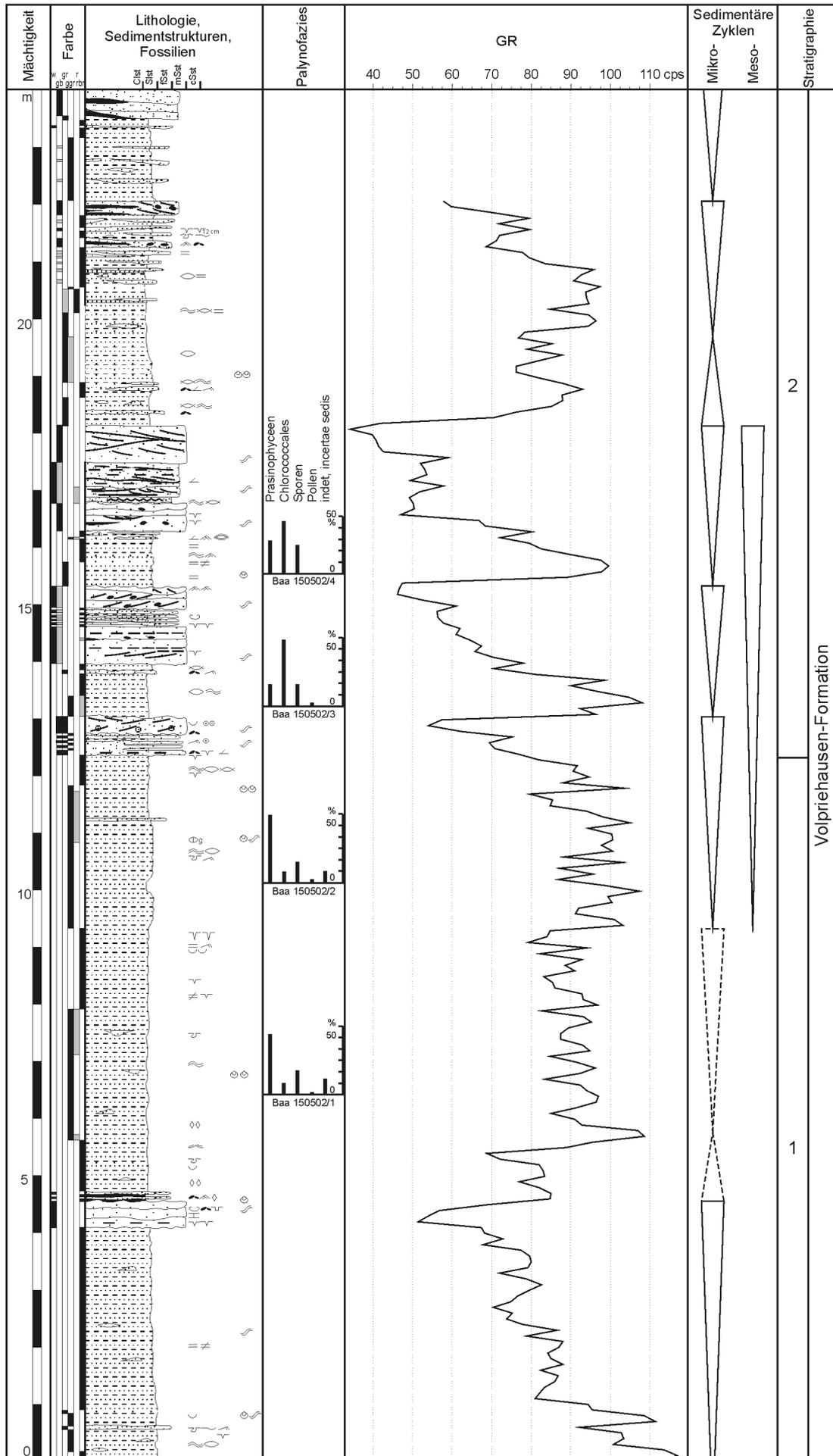


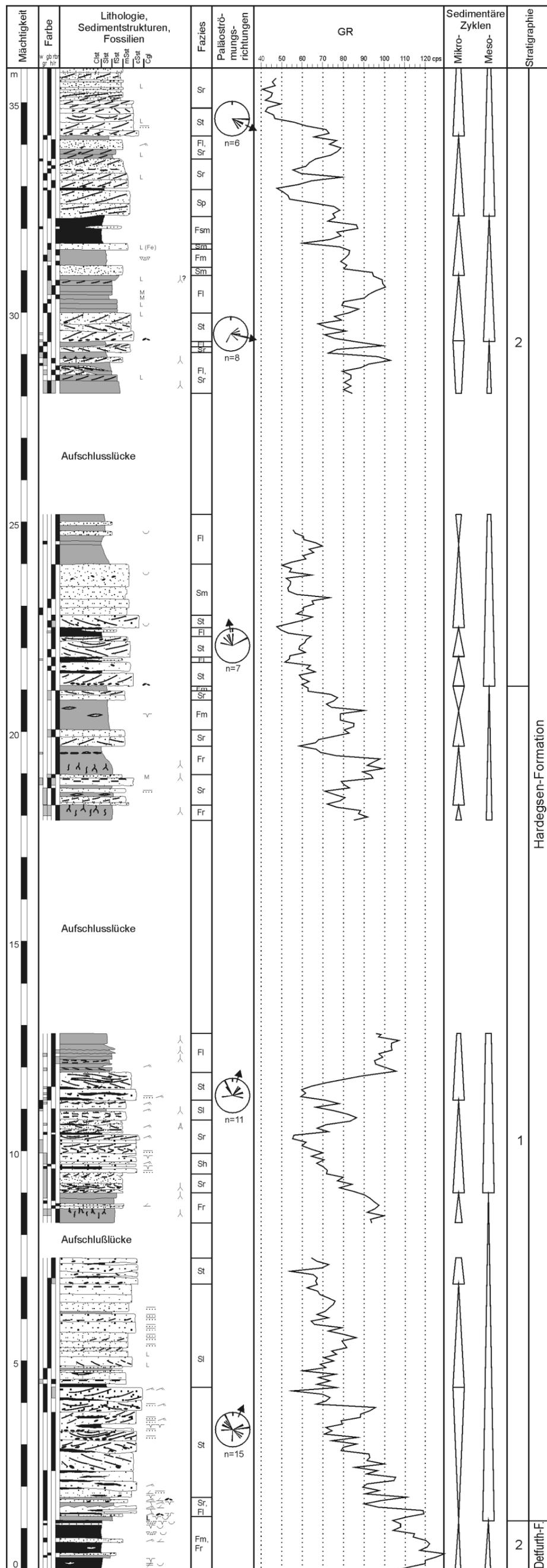
Hochauflösende Korrelation des Mittleren Buntsandsteins zwischen Deutschland und Polen im östlichen Teil des Germanischen Beckens



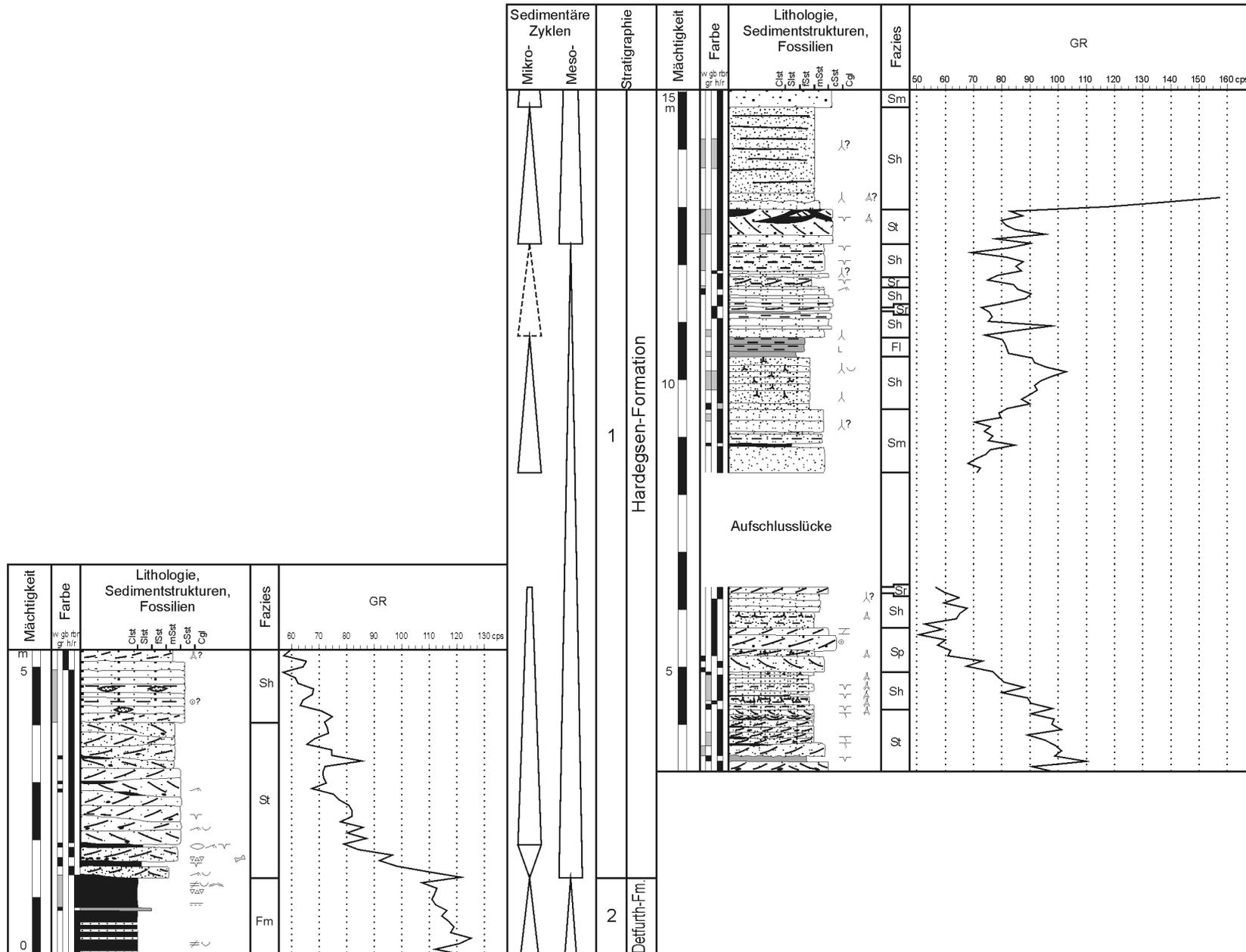
Großwangen: lithologisches Profil 1:100 Anlage 4
 Aufgelassener Steinbruch

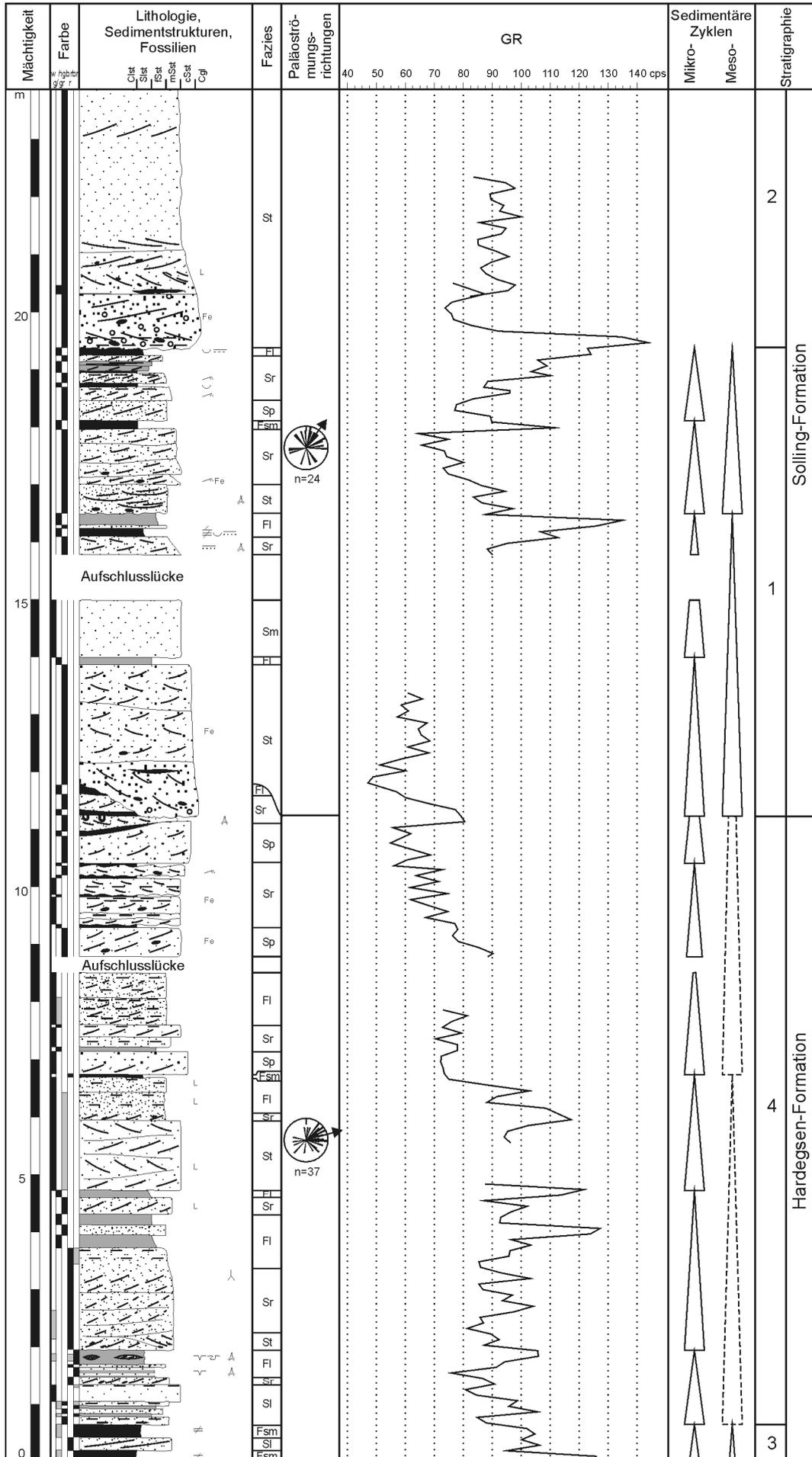






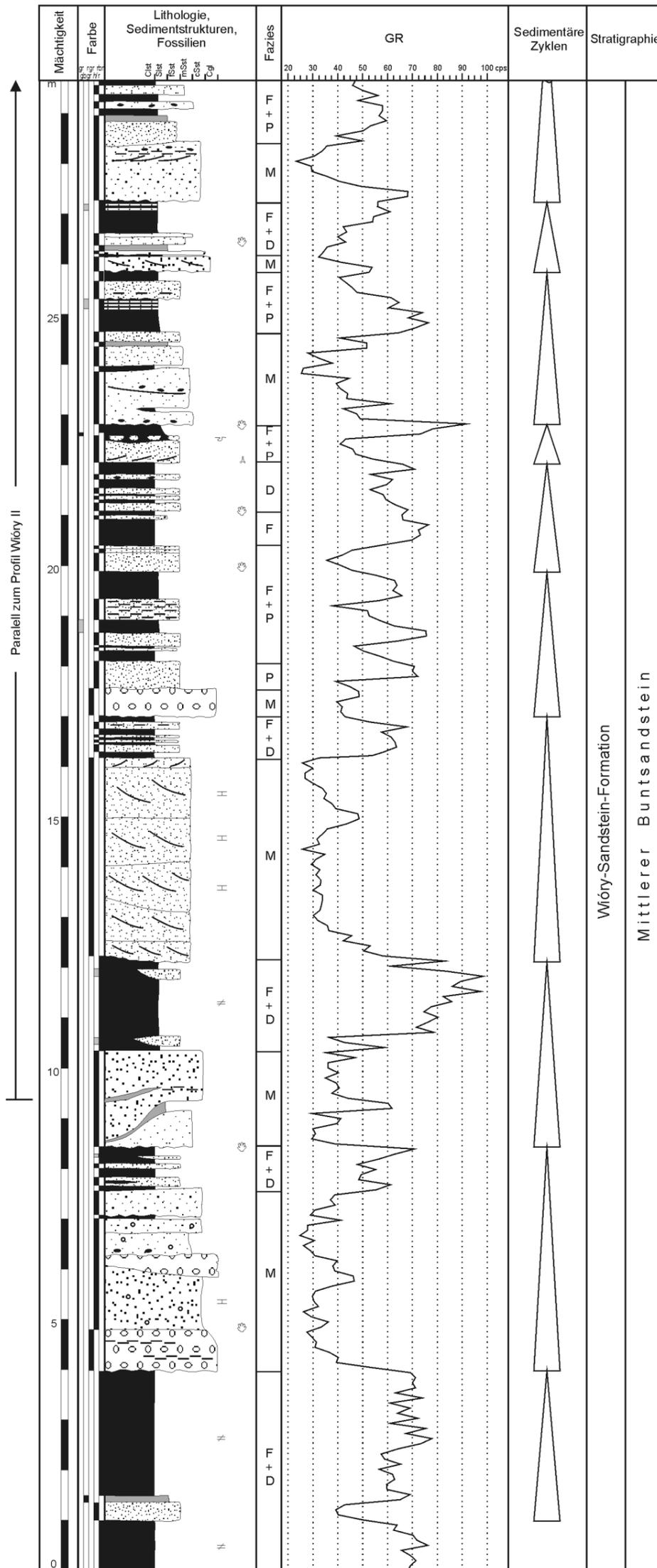
Schönburg: lithologisches Profil 1:100
Flusshang





Wióry I: lithologisches Profil 1:100
Baugrube

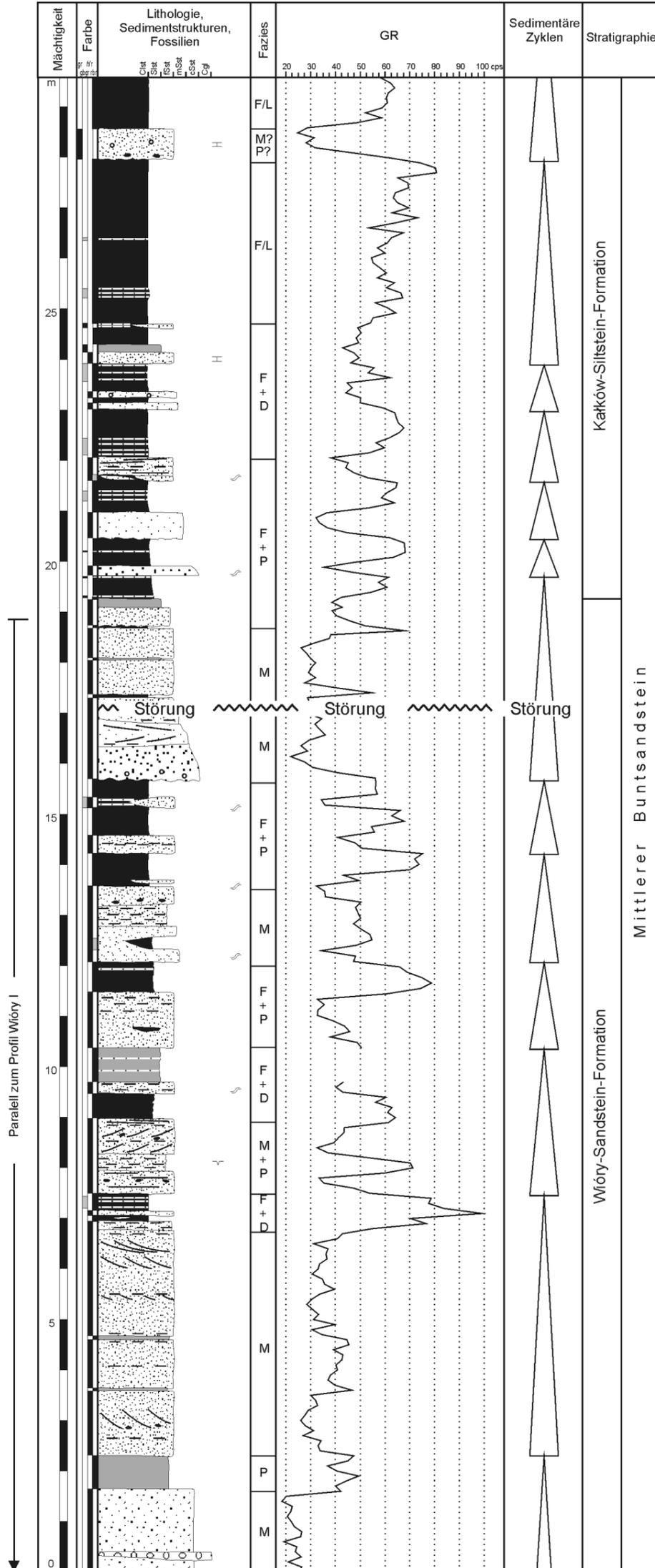
Anlage 11

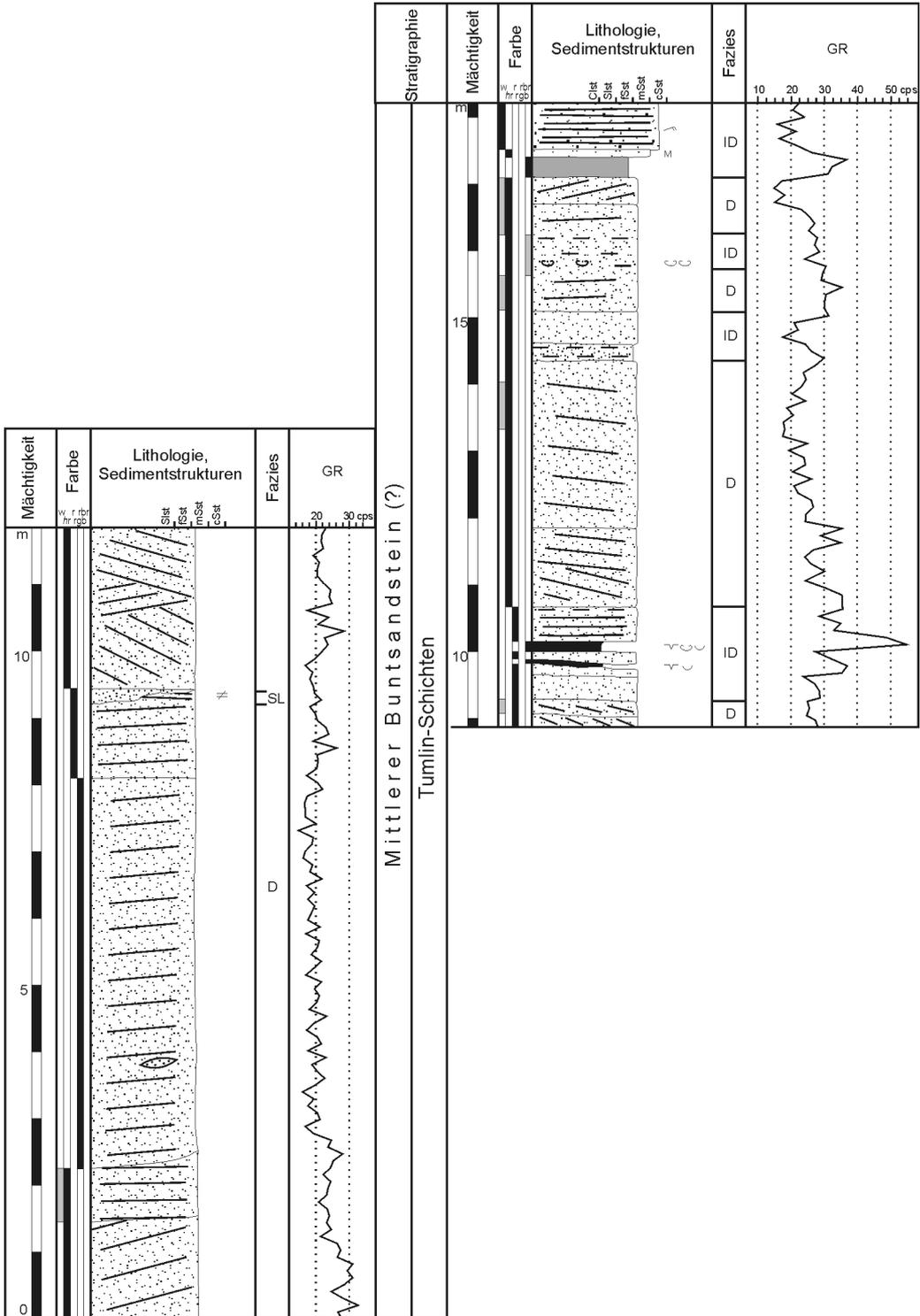


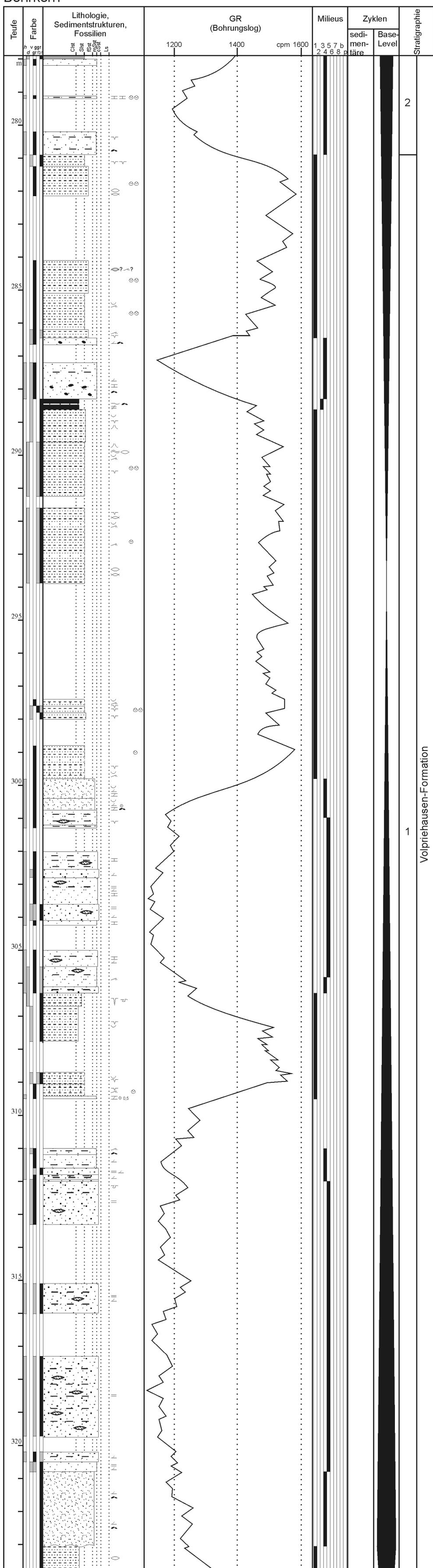
☉ nach FUGLEWICZ et al. 1990

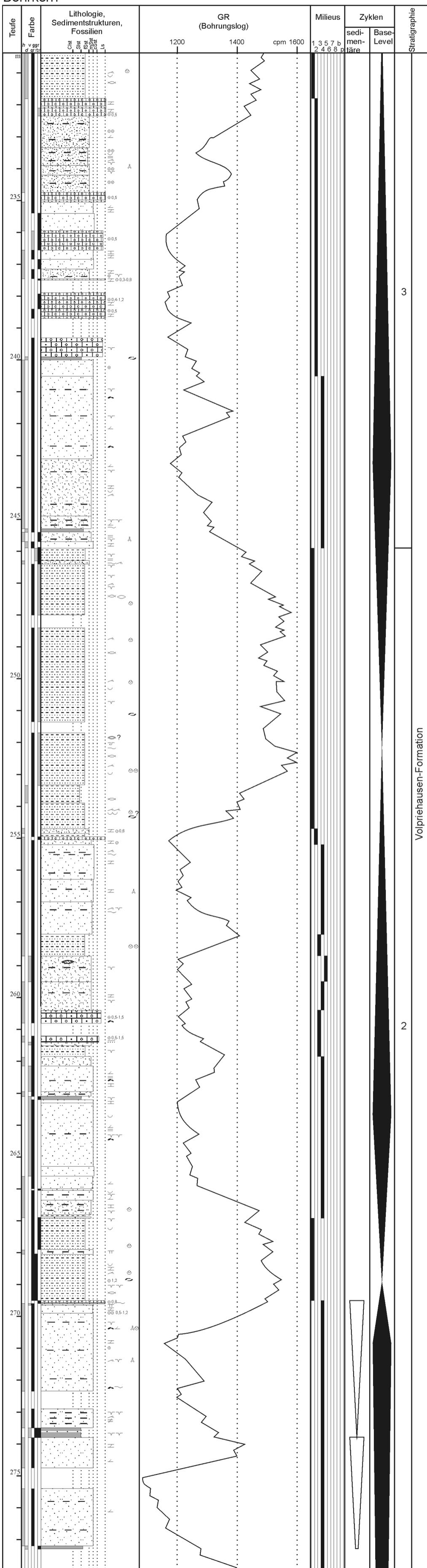
Wióry II: lithologisches Profil 1:100
Straßenanschnitt

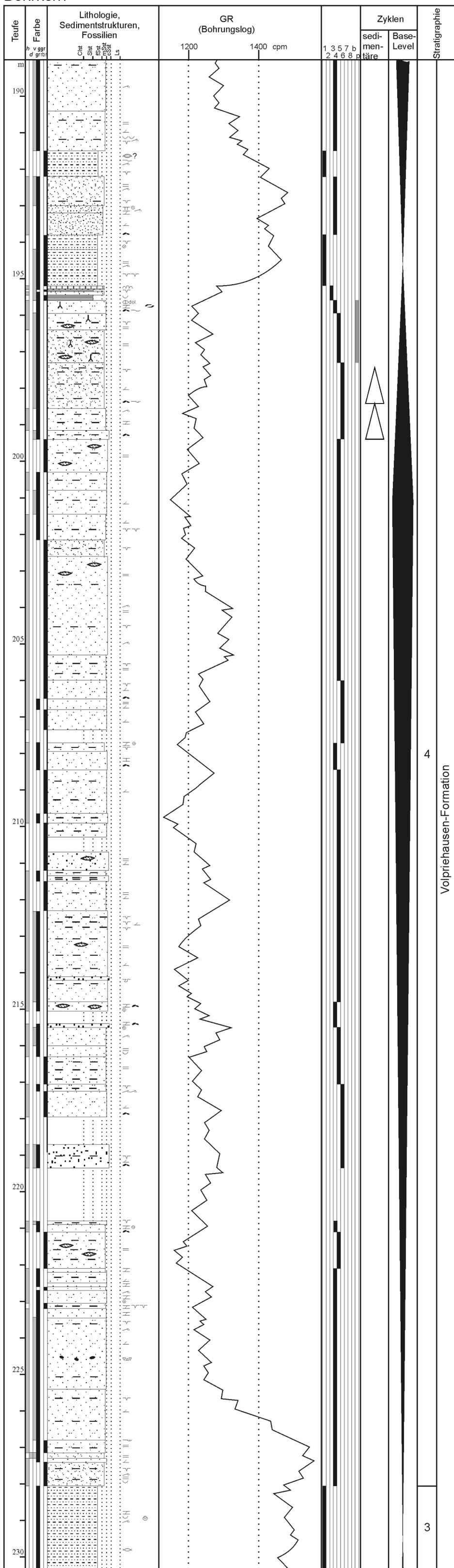
Anlage 12

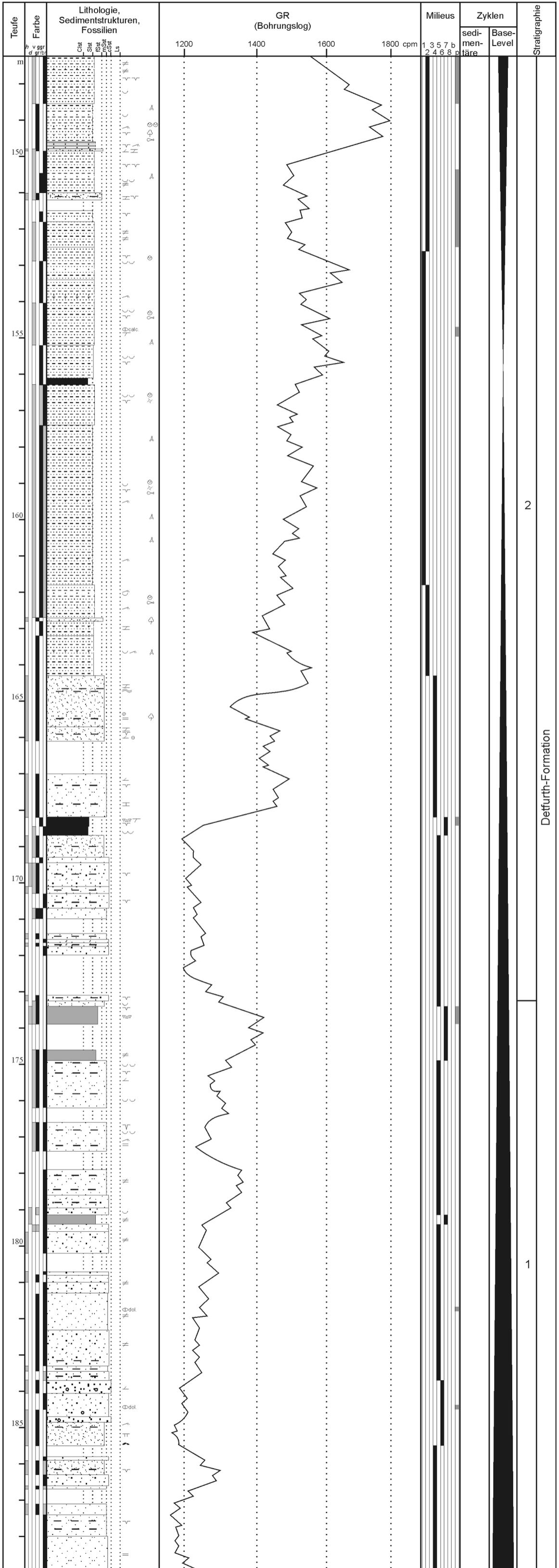








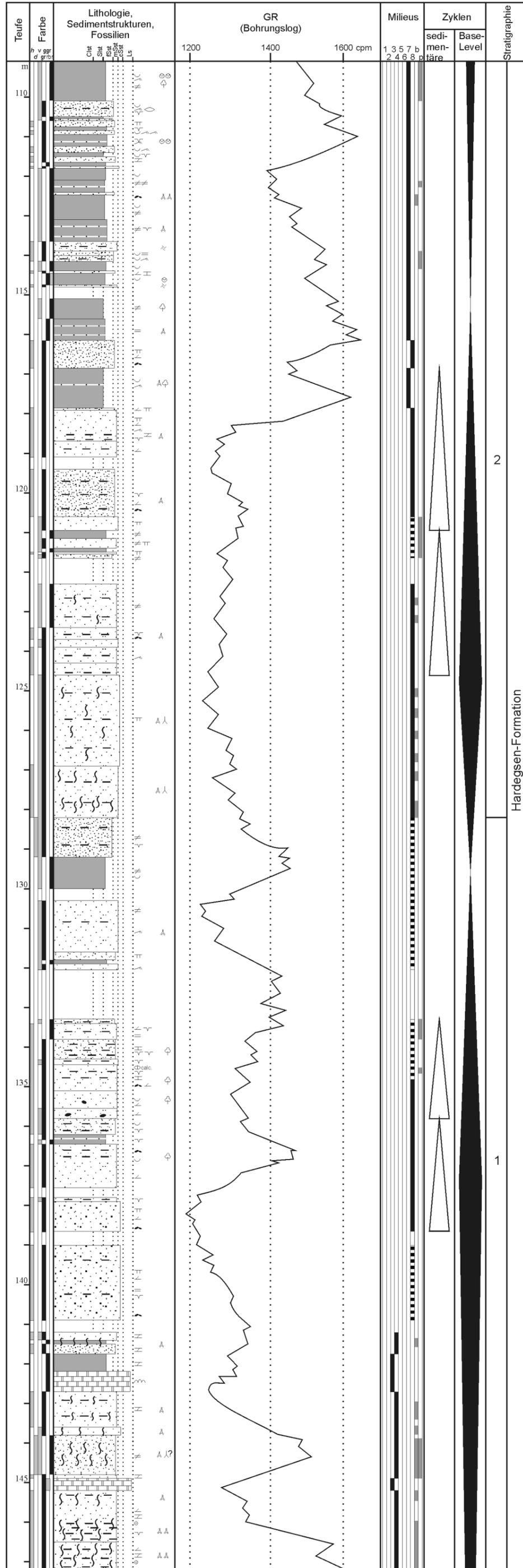




2

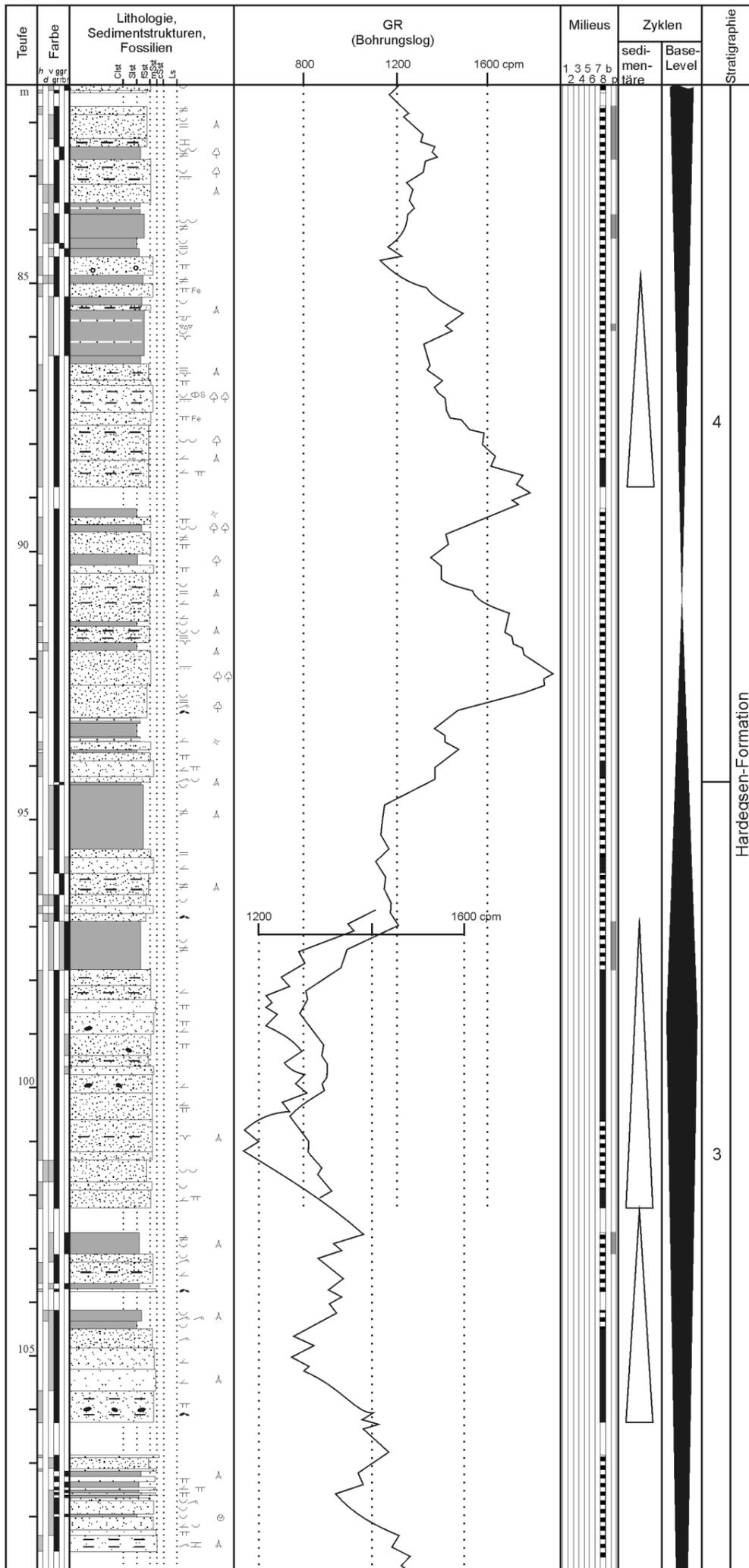
1

Defurth-Formation

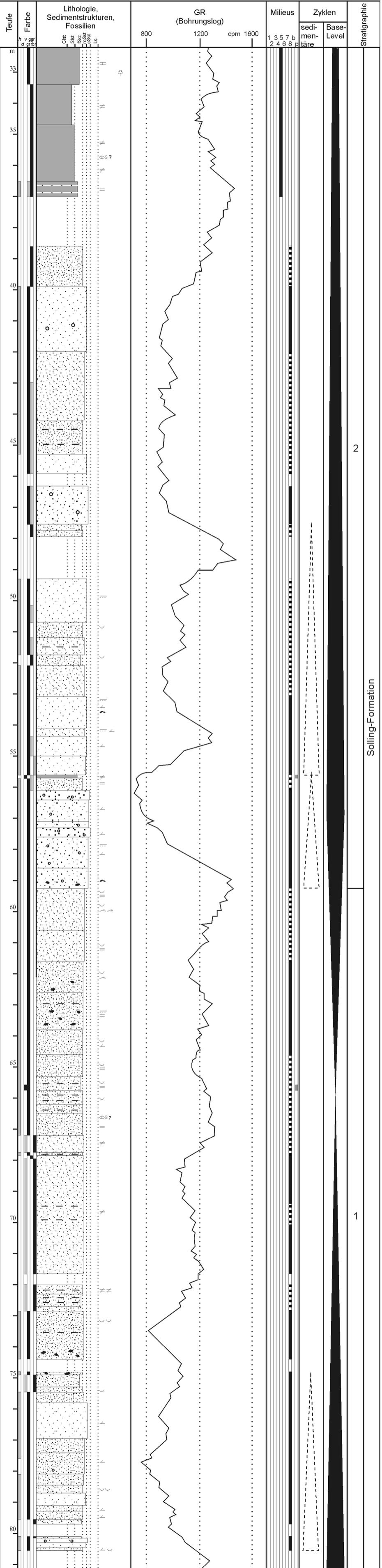


Halle Süd 1/64: lithologisches Profil 1:100
Bohrkern

Anlage 14f

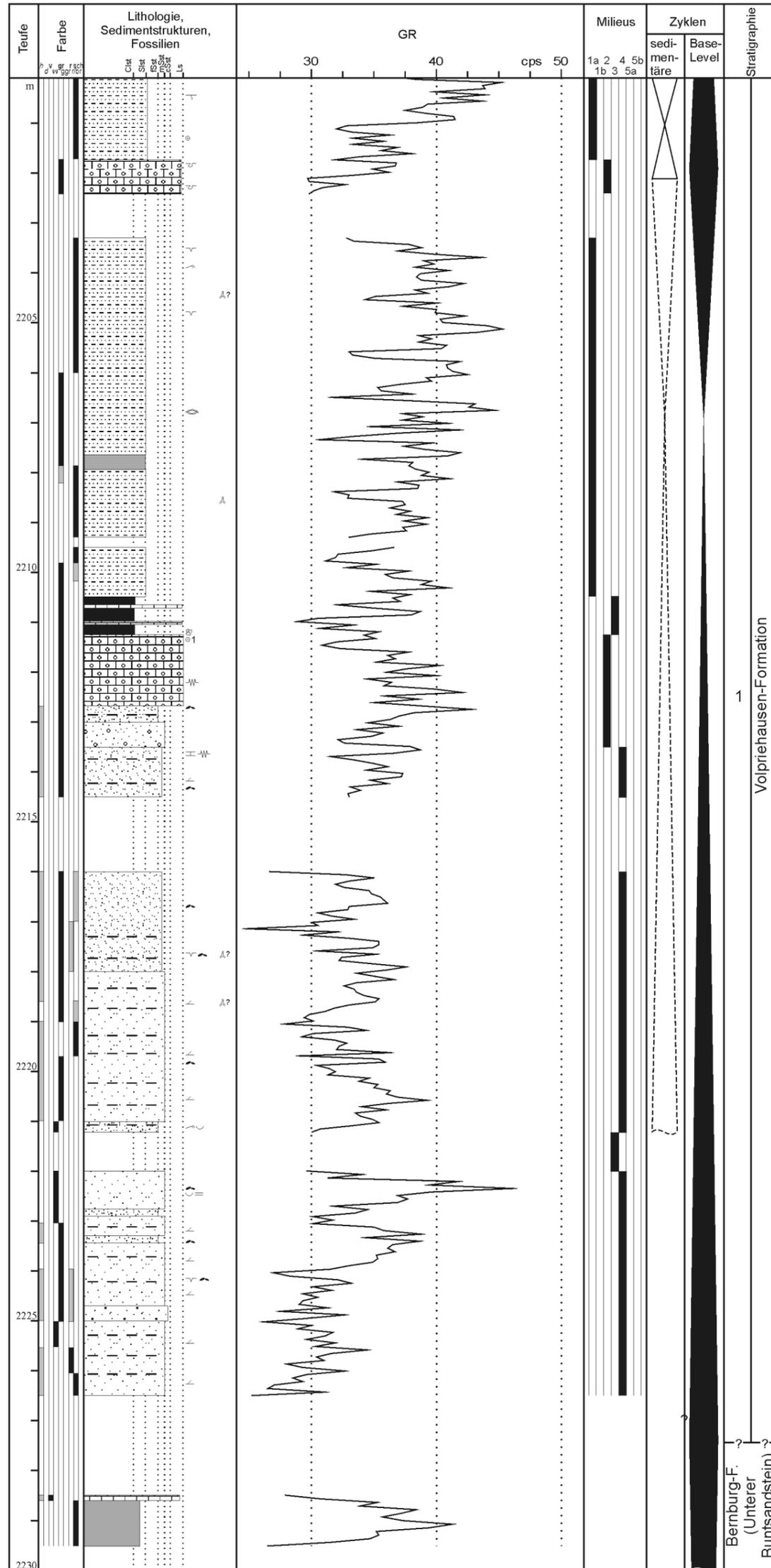


Halle Süd 1/64: lithologisches Profil 1:100 Anlage 14g
Bohrkern



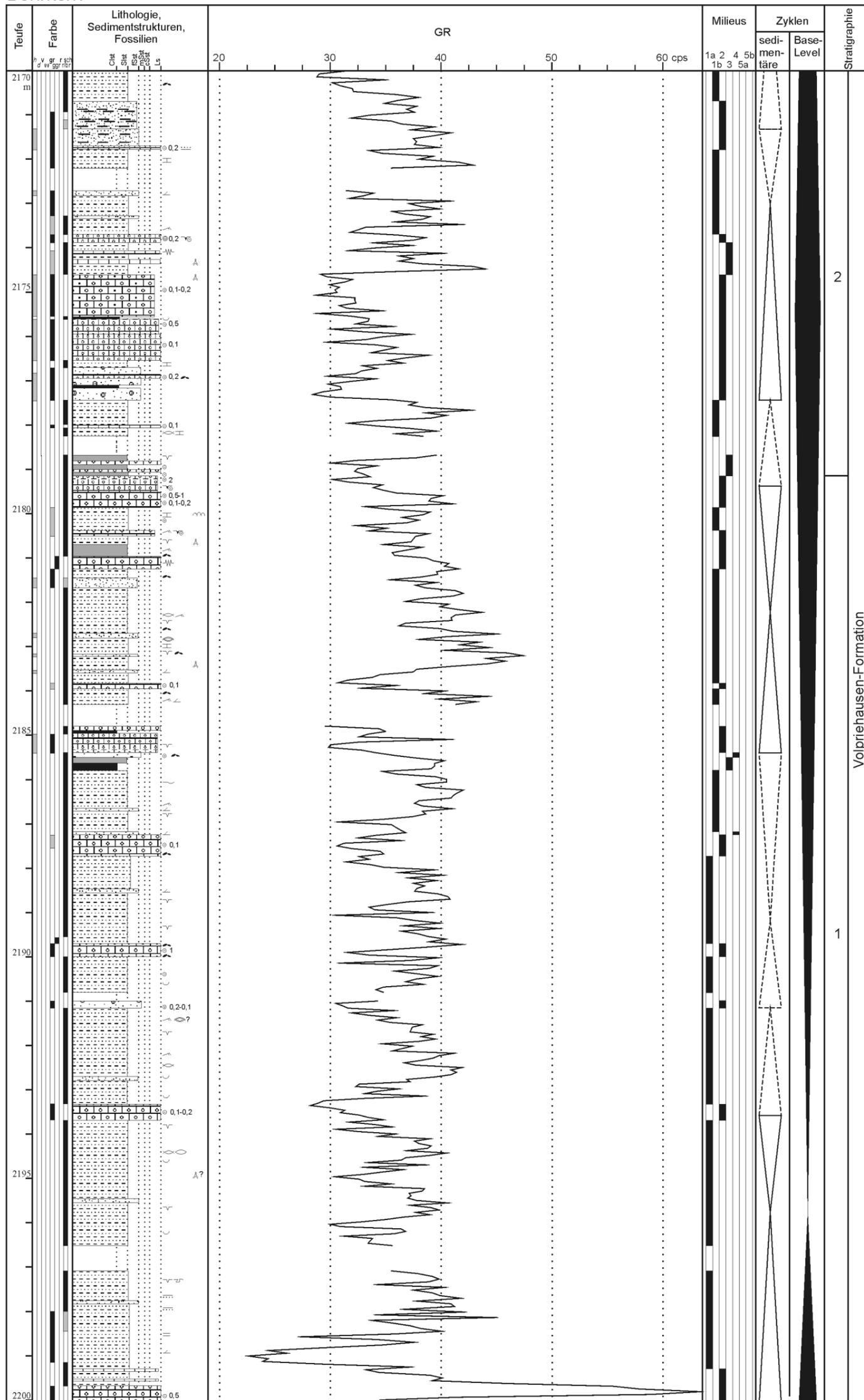
Gorzów Wielkopolski IG1: lithologisches Profil 1:100
Bohrkern

Anlage 15a

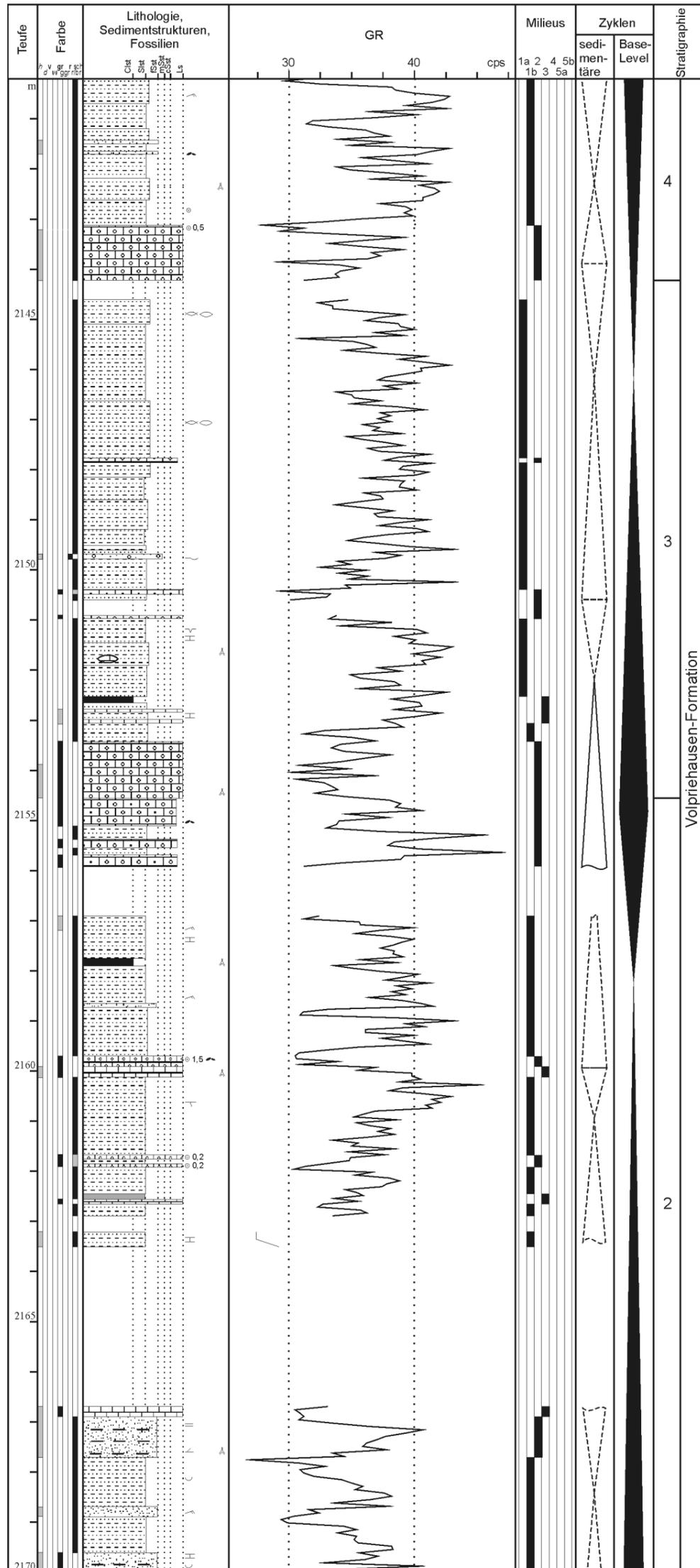


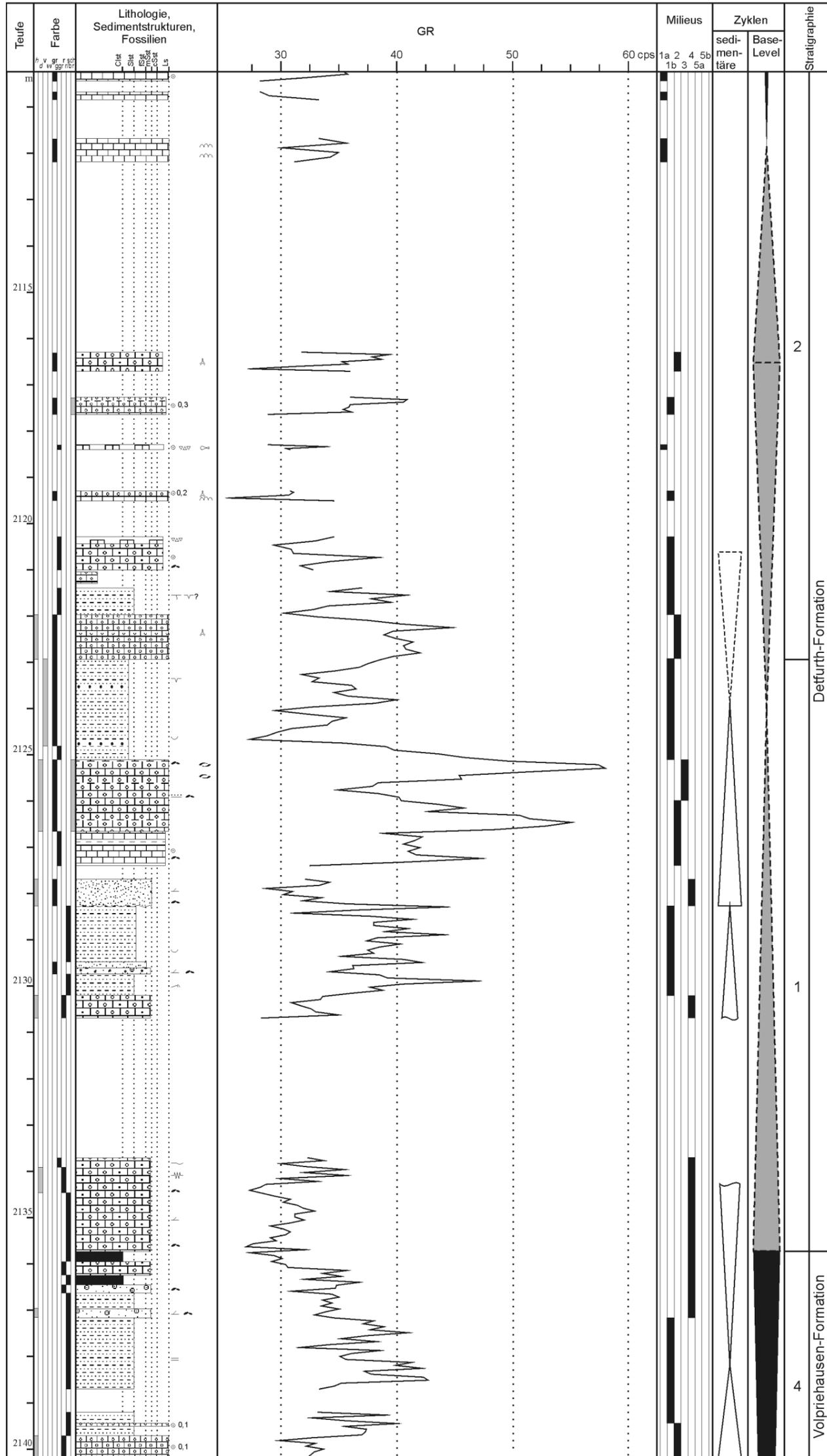
Gorzów Wielkopolski IG1: lithologisches Profil 1:100
Bohrkern

Anlage 15b

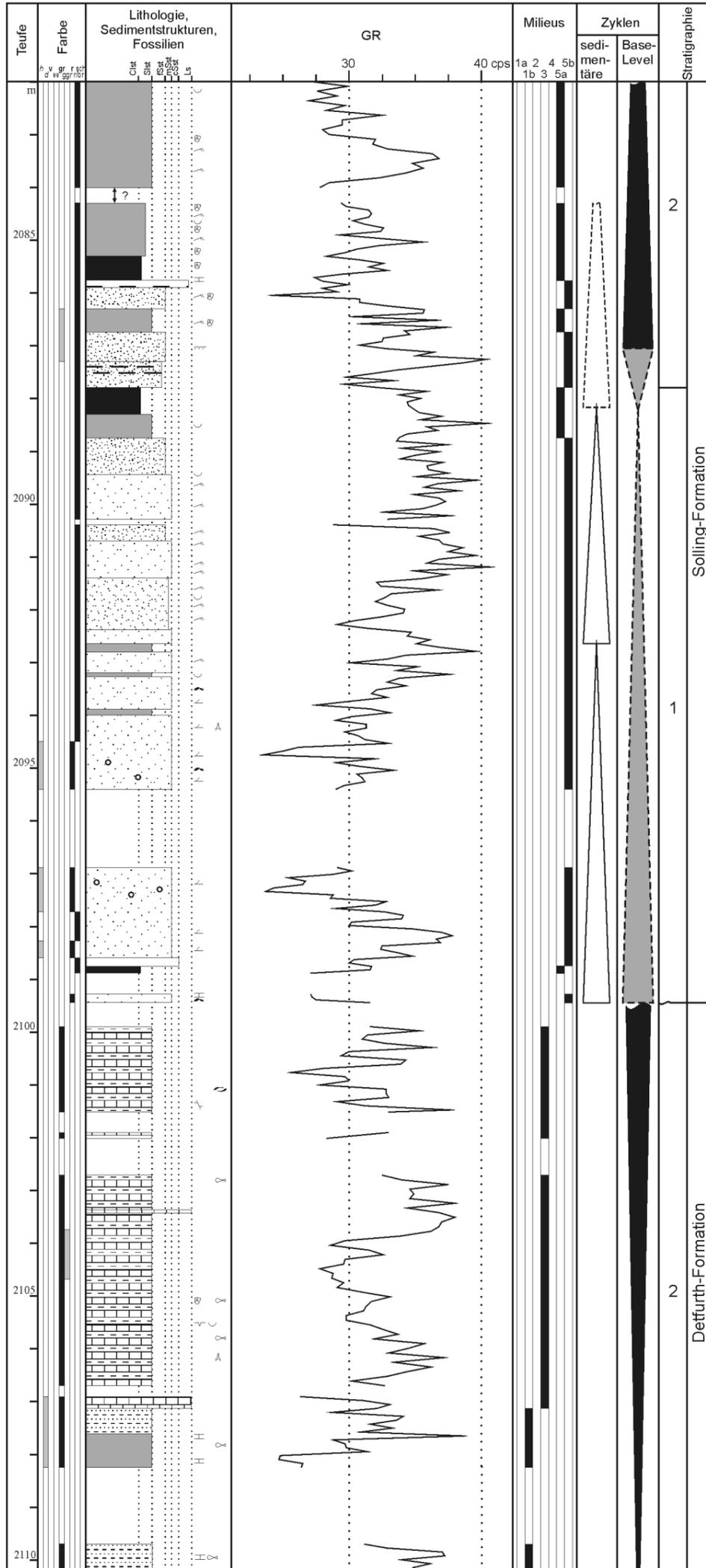


Gorzów Wielkopolski IG1: lithologisches Profil 1:100 Anlage 15c
Bohrkern

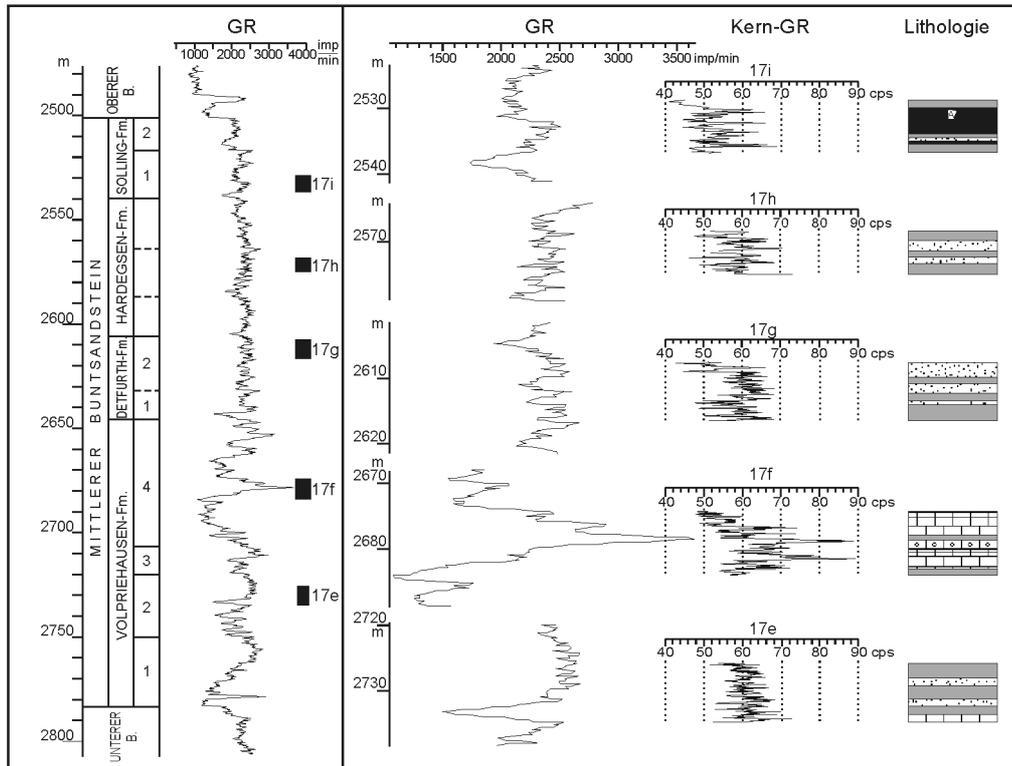




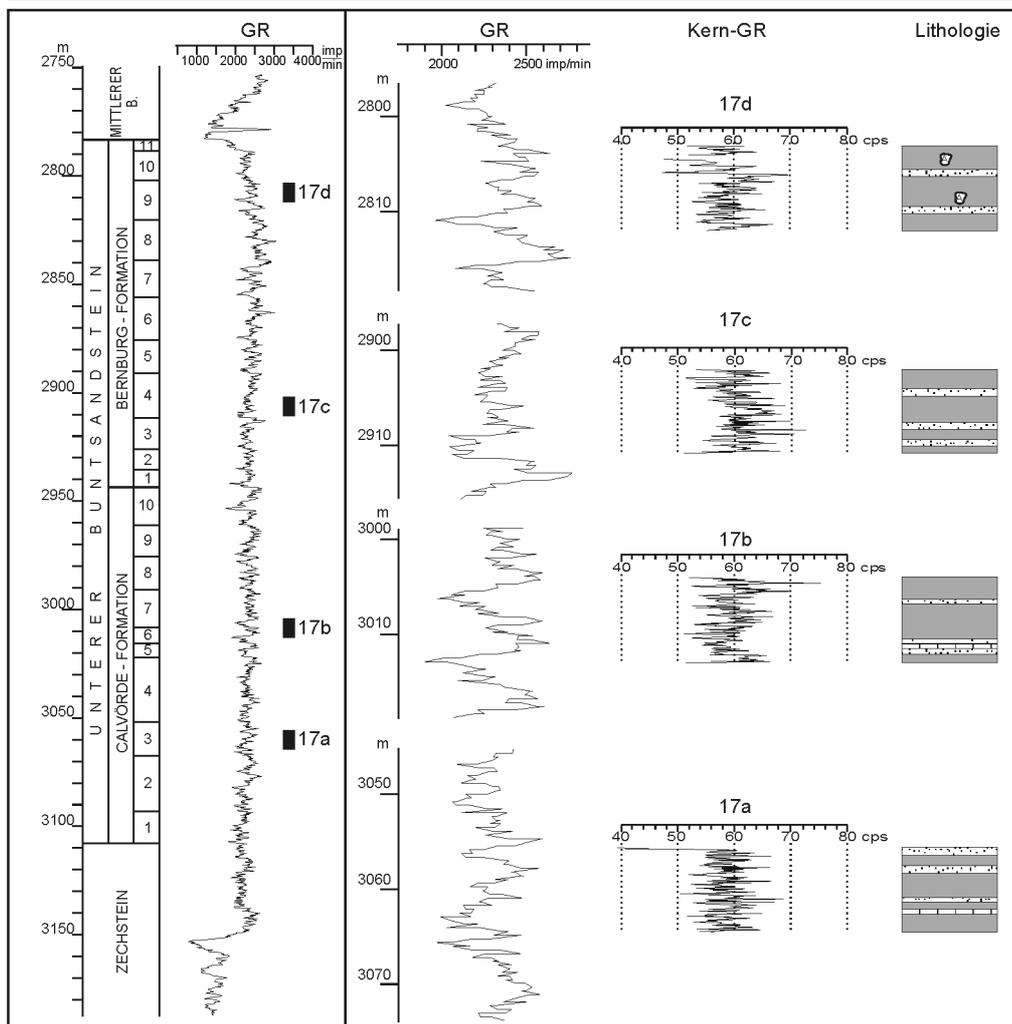
Gorzów Wielkopolski IG1: lithologisches Profil 1:100 Anlage 15e
Bohrkern



Anlagen 17e-i



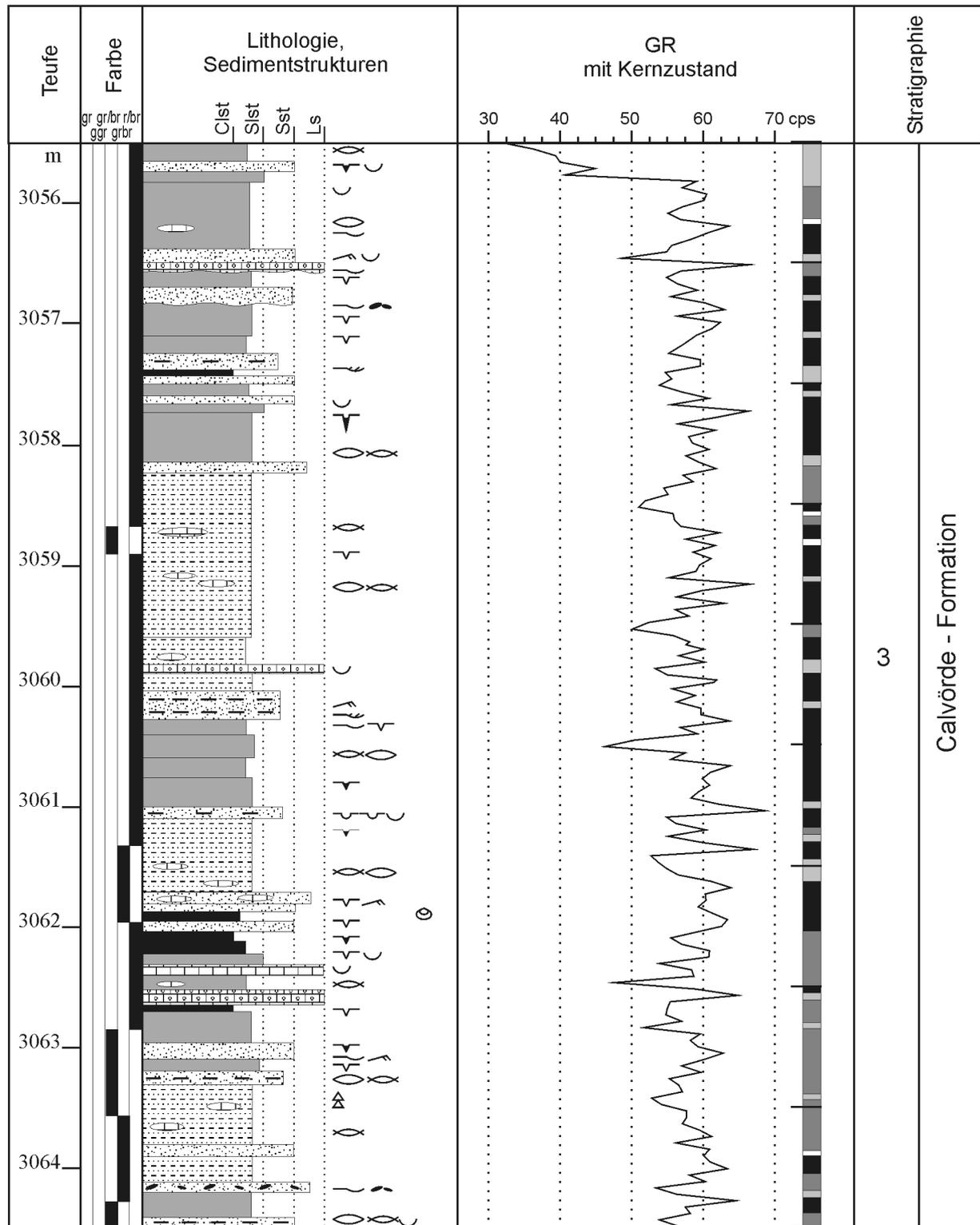
Anlagen 17a-d



Września IG1: lithologisches Profil 1:50
Bohrkern

Anlage 17a

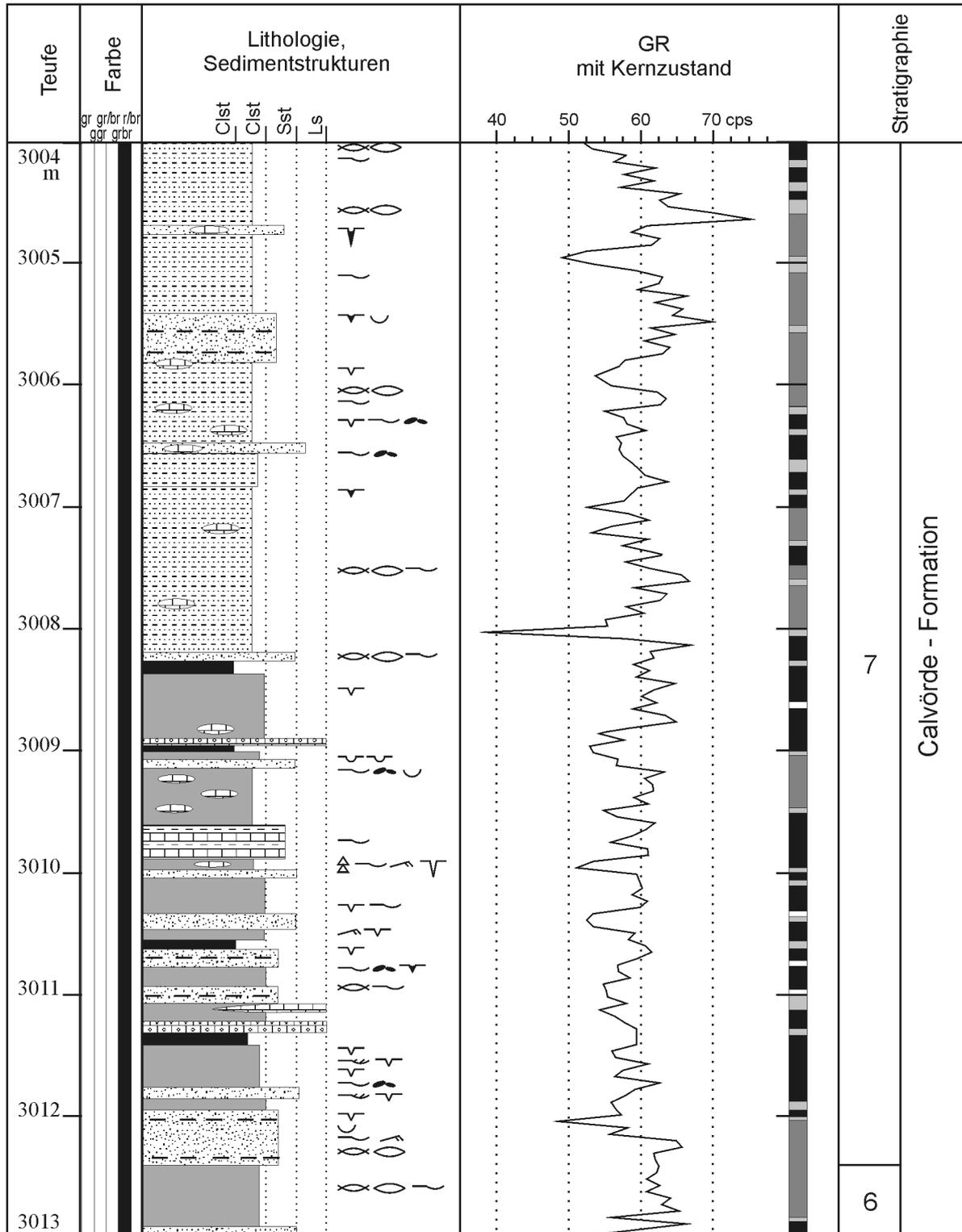
Kernmarsch: XXVI
Teufe: 3055,5 - 3064,5 m
Anzahl der Kisten: 9



Września IG1: lithologisches Profil 1:50
Bohrkern

Anlage 17b

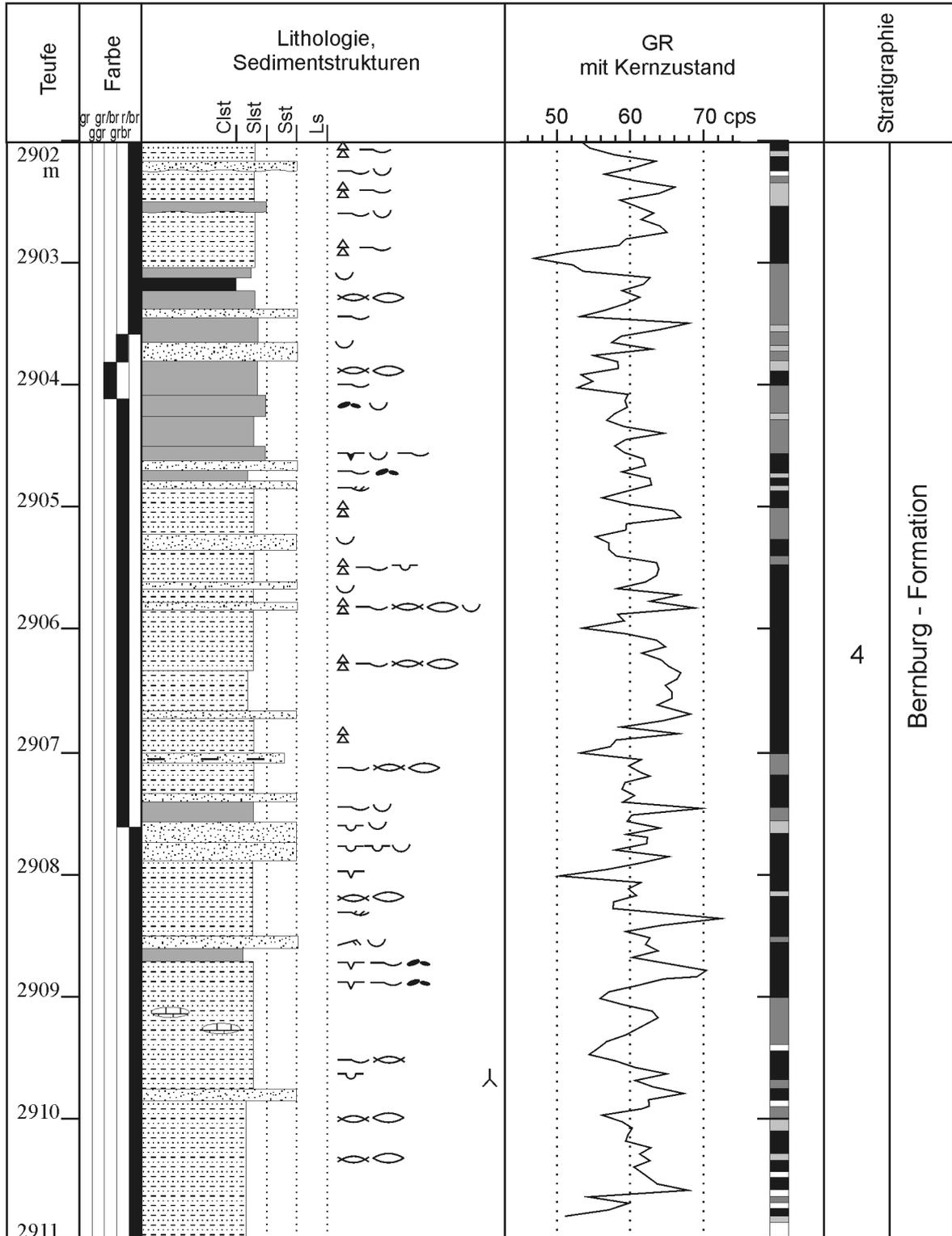
Kernmarsch: XXV
Teufe: 3004,0 - 3013,0 m
Anzahl der Kisten: 9



Września IG1: lithologisches Profil 1:50
Bohrkern

Anlage 17c

Kernmarsch: XXIV
Teufe: 2902,0 - 2911,0 m
Anzahl der Kisten: 9

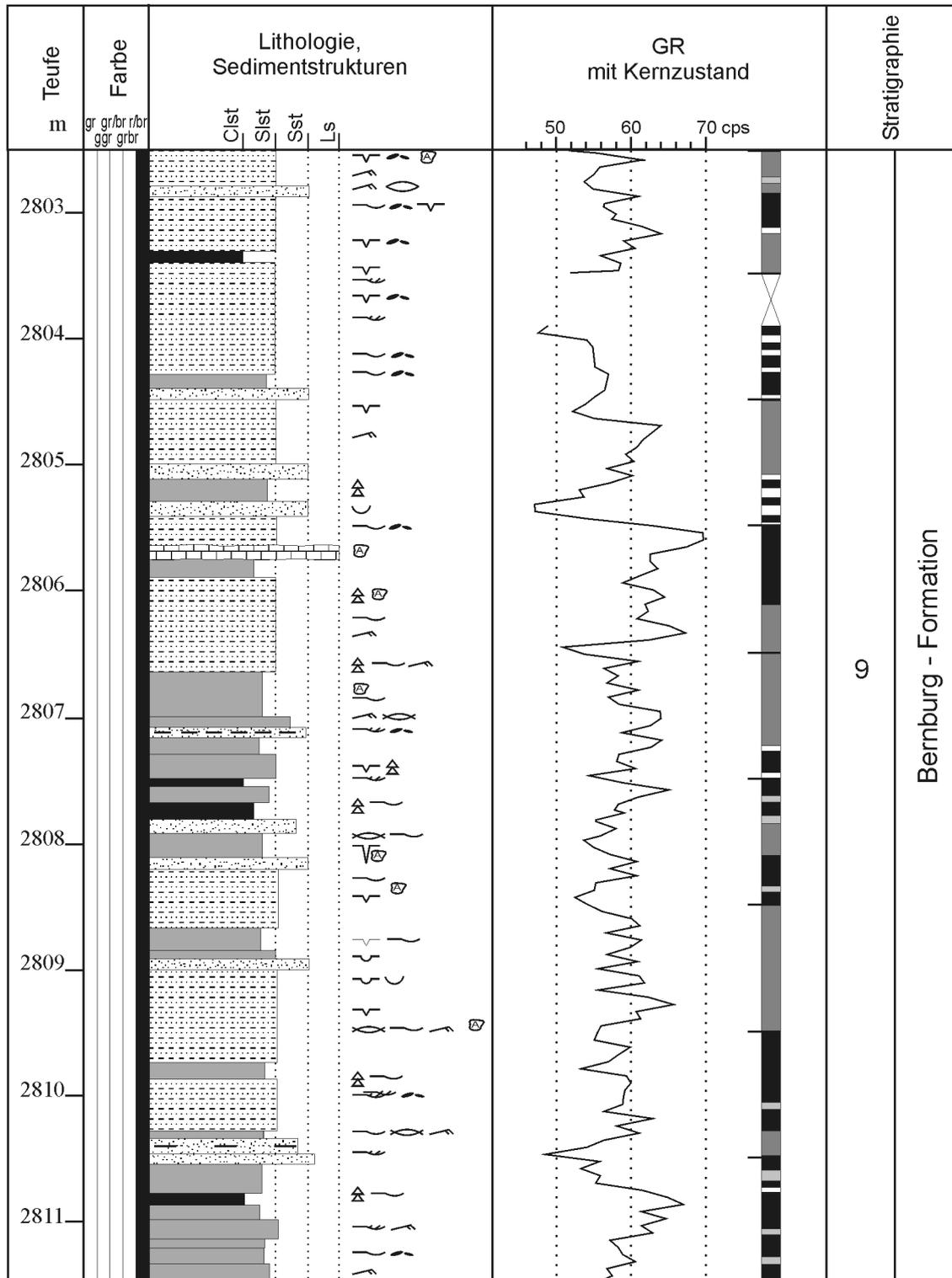


Aufnahme KIERSNOWSKI & ROMAN in KRZYWIEC 2000

Września IG1: lithologisches Profil 1:50
Bohrkern

Anlage 17d

Kernmarsch: XXIII
Teufe: 2802,5 - 2812,0 m
Anzahl der Kisten: 9

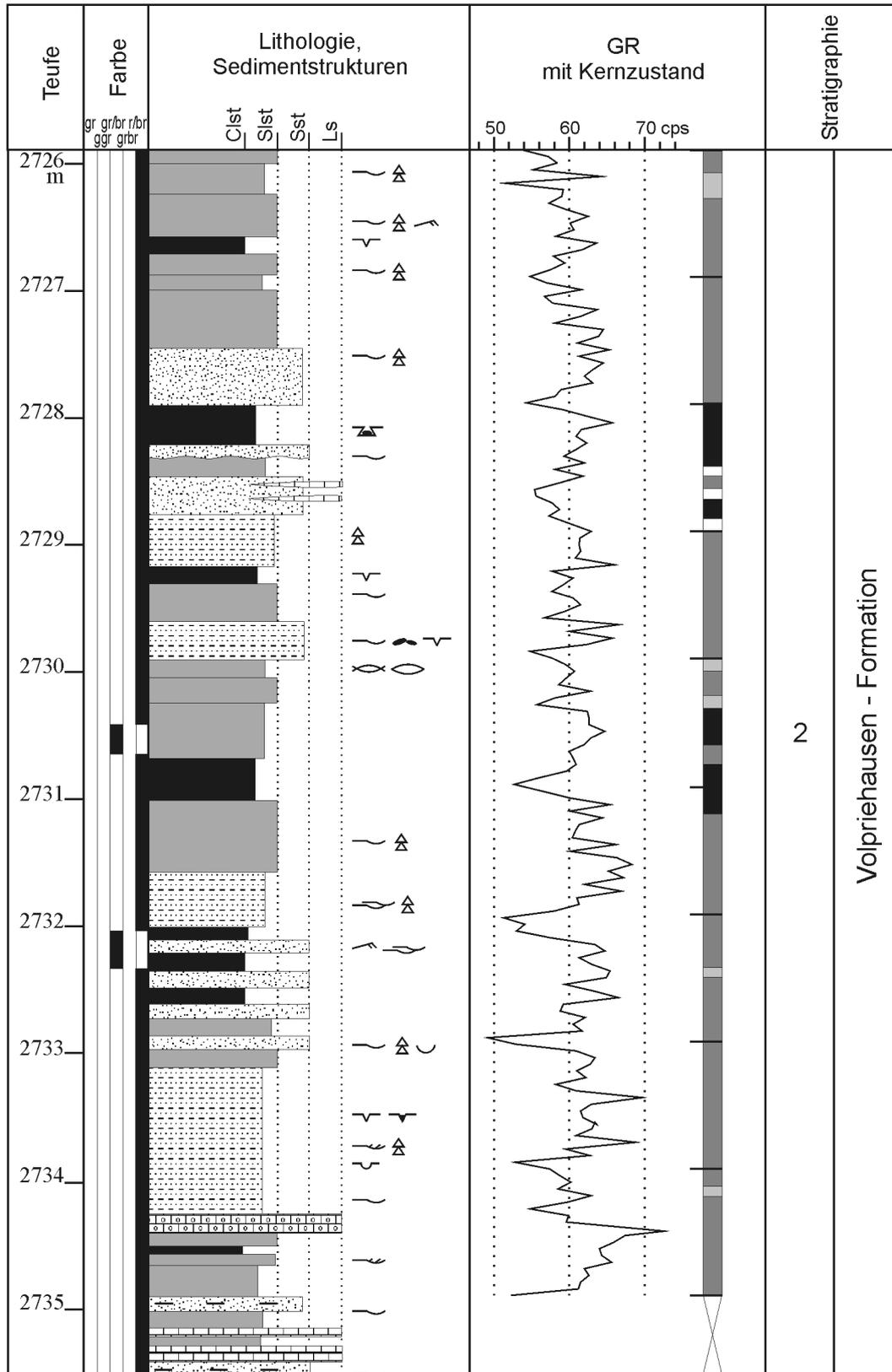


Aufnahme KIERSNOWSKI & ROMAN in KRZYWIEC 2000

Września IG1: lithologisches Profil 1:50
Bohrkern

Anlage 17e

Kernmarsch: XXII
Teufe: 2725,9 - 2734,9 m
Anzahl der Kisten: 10

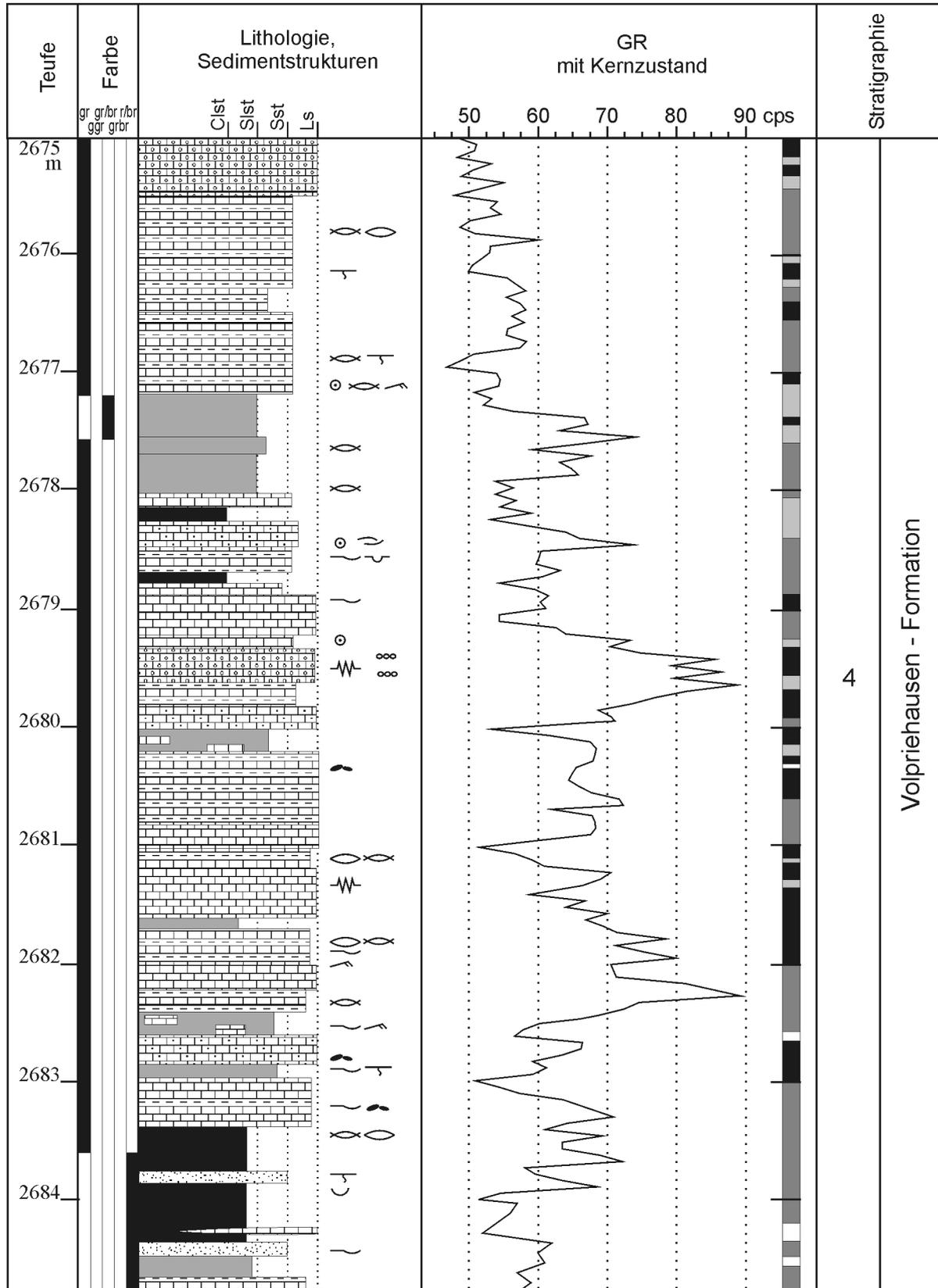


Aufnahme KIERSNOWSKI & ROMAN in KRZYWIEC 2000

Września IG1: lithologisches Profil 1:50
Bohrkern

Anlage 17f

Kernmarsch: XXI
Teufe: 2675,1 - 2684,0 m
Anzahl der Kisten: 10

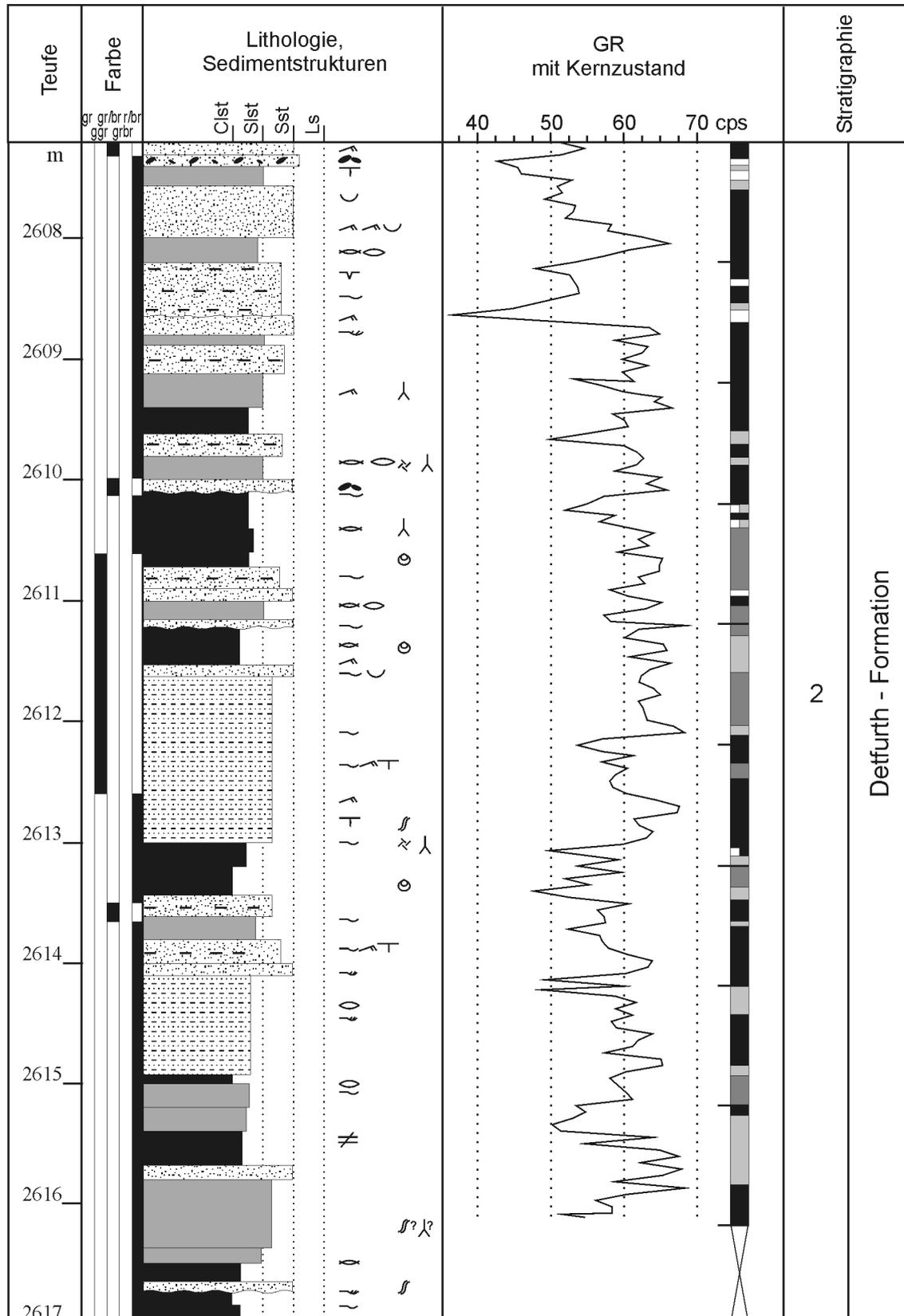


Aufnahme KIERSNOWSKI & ROMAN in KRZYWIEC 2000

Września IG1: lithologisches Profil 1:50
Bohrkern

Anlage 17g

Kernmarsch: XX
Teufe: 2607,2 - 2616,5 m
Anzahl der Kisten: 10

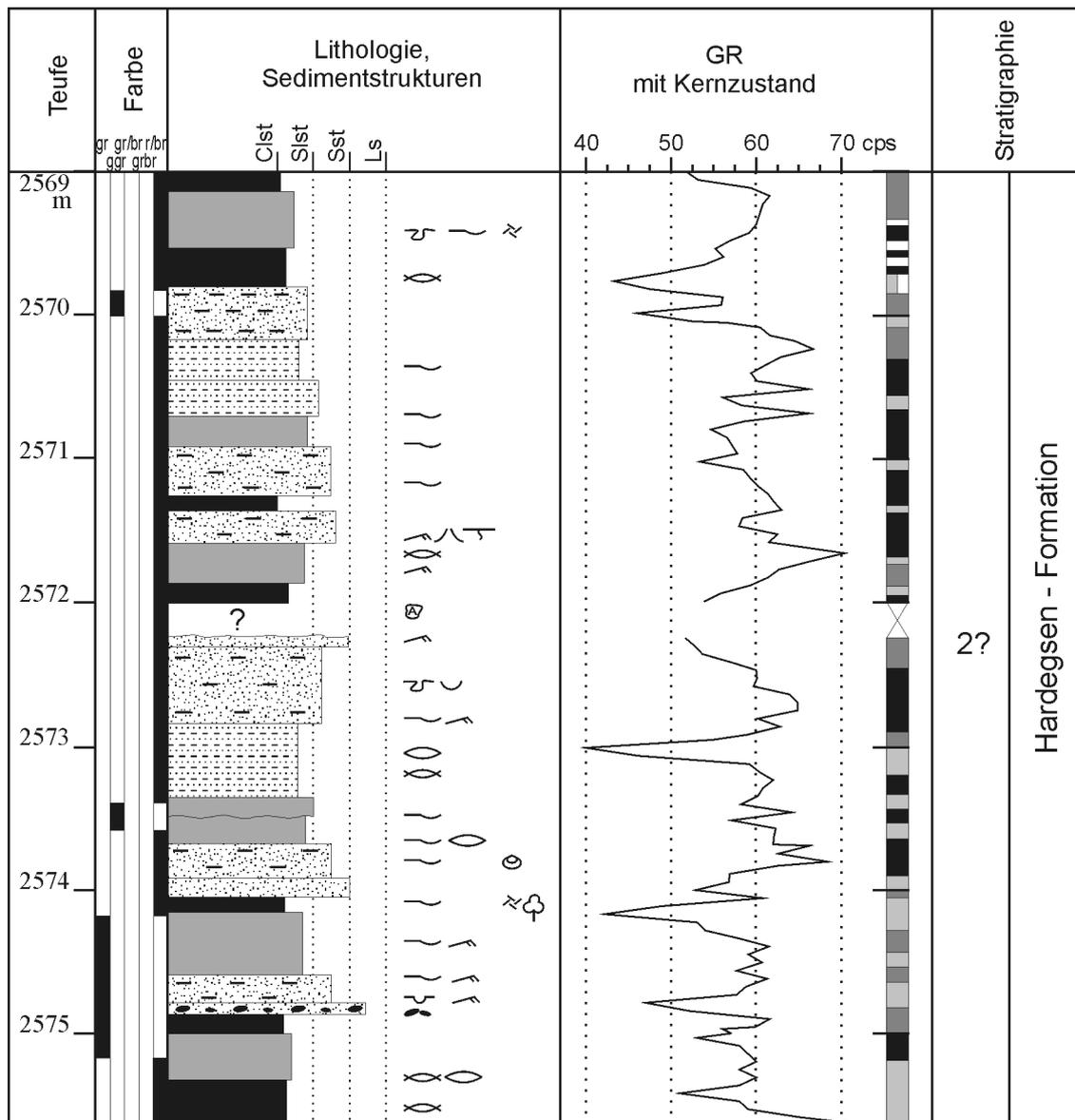


Aufnahme KIERSNOWSKI & ROMAN in KRZYWIEC 2000

Września IG1: lithologisches Profil 1:50
Bohrkern

Anlage 17h

Kernmarsch: XIX
Teufe: 2569,0 - 2575,0 m
Anzahl der Kisten: 7



Września IG1: lithologisches Profil 1:50
Bohrkern

Anlage 17i

Kernmarsch: XVIII
Teufe: 2527,0 - 2536,7 m
Anzahl der Kisten: 8

