

Zyklische Stratigraphie und Magnetostratigraphie des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland

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

Michael Szurlies

geb. am 29.08.1969 in Hildesheim

Gutachter:

1. Prof. Dr. G.H. Bachmann
2. Prof. Dr. H.C. Soffel
3. Prof. Dr. J.F.W. Negendank
4. Prof. Dr. T. Aigner

Datum der Verteidigung: 06. Juli 2001

Diss 1008

Martin-Luther-Universität
Zweigbibliothek der ULB
Geowissenschaften
Von Seckendorff-Platz 3-4
06120 Halle (Saale)

Halle (Saale)
Juli 2001

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

1	Einleitung	1
Teil I: Lithostratigraphie, Log-Stratigraphie, Sequenzstratigraphie		
2	Stand der Forschung	3
2.1	Lithostratigraphie, Log-Stratigraphie	4
2.1.1	Grobgliederung des Unteren Buntsandsteins	4
2.1.2	Feingliederung des Unteren Buntsandsteins	4
2.1.2.1	Calvörde-Formation	5
2.1.2.2	Bernburg-Formation	7
2.2	Sequenzstratigraphie	7
2.3	Biostratigraphie	7
3	Methoden (Radiometrische und lithologische Profilaufnahme)	9
3.1	Radiometrische Messungen (GR-Logs)	9
3.1.1	Aufbau und Arbeitsweise der „Heger-Sonde“	9
3.1.2	Anwendung der Messmethode in den Gesteinen des Unteren Buntsandsteins	9
3.2	Profilaufnahme	10
4	Profilbeschreibung	13
4.1	Aufschlüsse	13
4.1.1	Südbahneinschnitt Thale (TL)	13
4.1.2	Ehemalige Tongrube bei Nelben (NB)	13
4.1.3	Ziegeltongrube Westeregeln (WE)	13
4.1.4	Plattendolomitbruch Caaschwitz (CW)	13
4.1.5	Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (BL)	14
4.1.6	Lindenschlucht bei Seeburg (LS)	14
4.1.7	Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth (BS)	14
4.1.8	Straßenanschnitt und ehemaliger Steinbruch an der Marienburg (MG)	14
4.2	Vergleich der Kleinzyklen der Calvörde-Formation	32
4.3	Vergleich der Kleinzyklen der Bernburg-Formation	34
5	Regionaler Vergleich	38
5.1	Calvörde-Formation	38
5.1.1	Westliches Harzvorland	38
5.1.2	Nördliches Harzvorland	38
5.1.3	Scholle von Calvörde	41
5.1.4	Südöstliches Harzvorland	44
5.1.5	Nordhessen, Südniedersachsen	44
5.2	Bernburg-Formation	46
5.2.1	Westliches Harzvorland	46
5.2.2	Nördliches Harzvorland	46
5.2.3	Scholle von Calvörde	49

5.2.4	Südöstliches Harzvorland	49
5.2.5	Nordhessen, Südniedersachsen	51
6	Genese	52
6.1	Paläogeographischer Überblick	52
6.2	Milieu-Interpretation	52
6.2.1	Calvörde-Formation	52
6.2.2	Bernburg-Formation	55
6.3	Sequenzstratigraphie	56
6.3.1	Konzept der Sequenzstratigraphie	56
6.3.2	Konzept der Erosionsbasis-Zyklen	56
6.3.3	Anwendung der Sequenzstratigraphie auf die Schichtenfolge des Unteren Buntsandsteins	57
6.3.4	Ursachen der Zyklizität im Unteren Buntsandstein	61
Teil II: Gesteins- und Paläomagnetik, Magnetostratigraphie		
7	Grundlagen des Gesteins- und Paläomagnetismus	63
7.1	Einführung	63
7.2	Magnetismus	63
7.3	Magnetische Minerale	67
7.3.1	Eisen-Titan-Oxide	67
7.3.1.1	Magnetit	67
7.3.1.2	Titanomagnetit	68
7.3.1.3	Hämatit	69
7.3.1.4	Titanohämatit	69
7.3.1.5	Maghemit	69
7.3.1.6	Titanomaghemit	69
7.3.2	Eisenoxihydroxide	69
7.3.3	Eisensulfide	69
7.4	Remanente Magnetisierung	69
7.4.1	Sedimentationsremanenz (DRM), Postsedimentationsremanenz (PDRM)	70
7.4.2	Chemische remanente Magnetisierung (CRM)	70
7.4.3	Viskose remanente Magnetisierung (VRM), isothermale remanente Magnetisierung (IRM)	70
8	Methoden (Gesteins- und paläomagnetische Untersuchungen)	71
8.1	Probenahme	71
8.2	Gesteinsmagnetische Untersuchungen	71
8.2.1	Magnetische Suszeptibilität	71
8.2.2	Isothermale remanente Magnetisierung (IRM)	71
8.3	Paläomagnetische Untersuchungen	72
8.3.1	Wechselfeld-Abmagnetisierung	72
8.3.2	Thermische Abmagnetisierung	72
8.4	Bestimmung der charakteristischen remanenten Magnetisierung (ChRM)	72
9	Gesteinsmagnetische Ergebnisse	74

10	Paläomagnetische Ergebnisse	77
10.1	NRM-Intensität, Suszeptibilität	77
10.2	Abmagnetisierungsergebnisse	77
11	Magnetostratigraphie	86
11.1	Magnetische Polaritätsskalen der untersuchten Profile	86
11.1.1	Südbahneinschnitt Thale (TL)	86
11.1.2	Ehemalige Tongrube bei Nelben (NB)	86
11.1.3	Ziegeltongrube Westeregeln (WE)	86
11.1.4	Plattendolomitbruch Caaschwitz (CW)	90
11.1.5	Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (BL)	90
11.1.6	Lindenschlucht bei Seeburg (LS)	90
11.1.7	Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth (BS)	94
11.1.8	Straßenanschnitt und ehemaliger Steinbruch an der Marienburg (MG)	94
11.1.9	Bohrung Schlierbachswald 4 (SW4)	94
11.2	Magnetische Polaritätsskala des Unteren Buntsandsteins von Mitteldeutschland	98
11.3	Andere paläomagnetische Untersuchungen im Mitteleuropäischen Becken	100
11.4	Korrelation der MPS mit Gliederungen der Borealen und Tethyalen Trias	103
12	Literaturverzeichnis	106

Verzeichnis der Abbildungen

Verzeichnis der Tabellen

Anhang A - D

Diskette

Zusammenfassung

Im Rahmen der Diplomarbeit (SZURLIES 1997) und der Dissertation wurden acht Tagesaufschlüsse und eine Kernbohrung aus dem Unteren Buntsandstein Mitteldeutschlands bearbeitet. Der Untere Buntsandstein wird im Wesentlichen nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten gegliedert. Er besteht aus einer unteren Calvörde- und einer oberen Bernburg-Formation. Beide entsprechen in ihrem stratigraphischen Umfang der Unteren bzw. Oberen Folge nach BOIGK (1959).

Der in Mitteldeutschland etwa 300 m mächtige Untere Buntsandstein lässt sich in 5 - 25 m starke Sohlbankzyklen (Kleinzyklen) unterteilen. Sie bestehen im Idealfall aus einem sandig-oolithischen Basisbereich und einem tonig-siltigen Dachbereich. Eine Verknüpfung der Gliederung nach Kleinzyklen mit der Oolith-Nomenklatur erweist sich in Mitteldeutschland als unproblematisch. Die Calvörde-Formation wird in 10 Kleinzyklen unterteilt. Mit jedem Basisbereich eines Kleinzyklus korreliert ein Oolith-Horizont. Neben dem Graubankbereich werden mit dem Thale-Horizont, dem Gamma-Horizont und der Grobbank drei neue Litho-Leithorizonte vorgestellt. Für die Bernburg-Formation Mitteldeutschlands wird eine Neugliederung in bis zu 10 Kleinzyklen eingeführt. Die Basisbereiche der neu definierten Kleinzyklen entsprechen den Horizonten der weiter verfeinerten Oolith-Nomenklatur.

Die Kleinzyklen können auch im Gamma-Ray-Log (GR-Log) wiedererkannt werden. Während der sandig-oolithische Unterteil sich als Abschnitt niedriger Strahlung deutlich abhebt, ist der feinklastische Oberteil durch hohe Strahlungswerte gekennzeichnet. Die radiometrischen Messkurven der Buntsandstein-Profile zeigen im Wesentlichen den Gehalt des vor allem in Tonminerale eingebauten ^{40}K -Isotops an und spiegeln somit die Korngrößen in den klastischen Gesteinen bzw. den feinklastischen Anteil in den Karbonatgesteinen wider. Dass heißt, dass mit der Korngrößenabnahme innerhalb eines Sohlbankzyklus eine Zunahme der Gammastrahlung korreliert. Auf diese Weise können die radiometrischen Leithorizonte der Log-Stratigraphie in die Tagesaufschlüsse übertragen und den entsprechenden Gesteinstypen zugeordnet werden. Dadurch lassen sich Litho- und Log-Stratigraphie direkt verknüpfen. Mit Hilfe von GR-Log-Korrelationsketten werden die Kleinzyklen überregional verfolgt. Hiermit kann u.a. die Schichtlücke unter der „V-Diskordanz“ in Mitteldeutschland kalkuliert werden. Während die Bernburg-Formation in der Hessischen Senke aus 10 Kleinzyklen besteht, sind auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle meist nur 9 Kleinzyklen erhalten. Dies entspricht einem Mächtigkeitssprung von bis zu 20 m zwischen westlichem und nördlichem Harzvorland.

Der Untere Buntsandstein wurde im epikontinentalen (kratonischen) Mitteleuropäischen Becken abgelagert. Die regionale Mächtigkeitskonstanz der Kleinzyklen spricht für einen reliefarmen Sedimentationsraum sowie eine gleichmäßige Subsidenz und Sedimentzufuhr. Die Feinsandsteine wurden in einer Schwemmebene (Sandebene) abgelagert. Der charakteristische Gesteinstyp des Unteren Buntsandsteins sind die oolithischen Kalksteine (Rogensteine). Sie bildeten sich in einem brackisch-lakustrinen Millieu im Randbereich eines riesigen Binnensees. Die Feinklastika wurden in einer Playa (Tonebene) abgelagert. Die Ursache der Faziesverschiebungen im Unteren Buntsandstein wird in zyklischen Änderungen der Niederschläge gesehen. Hintergrund hierfür könnten Änderungen der Orbitalparameter sein. Von verschiedenen Autoren wird eine Zuordnung der Kleinzyklen des Buntsandsteins zu den Exzentrizitätszyklen vorgenommen. Unter Anwendung der Prinzipien der Sequenzstratigraphie auf die untersuchte Schichtenfolge umfasst der Abschnitt Oberer Bröckelschiefer - Unterer Buntsandstein eine Sequenz 3. Ordnung (AIGNER & BACHMANN 1992), die sich zweiteilen lässt. Die erste Sequenz (S1a) umfasst den Oberen Bröckelschiefer und die Calvörde-Formation. Die weit nach Süden in Richtung Beckenrand reichenden oolithischen Bildungen an der Basis des Kleinzyklus 3 (= Thale-Horizont) werden als Horizont maximaler Überflutung interpretiert. Die zweite Sequenz des Buntsandsteins (S1b) entspricht der Bernburg-Formation. Der Horizont maximaler Überflutung wird durch die obere oolithische Zone (BOIGK 1959) markiert (= Kleinzyklen 6b - 7b).

Im Rahmen der gesteins- und paläomagnetischen Arbeiten wurden 1056 Gesteinsproben entnommen. Mit Hilfe der gesteinsmagnetischen Untersuchungen (u.a. Erwerb einer isothermalen remanenten Magnetisierung) lassen sich die Remanenzträger in den verschiedenen Gesteinstypen des Unteren Buntsandsteins identifizieren. Während in den rotbraunen Sandsteinen Hämatit den Hauptremanenzträger darstellt, dominiert in den grauen (Kalk-)Sandsteinen, Dolomitsteinen und oolithischen Kalksteinen (Titano-)Magnetit. In den angewitterten Proben tritt verstärkt Goethit auf.

Für die paläomagnetischen Untersuchungen wurden 730 Proben thermisch und 159 im Wechselfeld abmagnetisiert. Während die Intensitäten der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) der grauen (Kalk-)Sand-

steine, der oolithischen Kalksteine und der Dolomitsteine (graue Proben) zwischen $0,1 \times 10^{-3} - 2 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$ variiert, liegt sie bei den rotbraunen Sandsteinen (rote Proben) mit $2 \times 10^{-3} - 21 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$ deutlich höher. Die Suszeptibilitätswerte der NRM variieren abhängig von der Art und Konzentration der magnetischen Minerale zwischen $10 - 250 \times 10^{-6} \text{ SI}$.

Bei der überwiegenden Zahl der Proben tragen zwei Richtungskomponenten zur NRM bei. Die Erste lässt sich bei niedrigen Temperaturen ($< 150^\circ\text{C}$) leicht entfernen. Der mittlere positive Inklinationwert von $+65^\circ$ entspricht der Richtung des heutigen Erdmagnetfelds im Untersuchungsgebiet. Diese sekundäre Magnetisierung wird von Goethit getragen. Ein Teil der bearbeiteten Proben ist vollständig in diese (sub)rezente Richtung remagnetisiert. Die zweite Magnetisierungskomponente, die in den roten Gesteinsproben an Hämatit und in den grauen Proben an (Titano-)Magnetit gebunden ist, wird als primäre charakteristische remanente Magnetisierung (ChRM) interpretiert. Der mittlere Inklinationwert beträgt bei einem normal polarisierten Erdmagnetfeld $+25^\circ$ und bei einem invers polarisierten Feld -25° . Diese Werte sind typisch für das in der Buntsandstein-Zeit zwischen $15 - 25^\circ$ nördlicher Breite gelegene Mitteleuropäische Becken. Alle Proben mit positiven Inklinationwerten ($+25^\circ$) zeigen im Stereogramm eine dichte Gruppierung im Nordost-Quadranten. Der mittlere Deklinationwert beträgt 020° . Die Proben mit negativen Inklinationwerten (-25°) gruppieren sich im Südwest-Quadranten. Der mittlere Deklinationwert liegt bei 200° . Alle Gesteinsproben mit einem Deklinationwert von $020^\circ \pm 30^\circ$ und einem zugehörigen Inklinationwert von $+25^\circ \pm 15^\circ$ sowie sämtliche Proben mit einem Deklinationwert von $200^\circ \pm 30^\circ$ und einem entsprechenden Inklinationwert von $-25^\circ \pm 15^\circ$ wurden für die Magnetostratigraphie verwendet.

Die paläomagnetischen Ergebnisse in den untersuchten Profilen lassen sich zu einer Magnetischen Polaritätsskala (MPS) zusammenfügen. Es werden 5 normal und 5 invers polarisierte magnetische Zone unterschieden. Der Plattendolomit der Leine-Formation gehört der normal polarisierten Zone **zny** an. Der höchste Teil der Leine-Formation wird der invers polarisierten Zone **zry** zugeordnet. Die Proben aus dem Abschnitt höchste Aller-Formation - Friesland-Formation sowie der tiefste Teil des Unteren Bröckelschiefers gehören der normal polarisierten Zone **znz** an. Die folgende invers polarisierte magnetische Zone **zrz** umfasst den Unteren sowie den tiefsten Teil des Oberen Bröckelschiefers. Der höchste Abschnitt des Oberen Bröckelschiefers und die Kleinzyklen 1 - 6 der Calvörde-Formation gehören der mächtigen normal polarisierten Zone **sn1** an. Daran schließt die invers polarisierte Zone **sr1** an. Sie umfasst den Kleinzyklus 7. Die nachfolgende normal polarisierte magnetische Zone **sn2** umfasst den Kleinzyklus 8 sowie den tiefsten Abschnitt des Kleinzyklus 9. Im tiefsten Teil des Kleinzyklus 9 der Calvörde-Formation beginnt mit einer Feldumkehr die invers polarisierte Zone **sr2**, die bis zur Basis des Kleinzyklus 4a der Bernburg-Formation reicht. Mit dem Kleinzyklus 4a beginnt die normal polarisierte Zone **sn3**. Mit dem Kleinzyklus 8 beginnt die invers polarisierte Zone **sr3**, die bis in den Mittleren Buntsandsteins reicht.

Die Korrelation der mitteldeutschen MPS mit der nordostpolnischen Polaritätsabfolge (NAWROCKI 1997) führt zu deutlichen Übereinstimmungen. In beiden Skalen befindet sich die lithostratigraphische Zechstein/Buntsandstein-Grenze im tieferen Teil einer mächtigen normal polarisierten Zone. Dies gilt auch für die Magnetische Polaritätsskala der Bohrung Obernsees (SOFFEL & WIPPERN 1998). Wie der Vergleich mit verschiedenen internationalen Magnetischen Polaritätszeitskalen (MPZS) zeigt, befindet sich die Perm/Trias-Grenze im unteren Drittel der ersten normal polarisierten Zone des Buntsandsteins (**sn1**), vermutlich innerhalb des Graubankbereichs (GB) des Kleinzyklus 2 der Calvörde-Formation.

1 Einleitung

Der Trias Mitteleuropas kommt international eine besondere Bedeutung zu, da dieses System hier definiert wurde (v. ALBERTI 1834). Der Terminus Trias dient heute als globaler chronostratigraphischer Begriff. Das Grundgerüst der Chronostratigraphie basiert auf weitverbreiteten, kurzlebigen Index-Fossilien, die jedoch in den triassischen Abfolgen Mitteleuropas kaum oder nicht enthalten sind. Die klassische mitteleuropäische Trias ist stark kontinental beeinflusst und wird hauptsächlich lithostratigraphisch gegliedert. Biostratigraphische Methoden werden insbesondere im Buntsandstein durch den Mangel an geeigneten Index-Fossilien erschwert, erlauben aber eine ungefähre Korrelation mit den marinen Standardprofilen und Stratotypen (KOZUR 1993, KOZUR & MOCK 1993, KOZUR 1999a, b). Um eine Gleichsetzung von litho- und chronostratigraphischen Einheiten zu vermeiden, sollte für die triassische Schichtenfolge von Mitteleuropa der Begriff Germanische Trias verwendet werden (vgl. MENNING 2000).

Die Magnetostratigraphie als wichtige nicht-paläontologische und beckenübergreifende Korrelationsmethode wurde in der Germanischen Trias bisher stark vernachlässigt. Die Trias wird bereits in vielen Teilen der Welt magnetostratigraphisch bearbeitet, so dass eine breite Vergleichsbasis besteht. Neuere Untersuchungen aus Deutschland konzentrieren sich auf den Mittelkeuper (HAHN 1986) sowie den Buntsandstein (BERES & SOFFEL 1985, SOFFEL & WIPPERN 1998).

Ziel dieser Studie und der in den Jahren 1996/97 durchgeführten Diplomarbeit (SZURLIES 1997) ist die Erstellung einer Magnetischen Polaritätsskala (MPS) für den Unteren Buntsandstein Mitteldeutschlands. Zu diesem Zweck wurden in den Jahren 1998-2000 acht Tagesaufschlüsse und eine Kernbohrung bearbeitet (Abb. 1). Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt im westlichen und nördlichen Harzvorland. Zusätzlich wurden ein Aufschluss aus Ostthüringen, einer aus dem südöstlichen Harzvorland sowie eine Kernbohrung aus Nordhessen bearbeitet.

Der Untere Buntsandstein lässt sich in 5 - 20 m mächtige Sohlbankzyklen (Kleinzyklen) gliedern. Der regionale Vergleich kann durch die Kombination von Zyklenstratigraphie und Gamma-Ray-Log-Korrelation wesentlich verbessert werden (SZURLIES 1999). Besonders in monotonen klastischen, fossilarmen Abfolgen wie dem Buntsandstein stellt das Gamma-Ray-Log (GR-Log) ein wichtiges stratigraphisches Hilfsmittel dar. Anhand der radiometrischen Messkurven kann ein zuverlässiger Vergleich der in den Aufschlüssen definierten Sohlbankzyklen mit der in Bohrungen anhand geophysikalischer Messkurven entwickelten Feingliederung des Unteren Buntsandsteins (Log-Stratigraphie) hergestellt werden. Auf diese Weise können die paläomagnetischen Ergebnisse m-genau im Referenzprofil des Unteren Buntsandsteins eingeordnet werden.

Die in den Jahren 1996/97 durchgeführte Diplomarbeit diente als Pilotstudie, um die verschiedenen Faziestypen des Unteren Buntsandsteins gesteins- und paläomagnetisch auf ihre Eignung für die Magnetostratigraphie zu testen. Im Gegensatz zu den bisherigen paläomagnetischen Arbeiten, die sich auf die lückenhafte grobklastische Randfazies des Buntsandsteins konzentrieren (BUREK 1967, DACHROTH 1971, 1976, BERES & SOFFEL 1985, SOFFEL & WIPPERN 1998), wurde im Rahmen dieser Studie die feinklastische Beckenfazies bearbeitet. Neben Grobsilt- und Feinsandsteinen konnten hier auch die für den Unteren Buntsandstein signifikanten oolithischen Kalksteine (Rogensteine) untersucht werden. Die paläomagnetischen Untersuchungen wurden im magnetischen Labor des GEOFORSCHUNGSZENTRUM Potsdam (GFZ) durchgeführt.

Die Magnetische Polaritätsskala Mitteldeutschlands hat Bedeutung als eigenständiger Standard der mitteleuropäischen Typusregion und kann mit Magnetischen Polaritätszeitskalen (MPZS) der Borealen und Tethyalen Trias verglichen werden. Mit Hilfe der Magnetostratigraphie lässt sich die Korrelation von kontinentaler und mariner Trias wesentlich verbessern. NAWROCKI (1997) und NAWROCKI & SZULC (2000) zeigten, dass mit Hilfe paläomagnetischer Untersuchungen ein Vergleich des polnischen Buntsandsteins und Muschelkalks mit triassischen Standardprofilen durchführbar ist.

Die vorliegende Arbeit ist zweigeteilt. Der erste Abschnitt behandelt die litho- und log-stratigraphische Einstufung der untersuchten Profile. Zusätzlich wird eine sequenzstratigraphische Gliederung des Unteren Buntsandsteins vorgestellt. Im zweiten Teil werden die gesteins- und paläomagnetischen Ergebnisse dargestellt und das zusammengesetzte, magnetostratigraphische Referenzprofil für Mitteldeutschland erläutert sowie mit internationalen Magnetischen Polaritätszeitskalen verglichen. Ein weiteres Ziel dieser Korrelation ist es, eine mögliche Position der Perm/Trias-Grenze in der triassischen Schichtenfolge Mitteleuropas anzugeben.

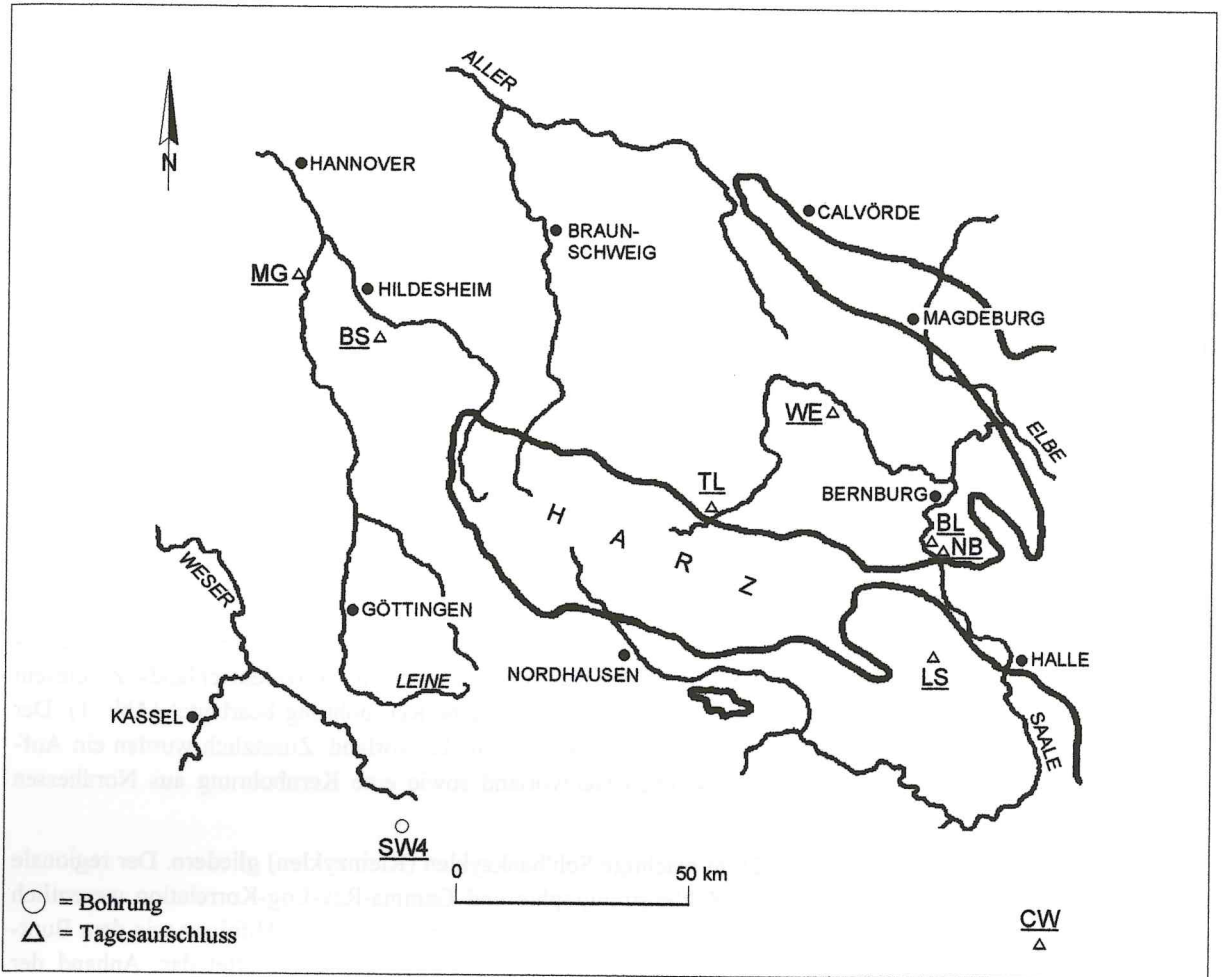


Abb. 1: Lage der Aufschlussprofile und der Bohrung.

MG = Straßenanschnitt und ehemaliger Steinbruch an der Marienburg, BS = Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth, WE = Ziegeltongrube Westeregeln, TL = Südbahneinschnitt Thale, BL = Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen, NB = Ehemalige Tongrube bei Nelben, LS = Lindenschlucht bei Seeburg, CW = Plattendolomitbruch Caaschwitz, SW4 = Bohrung Schlierbachswald 4

2 Stand der Forschung

Der Buntsandstein ist die untere Gruppe der Germanischen Trias (Abb. 2). Er wird im Wesentlichen nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten gegliedert. Die überregionale Korrelation lässt sich anhand von Litho-Leithorizonten und Diskordanzen sowie mit Hilfe geophysikalischer Messkurven herstellen. Eine monographische Bearbeitung des Buntsandsteins führt zurzeit die ARBEITSGRUPPE BUNTSANDSTEIN der SUBKOMMISSION PERM-TRIAS der Stratigraphischen Kommission der DEUTSCHEN UNION DER GEOLOGISCHEN WISSENSCHAFTEN (DUGW) durch (ARBEITSGRUPPE BUNTSANDSTEIN, in Vorb.).

In dieser Arbeit wird bei der Gliederung des Buntsandsteins der international übliche Begriff „Formation“ statt der Bezeichnung „Folge“ verwendet. Die Formation ist die Grundeinheit in der lithostratigraphischen Hierarchie (STEININGER & PILLER 1999). Litho-Leithorizonte oder Diskordanzen, wie es im Buntsandstein der Fall ist, können zur Begrenzung von Formationen benutzt werden (SALVADOR 1994).

	Gruppe	Untergruppe	Formation	Bemerkung	
Germanische Trias	Muschelkalk				
	Buntsandstein	Oberer Buntsandstein	Röt-Formation		
			Mittlerer Buntsandstein	Solling-Formation	
		Hardeggen-Formation			
		Defurth-Formation		^^ D-Diskordanz	
		Volpriehausen-Formation		^^ V-Diskordanz	
		Unterer Buntsandstein	Bernburg-Formation		
	Calvörde-Formation				
	Perm	Zechstein	Oberer Bröckelschiefer	^^ zBr-Diskordanz	
			Unterer Bröckelschiefer		

Abb. 2: Lithostratigraphische Gliederung des Buntsandsteins

2.1 Lithostratigraphie, Log-Stratigraphie

2.1.1 Grobgliederung des Unteren Buntsandsteins

Die bis heute gültige sohlbankzyklische Unterteilung des Buntsandsteins in Norddeutschland wurde durch BOIGK (1956, 1959, 1961) eingeführt. Es gelang ihm, das in Kartierungen in Südniedersachsen erarbeitete Gliederungsprinzip in die Bohrlochmessungen zu übertragen. Am Richtprofil (GR-Log) der Bohrung Bockenem 1 (10 km SE Bad Salzdetfurth) führte BOIGK (1959) die Dreiteilung des Unteren Buntsandsteins ein, wobei er neben dem Bröckelschiefer (inkl. Zechsteinletten) im Sinne von RICHTER-BERNBURG (1955) eine Untere und eine Obere „Gruppe“ (Folge) unterschied (Abb. 3). Die Grenzziehung Untere/Obere Folge begründete BOIGK (1959) mit einem markanten Fazieswechsel sowie einem vergleichbaren sohlbankzyklischen Aufbau beider Folgen. BOIGK (1959) und TRUSHEIM (1961, 1963) gelang es, die sohlbankzyklische Gliederung des Buntsandsteins anhand von Bohrlochmessungen (GR-Logs) überregional zu verfolgen. Damit war der Grundstein für eine bis heute weiter verfeinerte Litho- und Log-Stratigraphie des Unteren Buntsandsteins gelegt. TRUSHEIM (1961) erkannte darüber hinaus u.a. die sogenannte „V-Diskordanz“ an der Basis des Mittleren Buntsandsteins (Abb. 2).

Etwa zeitgleich führte HOPPE (1959, 1965) die zyklische Gliederung des Buntsandsteins in Thüringen ein. Er differenzierte den Unteren Buntsandstein ebenfalls in drei Abschnitte, wobei er neben dem Bröckelschiefer (su1), zwei darüber folgende Sohlbankzyklen (su2, su3) unterschied. Die von JUNG (1958), JUNG & LORENZ (1964) sowie WOLBURG (1969) vertretene gegensätzliche Auffassung eines dachbankzyklischen Unterteilungsprinzips konnte sich nicht durchsetzen.

Der Arbeitsausschuss Buntsandstein der Geologischen Landesämter (ABGL 1974, RICHTER-BERNBURG 1974) bestätigte die Dreiteilung des Unteren Buntsandsteins. Neben der Bröckelschiefer-Folge (inkl. Zechsteinletten) wurden die von DIEDERICH (1965) in Südhessen eingeführten Begriffe Gelnhausen- und Salmünster-Folge für verbindlich erklärt. Im Triasstandard der DDR (TGL 25 234/11 1974, DOCKTER et al. 1980) wurde der Untere Buntsandstein dagegen zweigeteilt in eine untere Nordhausen-Folge und eine obere Bernburg-Folge. Die Nordhausen-Folge umfasst den Bröckelschiefer (inkl. Zechsteinletten) und die Untere Folge nach BOIGK (1959). Die Bernburg-Folge entspricht BOIGKs Oberer Folge.

Die Untersuchungen von BRÜNING (1986) in Südniedersachsen und Nordhessen ergaben, dass die Grenze Gelnhausen-/Salmünster-Folge nach DIEDERICH (1965) etwa 30 m höher liegt als die Grenze Untere/Obere Folge. BRÜNING kehrte daher zur BOIGKschen Folgen-Benennung zurück. Den Begriff Bröckelschiefer-Folge, nun unter Ausschluss der Zechsteinletten, ersetzte er durch die Bezeichnung Übergangsfolge (Abb. 3). PAUL & KLARR (1988) gliederten den Unteren Buntsandstein in der Bohrung Remlingen 5 (10 km SE Wolfenbüttel) ebenfalls in Anlehnung an BOIGK in Bröckelschiefer, Untere und Obere Folge. KÄDING (2000) führte für die Bröckelschiefer-Folge die Bezeichnung Fulda-Folge ein.

BEST (1989) und RÖHLING (1993) konnten eine Erosionsdiskordanz („zB-Diskordanz“) an der Basis des Oberen Bröckelschiefers nachweisen (Abb. 2). Dieser liegt auf Hochlagen wie der Eichsfeld-Altmark-Schwelle – stellenweise unter Ausfall des Unteren Bröckelschiefers sowie der Zechsteinletten – direkt auf Gesteinen der Aller-Folge.

Für die Untere Folge im Sinne von BOIGK (1959) wurde laut Beschluss der SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (LEPPER 1993) die Scholle von Calvörde als Typusgebiet ausgewählt und die Bezeichnung Calvörde-Folge (-Formation) eingeführt. Der in Ostdeutschland verbindliche Begriff Bernburg-Folge (-Formation) wurde von der SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (LEPPER 1993) für die Obere Folge übernommen. Demnach besteht nun eine Zweiteilung des Unteren Buntsandsteins – unter Ausschluss des Bröckelschiefers und der Zechsteinletten, die zur Übergangsfolge zusammengefasst in den Zechstein gestellt werden. Die lithostratigraphische Grenze Zechstein/Buntsandstein wird demzufolge an der Basis der Calvörde-Formation gezogen. Entsprechend den Ergebnissen von REICHENBACH (1970), KÄDING (1978), BRÜNING (1986), BEST (1989), RÖHLING (1991, 1993) sowie SCHÜLER & SEIDEL (1991) stellt die Übergangsfolge lediglich eine Randfazies der höheren Zechstein-Zyklen (Ohre-Formation - Oberer Bröckelschiefer) des zentralen Norddeutschen Beckens dar. Als Basis der Übergangsfolge ist die Obergrenze des jeweils obersten Salinarzyklus definiert (LEPPER 1993).

2.1.2 Feingliederung des Unteren Buntsandsteins

Wichtige lithologische Kriterien zur Zweiteilung des Unteren Buntsandsteins sind unterschiedliche Schichtungstypen und Gesteinsfarben der feinklastischen Abschnitte der beiden Formationen (BOIGK 1959, BRÜNING 1986).

Während in der Calvörde-Formation ein massig-bröckeliger Schichtungstyp („Bröckelschiefer-Fazies“) und rotbraune Gesteinsfarben vorherrschen, dominieren in der Bernburg-Formation eine wellige Feinschichtung („Linsen- und Flaserschichtung“) und bunte Gesteinsfarben.

2.1.2.1 Calvörde-Formation

Die erste feinstratigraphische Unterteilung der Calvörde-Formation stammt von SEIDEL (1965), der in Kernbohrprofilen des su2 Nordthüringens 10 Sohlbankzyklen ausschied. BRÜNING (1986) übertrug dieses Gliederungsprinzip auf das Gebiet der nördlichen Hessischen Senke, wo er die Calvörde-Formation (Untere Folge) mit Hilfe von GR-Logs ebenfalls in 10 Sohlbankzyklen (Kleinzyklen) unterteilte (Abb. 3). Die im GR-Log besonders deutlichen Sandsteine an der Basis der Kleinzyklen dünnen beckenwärts aus. Die Korrelationsmethode BRÜNING'S wurde daher später auf die Kombination GR-/Sonic-Log erweitert (BEST 1989, RÖHLING 1993). RÖHLING (1993) und GELUK & RÖHLING (1997) zeigten, dass damit ein überregionaler Vergleich der Kleinzyklen in Norddeutschland und bis in die Niederlande durchführbar ist.

SCHULZE (1969) benutzte bei der Differenzierung des Unteren Buntsandsteins auf der Scholle von Calvörde ein anderes Gliederungskriterium. Er machte sich die Horizontbeständigkeit der Oolithe (Rogensteine) zunutze, die er in der Unteren Folge (Calvörde-Formation + Oberer Bröckelschiefer) mit den griechischen Buchstaben alpha (α), beta 1 (β_1), beta 2 (β_2), gamma (γ), delta (δ) und epsilon (ϵ) benannte (Abb. 3). Diese Horizonte erwiesen sich als überregional korrelierbar, ein Umstand, den auch schon BOIGK (1959, „untere oolithische Zone“) und PHILLIP (1960) erkannten. Dieses Konzept beruht jedoch nicht auf dem Vergleich einzelner Oolithbänke, sondern auf einer Korrelation von Profilabschnitten, in denen gehäuft oolithische Kalksteine und Kalksandsteine auftreten. Die Gliederung nach Oolith-Horizonten wurde von PAUL & KLARR (1988) durch Zweiteilung des Horizonts alpha (α_1 , α_2) und von RADZINSKI (1995) durch Dreiteilung des Horizonts gamma (γ_1 - γ_3) verfeinert (Abb. 3).

Die Unterteilung der Calvörde-Formation nach Kleinzyklen oder Oolith-Horizonten ist im Umfeld des Harzes unproblematisch (PAUL & KLARR 1988, RADZINSKI 1997, SZURLIES 1999). Die sandig-oolithischen Basisbereiche der Kleinzyklen 1 - 7 sowie 9 und 10 entsprechen den Horizonten alpha 1 - gamma 3 sowie delta und epsilon. Für den Fuß des Kleinzyklus 8 ist bisher kein Oolith-Horizont definiert. Durch eine Zweiteilung des Horizonts delta entspricht der Basisbereich des Kleinzyklus 8 dem Horizont delta 1 und der Fuß des Kleinzyklus 9 dem Horizont delta 2 (Abb. 3).

Einen von grauen Gesteinsfarben dominierten Abschnitt, der den Kleinzyklus 1 und den Basisbereich des Kleinzyklus 2 umfasst, bezeichnete SCHULZE (1969) als „Graubankbereich“. BRÜNING (1986), PAUL & KLARR (1988) sowie SZURLIES (1999) wenden den Begriff „Graubankbereich“ nur für den durchgängig graugefärbten Unterteil des Kleinzyklus 2 an.

Die Untergrenze der Calvörde-Formation wird im Bereich der Oolith-Verbreitung an die Unterkante des sandig-oolithischen Basisbereichs des Kleinzyklus 1 gelegt und ist durch Litho-Leithorizonte wie der „Bänderfazies“ im höchsten Oberen Bröckelschiefer, dem „Graubankbereich“ sowie den markanten Oolithen an der Basis des Kleinzyklus 3 der Calvörde-Formation abgesichert (LEPPER 1993). Die Obergrenze der Calvörde-Formation wird im nördlichen Harzvorland und auf der Scholle von Calvörde an der Basis des hier besonders mächtigen Oolith-Horizonts zeta (ξ) gezogen.

Abb. 3: Gegenüberstellung verschiedener litho-, sequenz- und biostratigraphischer Gliederungen des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland bezogen auf das GR-Log der Bohrung Remlingen 5.

Erläuterungen der verwendeten Abkürzungen:

GB	= Graubankbereich	z4	= Aller-Formation
TH	= Thale-Horizont	z5	= Ohre-Formation
MB	= Malachitbank	z6	= Friesland-Formation
GH	= Gamma-Horizont	zBu	= Unterer Bröckelschiefer
		zBo	= Oberer Bröckelschiefer
UOZ	= untere oolithische Zone		
OOZ	= obere oolithische Zone		
TST	= Transgressiver Systemtrakt		
HST	= Hochstand-Systemtrakt		

2.1.2.2 Bernburg-Formation

Wie für die Calvörde- wurde auch für die Bernburg-Formation eine sohlbankzyklische Unterteilung vorgeschlagen, die nach RÖHLING (1991, 1993) aus bis zu 14 Kleinzyklen besteht. Schon ROESE (1965) erkannte die Horizontbeständigkeit von Sandschüttungen in der Bernburg-Formation. SCHULZE (1969) gliederte auf der Scholle von Calvörde die 6 Oolith-Horizonte zeta (ζ), eta (η), theta (θ), iota (ι), kappa (χ) und lambda (λ) aus. Mit diesen Horizonten unterteilte RADZINSKI (1995, 1999) die Bernburg-Formation in Sachsen-Anhalt (Abb. 3). PAUL & KLARR (1988) differenzierten die Bernburg-Formation in der Bohrung Remlingen 5 in 6 Kleinzyklen, die sie mit den 6 Oolith-Horizonten SCHULZES verknüpften.

Die Untergrenze der Bernburg-Formation wird im östlichen Subherzyn, auf der Scholle von Calvörde sowie im südöstlichen Harzvorland an die Basis der sogenannten „(Haupt-)Rogensteinzone“ (u.a. RADZINSKI 1967, WAGENBRETH 1968) gelegt (TGL 25234/11 1974). Die Obergrenze entspricht der Basis des grobkörnigeren Volpriehausen-Sandsteins.

2.2 Sequenzstratigraphie

Eine erste sequenzstratigraphische Betrachtung der Germanischen Trias haben AIGNER & BACHMANN (1992) vorgenommen. Sie gliedern den Buntsandstein in fünf Sequenzen 3. Ordnung, die jeweils durch Erosionsdiskordanzen begrenzt werden und im Sinne von VAN WAGONER et al. (1988) als Sequenzgrenzen interpretiert werden. Nach AIGNER & BACHMANN (1992) repräsentiert der durch die „zB-Diskordanz“ und die „V-Diskordanz“ begrenzte Abschnitt Oberer Bröckelschiefer - Unterer Buntsandstein die erste Sequenz des Buntsandsteins (Abb. 3). Die Klastika des Oberen Bröckelschiefers und der Calvörde-Formation ordnen sie einem Transgressiven System-Trakt („Transgressiv Systems Tract“, TST) zu. Im feinklastischen höchsten Teil der Calvörde-Formation vermuten sie eine „Fläche maximaler Überflutung“ („maximum flooding surface“, mfs). Die Oolithe der Bernburg-Formation interpretieren sie als Bildungen einer Hochstands-Phase („Highstand Systems Tract“, HST).

AIGNER et al. (1999) wenden das neutrale Konzept der variablen Erosionsbasis („stratigraphic base-level“) im Sinne von WHEELER (1964) und CROSS et al. (1993) auf die kontinentalen Ablagerungen der Germanischen Trias an. Sie interpretieren den höchsten Zechstein und den Unteren Buntsandstein Süddeutschlands als einen Zyklus mit fallender Erosionsbasis. Diesen unterteilen sie in drei Unter-Zyklen, die sie der Größenordnung nach mit den Zyklen 3. Ordnung der Sequenzstratigraphie vergleichen. An der Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein manifestiert sich nach ihrer Meinung ein Wendepunkt zwischen einer fallenden und einer steigenden Erosionsbasis.

GIANOLLA & JACQUIN (1998) geben eine Zusammenstellung verschiedener sequenzstratigraphischer Gliederungen aus einer Reihe mariner und kontinentaler triassischer Ablagerungsgebiete Europas. PAUL (1992), CLEMMENSEN et al. (1994) sowie GELUK & RÖHLING (1997) stellen Betrachtungen zur Zyklensteuerung im Buntsandstein an. Sie vermuten „MILANKOVITCH-Zyklen“ als Ursachen für die Zyklizität in den Ablagerungen des Buntsandsteins. In den 5 - 25 m mächtigen Kleinzyklen spiegeln sich nach ihrer Meinung die 100 ka Exzentrizitäts-Zyklen wider.

2.3 Biostratigraphie

Sowohl die Faunen- als auch die Floren-Überlieferung ist in den terrestrischen Ablagerungen des Unteren Buntsandsteins sehr gering. Im Wesentlichen treten mehr oder weniger faziesabhängige Fossilien auf. Umfassende biostratigraphische Bewertungen der Buntsandstein-Fauna und -Flora wurden von HOPPE (1965), HAUBOLD (1971), DEMATHIEU & HAUBOLD (1974), KOZUR & SEIDEL (1983a, b) sowie BACKHAUS (1996) durchgeführt.

In den kontinentalen Ablagerungen des Unteren Buntsandsteins sind keine für die überregionale stratigraphische Feingliederung brauchbaren Faunen vorhanden (BACKHAUS 1996). Die phylomorphogenetische Entwicklung der Conchostraken (Branchiopoda) stellt nach KOZUR & SEIDEL (1983a, b) und KOZUR (1993) eine Ausnahme dar. Diese in Süß- und Brackwasserablagerungen verbreiteten Formen (REIBLE 1962, BACKHAUS 1996) erlauben eine Korrelation mit der Tethyalen Trias (KOZUR & MOCK 1993, KOZUR 1999a, b). KOZUR & SEIDEL (1983b) haben für den Unteren und Mittleren Buntsandstein eine zehnteilige Zonengliederung eingeführt, die sie zu vier Faunen-Assoziationen zusammenfassen. KOZUR (1999a) stellt eine leicht veränderte Unterteilung des Abschnitts Bröckelschiefer - Unterer Buntsandstein in 9 Conchostraken-Zonen sowie zwei conchostrakenfreie Abschnitte

vor (Abb. 3). Es bestätigte sich bei den biostratigraphischen Untersuchungen, dass die meisten lithostratigraphischen Grenzen im Buntsandstein weitgehend isochron sind (KOZUR & SEIDEL 1983b).

Von den Ostracoden (Muschelkrebse) treten im Unteren Buntsandstein die Gattung *Darwinula*, eine langlebige Süßwasserform ohne besondere stratigraphische Bedeutung (STYK 1982) sowie *Callicythere mazurensis* (STYK) in der tieferen Calvörde-Formation auf (KOZUR & SEIDEL 1983b).

Im Unteren Buntsandstein überlieferte Ichnofossilien von Invertebraten sind nach BACKHAUS (1996) für die Biostratigraphie kaum auswertbar. POLLARD (1981) unterschied für die invertebrate Ichnofauna des englischen Buntsandsteins drei Assoziationen. Zur tiefsten nichtmarinen, fluviatil-limnischen *Scoyena*-Assoziation gehören neben *Isopodichmus* und *Cylindricum* auch Vertebraten-Spuren. Wirbeltierfährten sind im Unteren Buntsandstein selten (vgl. HAUBOLD 1971).

Auch die Floren-Überlieferung in den Ablagerungen des Unteren Buntsandsteins ist sehr gering. Die überwiegend von Landpflanzen stammenden Mikrofloren (Sporen, Pollen) bieten im Buntsandstein die besten Gliederungsmöglichkeiten (ECKE 1986, REITZ 1985, 1988, SCHULZ 1998, HEUNISCH 1999). Die Grenze Zechstein/Buntsandstein wird durch einen markanten Wechsel von einer Pollen- zu einer Sporenvormacht markiert (ECKE 1986, SCHULZ 1998). Die zur Gattung *Lueckisporites* gehörenden Koniferenpollen wurden in der tiefsten Calvörde-Formation durch andere Koniferenpollen sowie insbesondere Bärlappsporen (u.a. *Densoisporites*) ersetzt (HEUNISCH 1999). Der Grenzbereich Zechstein/Buntsandstein ist außerdem durch das Auftreten von (Grün-)Algen im tiefsten Teil der Calvörde-Formation charakterisiert (vgl. ECKE 1986, SCHULZ 1998). ECKE (1986) und KOZUR (1989, 1999a) vermuten – basierend auf der Korrelation der palynologischen Befunde sowie der Conchostraken-Zonen – die Perm/Trias-Grenze an der Obergrenze des „Graubankbereichs“, also im tiefsten Teil der Calvörde-Formation. Der Vergleich der sporenstratigraphischen Gliederung des Buntsandsteins mit Unterteilungen der marinen Untertrias ist nach SCHULZ (1998) aber bislang nicht sehr vielversprechend.

3 Methoden (Radiometrische und lithologische Profilaufnahme)

3.1 Radiometrische Messungen (GR-Logs)

3.1.1 Aufbau und Arbeitsweise der „Heger-Sonde“

Die radiometrische Profilaufnahme wurde mit einer tragbaren Gammasonde der Firma G.B.-H. ELEKTRONIK durchgeführt. Diese sogenannte „Heger-Sonde“ besteht aus einer Mess-Sonde, die nach der Szintillationsmethode arbeitet sowie einem Auswertegerät.

Neben einem 40 x 50 mm großen Thallium-dotierten Natriumjodid-Kristall (Szintillator), der zur Erfassung der in einem Messquerschnitt (Durchmesser: 60 mm) einfallenden Gammaquanten (Bandbreite des messbaren Energiespektrums: 0,06 - 2,8 MeV) dient, gehört eine nachgeschaltete Photomultiplier- und elektronische Impulsverstärker-Anordnung zur Mess-Sonde. Die auf den Szintillator treffenden Gammaquanten rufen dort Lichtblitze (Szintillationen) hervor. Auf der Photokathode des Photomultipliers (Sekundärelektronenverstärker) werden durch diese Lichtimpulse Elektronen (Primärelektronen) gelöst und in den nachfolgenden 10 Parallelelektroden (Dynoden) vervielfacht (Sekundärelektronen). Mit Hilfe des nachgeschalteten elektronischen Verstärkers wird der Lichtimpuls derart verstärkt, dass am Auswertegerät ein messbares elektrisches Signal ankommt. In der Sonde wurde demnach die eintreffende Gammastrahlung, über Lichtblitze in elektrische Impulse gewandelt. Ein an der Sonde angebrachter Bleikollimator dient zur Abschirmung des Messraums von der Hintergrundstrahlung. Weitere technische Details sowie Informationen zur Funktionsweise der „Heger-Sonde“ sind in Anhang A sowie bei KOCH (1984) und HECKEMANN & KRÄMER (1989) beschrieben.

Das Auswertegerät zählt und integriert die von der Sonde übertragenen Impulse über die Zeit (wahlweise einstellbar), wobei sich zur Verringerung von Störeffekten ein Intervall von 10 Sekunden als optimal herausgestellt hat. Die normierte, digitale Messwertausgabe erfolgt in der Einheit „Impulse pro Sekunde“ (cps = counts per second). Um ein mit herkömmlichen Bohrlochmessungen (dynamisches Messverfahren) vergleichbares Bild zu erhalten, wurde an der Aufschlusswand im Profilverlauf in 10 cm-Abständen je ein Messwert bestimmt (statisches Messverfahren). Das auf diese Weise ermittelte GR-Log ermöglicht eine höhere Auflösung als die Bohrlochmessung.

Da die absoluten „cps-Werte“ von verschiedenen geräte- und aufschluss-spezifischen Faktoren abhängen, können die GR-Logs lediglich als „Relativ-Messkurven“ betrachtet werden. Eine Eichung der Sonde entsprechend der API-Norm (AMERICAN PETROLEUM INSTITUTE) ist nicht erfolgt. Die mit der „Heger-Sonde“ ermittelten Strahlungswerte wurden mit dem Computer-Programm „Grapher™ for Windows“ (GOLDEN SOFTWARE) graphisch bearbeitet und als Messkurven dargestellt. Zusätzlich wurden GR-Logs von ausgewählten Bohrungen digitalisiert, um sie mit Hilfe der oben angeführten Software zu bearbeiten und zu Korrelationsketten zusammenzufügen.

3.1.2 Anwendung der Messmethode in den Gesteinen des Unteren Buntsandsteins

Die mit der „Heger-Sonde“ erfasste natürliche Radioaktivität ist die Summe aller Strahlungskomponenten in den Gesteinen, die durch den Zerfall instabiler Isotope (insbesondere ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th) hervorgerufen wird. Diese Isotope sind in den verschiedenen Gesteinstypen in unterschiedlichen Konzentrationen vorhanden. Die GR-Logs der Buntsandstein-Profile zeigen im Wesentlichen den Gehalt des vor allem in Tonmineralen eingebauten ^{40}K -Isotops an und spiegeln somit die Korngrößen in den klastischen Gesteinen bzw. den feinklastischen Anteil in den Karbonatgesteinen wider. Daneben treten im Unteren Buntsandstein markante Strahlungsmaxima auf, die grüngrauen, Malachit-haltigen Tonmergelstein-Horizonten zugehörig sind (SZURLIES 1997). Diese Tonmergelsteine wurden nach ROTH (1976) unter reduzierenden Bedingungen gebildet. Neben dem ^{40}K -Isotop tragen hier vermutlich auch Isotope der Uran- und Thorium-Zerfallsreihe zur Eigenstrahlung des Gesteins bei.

Die Kombination von lithologischer und radiometrischer Profilaufnahme ermöglicht die Einfügung der Tagesaufschlüsse in die auf Bohrlochmessungen basierende Feingliederung (Log-Stratigraphie) des Unteren Buntsandsteins. Auf diese Weise können die radiometrischen Leithorizonte (Spitzen niedriger bzw. hoher Strahlung) der Log-Stratigraphie in die Aufschlüsse übertragen und den entsprechenden Gesteinstypen zugeordnet werden. Dadurch lassen sich Litho- und Log-Stratigraphie direkt verknüpfen und mit Hilfe der GR-Log-Korrelationsketten überregionale Aussagen treffen. Insbesondere bei monotonen klastischen, fossilarmen Schichtenfolgen wie dem Unteren Buntsandstein stellen die GR-Logs ein bedeutendes stratigraphisches Hilfsmittel dar.

3.2 Profilaufnahme

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten acht Tagesaufschlüsse wurden feinstratigraphisch aufgenommen. Es lassen sich drei Lithofaziestypen unterscheiden. Neben einer vorwiegend psammitischen und einer vorherrschend pelitischen Fazies konnte eine oolithische Fazies abgetrennt werden. Aus der Faziesanalyse ergibt sich die Idealabfolge: (A) „Sandstein-Fazies“, (B) „Oolith-Fazies“ sowie (C) „Tonsiltstein-Fazies“ (Abb. 4a). Während die „Sandstein-“ und die „Oolith-Fazies“ den Basisbereich eines asymmetrischen Sohlbankzyklus (Kleinzyklus) bilden, entspricht der Dachbereich der „Tonsiltstein-Fazies“. Die „Oolith-Fazies“ kann aber abhängig von der paläogeographischen Lage fehlen (Abb. 4b).

Typisch für die psammitische Fazies sind rotbraune und/oder graue Sandsteine und Kalksandsteine. In der Beckenfazies des Unteren Buntsandsteins treten fast ausschließlich Feinsandsteine auf. Nur selten ist Mittelsand vorhanden. Mittel- und Grobsandsteine sind signifikant für den Randbereich. Die „Oolith-Fazies“ wird von grauen, oolithischen Kalksteinen dominiert. In der Bernburg-Formation sind, an die „Oolith-Fazies“ gebunden, in verschiedenen Horizonten Stromatolithen entwickelt. Daneben treten häufig grüngraue Tonsiltsteine auf, die oft reich an Schalenabdrücken von Conchostraken sind. Bei der Beschreibung der oolithischen Kalksteine (Rogensteine) wurden die von NIESLUCHOWSKI (1960) vorgeschlagenen Begriffe verwendet (Tab. 1). Ausschlaggebend für die Einstufung sind jeweils die größten Ooide einer Bank.

<u>Ooiddurchmesser (mm)</u>	<u>Benennung</u>
< 1	feinoolithisch
1 – 3	mittelloolithisch
> 3	groboolithisch

Tab. 1: Benennung der Korngrößen der Oolithe nach der maximalen Ooidgröße (nach NIESLUCHOWSKI 1960).

Die pelitische Fazies besteht aus überwiegend rotbraunen Tonsiltsteinen. Während dieser Faziestyp in der Calvörde-Formation eine typische Mischsedimentation aus mehr oder weniger sandigen Tonsiltsteinen darstellt („Bröckelschiefer-Fazies“), ist in der Bernburg-Formation eine feinschichtige Wechsellagerung dünnster Sand- und Tonsiltlagen ausgebildet („Linsen- und Flaserschichtung“).

Die Kleinzyklen können auch im GR-Log eindeutig wiedererkannt werden (Abb. 4a, b). Während der sandig-oolithische Unterteil sich als Abschnitt niedriger Strahlung abhebt, ist der feinklastische Dachbereich durch deutlich höhere Strahlungswerte gekennzeichnet. Der Basisbereich wird häufig durch die den Oolithen zugehörigen besonders niedrigen Strahlungswerte akzentuiert (Abb. 4a). Da die Kalksteine zum sandig-oolithischen Fuß der Kleinzyklen gehören, müssen folglich die Horizonte der Oolith-Nomenklatur ungefähr den sandig-oolithischen Basisbereichen der Kleinzyklen entsprechen. Demnach sollte mit jedem Unterteil eines Kleinzyklus ein Oolith-Horizont korrelieren. In der Calvörde-Formation des nördlichen Harzvorlands erwies sich die Verknüpfung von Oolith-Nomenklatur mit der Differenzierung nach Kleinzyklen als unproblematisch (PAUL & KLARR 1988, RADZINSKI 1997, SZURLIES 1997, 1999). Die 9 Oolith-Horizonte entsprechen den Basisbereichen der Kleinzyklen 1 - 7 und 9 - 10 (Tab. 2a). Der Fuß des Kleinzyklus 8 ist in der Oolith-Nomenklatur bisher unbenannt. Durch eine Zweiteilung des Horizonts delta entspricht der Basisbereich des Kleinzyklus 8 dem Horizont delta 1 und der Unterteil des Kleinzyklus 9 dem Horizont delta 2 (Abb. 3).

Während die Oolith-Nomenklatur für die Calvörde-Formation erfolgreich verfeinert wurde (PAUL & KLARR 1988, RADZINSKI 1995, SZURLIES 1999), ist dies für die Bernburg-Formation bislang ausgeblieben. Es wird bis heute mit den 6 Oolith-Horizonten sensu SCHULZE (1969) gearbeitet (RADZINSKI 1999). Diese Horizonte sind aber, im Gegensatz zu denen der Calvörde-Formation, sehr weitgefasst, so dass sie z.T. die sandig-oolithischen Basisbereiche von mehreren Kleinzyklen sowie darüber hinaus auch feinklastische, oolithfreie Abschnitte umfassen. Da in manchen Kleinzyklen die oolithischen Einschaltungen aber fehlen können, kann dies zu einer unterschiedlichen Abgrenzung derart gegliederter Oolith-Horizonte führen.

In dieser Arbeit wird für die Bernburg-Formation eine Neugliederung in bis zu 10 Kleinzyklen vorgestellt (Tab. 2b). Die Kleinzyklen 4 - 7 können darüber hinaus noch zweigeteilt werden. Die Zyklengrenzen fallen weitgehend mit denen nach RÖHLING (1991, 1993) zusammen. Die sandig-oolithischen Basisbereiche der neu definierten Kleinzyklen entsprechen den Oolith-Horizonten der weiter verfeinerten Oolith-Nomenklatur. Die Horizonte zeta 1 - 3 entsprechen den Basisbereichen der Kleinzyklen 1 - 3. Der Kleinzyklus 4 kann in 4a und 4b

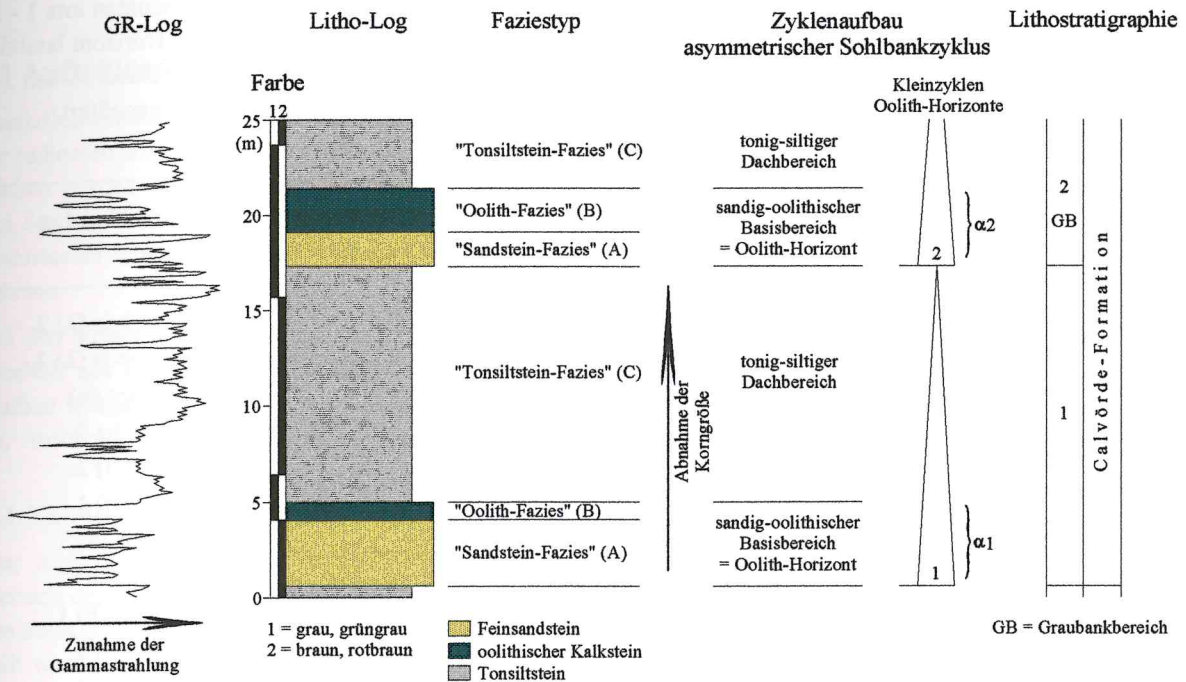


Abb. 4a: Zwei Idealzyklen im Unteren Buntsandstein des nördlichen Harzvorlands (Übergangsfazies); Profilausschnitt aus der ehemaligen Tongrube bei Nelben (Kleinzyklen 1 - 2 der Calvörde-Formation).

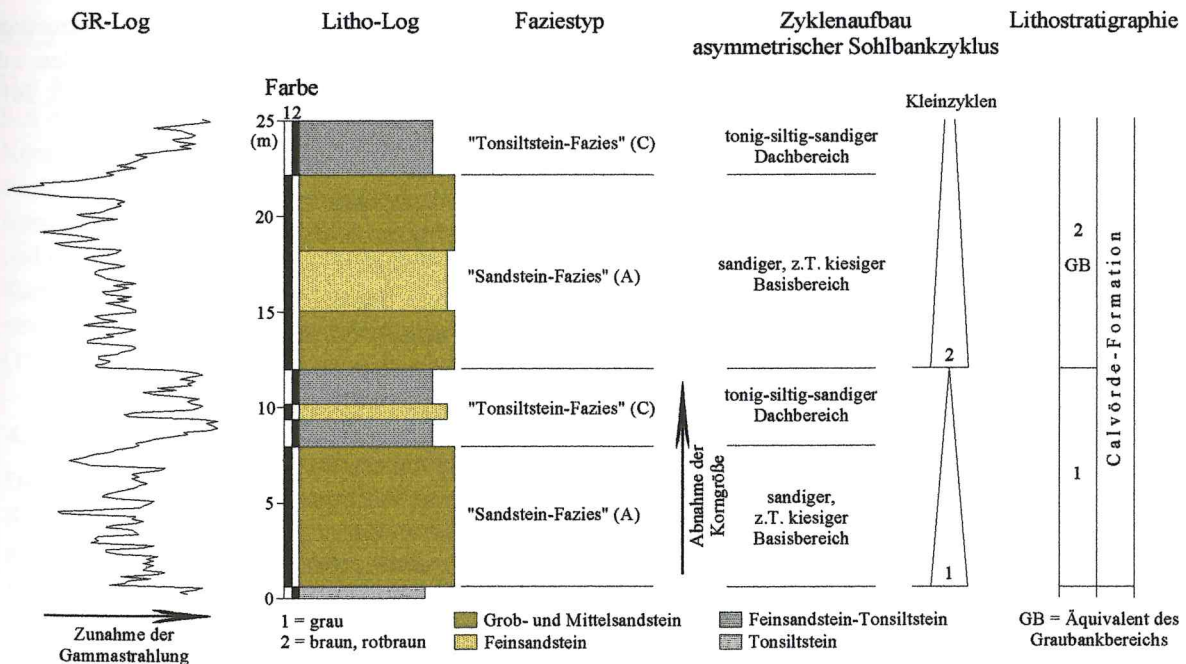


Abb. 4b: Zwei Idealzyklen im Unteren Buntsandstein Ostthüringens (Randfazies); Profilausschnitt aus dem Plattendolomitbruch Caaschwitz (Kleinzyklen 1 - 2 der Calvörde-Formation).

zweigeteilt und den Horizonten eta 1 und 2 zugeordnet werden. Der dreigeteilte Horizont theta entspricht den Basisbereichen der Kleinzyklen 5a - 6a. Die Unterteile der Kleinzyklen 6b - 7b werden den Horizonten iota 1 - 3 zugeordnet. Der Fuß des Kleinzyklus 8 entspricht dem Oolith-Horizont kappa. Der zweigeteilte Horizont lambda entspricht den Basisbereichen der Kleinzyklen 9 und 10. Um den weiteren textlichen Verlauf dieser Arbeit zu vereinfachen, wurden die lithostratigraphischen Untersuchungsergebnisse schon an dieser Stelle angeführt.

Basisbereich des Kleinzyklus	Oolith-Horizont
10	epsilon (ϵ)
9	delta (δ) 2
8	delta (δ) 1
7	gamma (γ) 3
6	gamma (γ) 2
5	gamma (γ) 1
4	beta (β) 2
3	beta (β) 1
2	alpha (α) 2
1	alpha (α) 1

Tab. 2a: Gliederung der Calvörde-Formation. Verknüpfung der Kleinzyklen mit der verfeinerten Oolith-Nomenklatur (vgl. Abb. 22).

Basisbereich des Kleinzyklus	Oolith-Horizont
10	lambda (λ) 2
9	lambda (λ) 1
8	kappa (κ)
7 b	iota (ι) 3
a	iota (ι) 2
6 b	iota (ι) 1
a	theta (θ) 3
5 b	theta (θ) 2
a	theta (θ) 1
4 b	eta (η) 2
a	eta (η) 1
3	zeta (ζ) 3
2	zeta (ζ) 2
1	zeta (ζ) 1

Tab. 2b: Neugliederung der Bernburg-Formation. Verknüpfung der neu definierten Kleinzyklen mit der verfeinerten Oolith-Nomenklatur (vgl. Abb. 26).

4 Profilbeschreibung

4.1 Aufschlüsse

Zusätzlich zur feinstratigraphischen Profilaufnahme wurde in jedem Aufschluss ein GR-Log erstellt. Mit Hilfe der radiometrischen Messkurve kann der Tagesaufschluss mit GR-Logs benachbarter Bohrungen detailliert verglichen werden. Hiermit ist eine präzise stratigraphische Einstufung der untersuchten Aufschlüsse durchführbar. Bei der Profilbeschreibung sind lithologische und radiometrische Leithorizonte sowie die Oolith-Führung von besonderem Interesse. Die ausführliche Beschreibung der bearbeiteten Aufschlüsse ist dem Anhang B zu entnehmen.

Bei den ausgegliederten Kleinyklen handelt es sich ausnahmslos um asymmetrische Sohlbankzyklen, die im Idealfall aus einem sandig-oolithischen Basisbereich und einem tonig-siltigen Dachbereich bestehen. Dieser Aufbau spiegelt sich auch in den GR-Logs wider. Während sich der Unterteil eines Zyklus als niedrigstrahlender Abschnitt deutlich abhebt, ist der Dachbereich durch hohe Strahlungswerte gekennzeichnet (vgl. Abb. 4).

4.1.1 Südbahneinschnitt Thale (TL)

Der Aufschluss Südbahneinschnitt Thale (TK 25 Quedlinburg, R: 4432930 H: 5735940) befindet sich im Bereich der Harzaufrichtungszone in Thale etwa 10 km südwestlich von Quedlinburg (Abb. 1). Die steil gestellten Schichten fallen mit 60 - 80° nach NNE ein. Das 70,9 m mächtige Profil kann in fünf Sohlbankzyklen unterteilt werden (Abb. 5, Anhang B1). Aus dem Vergleich mit der etwa 50 km nordwestlich gelegenen Bohrung Remlingen 5 (TK 25 Schöppenstedt, R: 4408717 H: 5777743), die im Unteren Buntsandstein vollständig gekernt wurde, geht hervor, dass in Thale die Kleinzyklen 2 - 6 der Calvörde-Formation aufgeschlossen sind (Abb. 6). Der Südbahneinschnitt wurde erstmals von RIEDEL (1912) aufgenommen. Eine Neubearbeitung des Aufschlusses, im Zuge der Erstellung der GK 25 Quedlinburg, führten SCHROEDER & DAHLGRÜN (1927) durch. In jüngerer Zeit wurde das Profil durch ROTH (1976) untersucht.

4.1.2 Ehemalige Tongrube bei Nelben (NB)

Der Aufschluss ehemalige Tongrube bei Nelben (TK 25 Könnern, R: 4482050 H: 5726340) befindet sich nördlich der Nordrandverwerfung des Hettstedter Sattels am Westufer der Saale in Nelben etwa 3 km westlich von Könnern (Abb. 1). Die steil aufgerichteten Schichten fallen mit 40 - 60° nach NNW ein. Das 24,5 m mächtige Profil wurde in drei Sohlbankzyklen unterteilt (Abb. 7, Anhang B2). Die Korrelation mit der etwa 90 km nordwestlich abgeteufte Bohrung Remlingen 5 ergibt, dass in Nelben der höchste Teil des Oberen Bröckelschiefers und die Kleinzyklen 1 und 2 der Calvörde-Formation aufgeschlossen sind (Abb. 8). Das Profil ist im Zuge der Kartierung zur GK 25 Könnern von KAYSER (1884) aufgenommen worden. Eine Neubearbeitung im Rahmen einer Revisionskartierung erfolgte durch KUNERT (1962). In jüngerer Zeit wurde der Aufschluss von ROTH (1976) untersucht.

4.1.3 Ziegeltongrube Westeregeln (WE)

Der Aufschluss Ziegeltongrube Westeregeln (TK 25 Egeln, R: 4456640 H: 5759900) befindet sich auf der Nordflanke der Salzstruktur Oschersleben-Egeln in Westeregeln etwa 5 km nordwestlich von Egeln (Abb. 1). Die steil gestellten Schichten fallen mit 70 - 80° nach NE ein. Aus der Korrelation des lückenhaften 78 m mächtigen Profils (Abb. 9, Anhang B3) mit der etwa 50 km westnordwestlich abgeteufte Bohrung Remlingen 5 geht hervor, dass der Aufschluss Ziegeltongrube Westeregeln die Kleinzyklen 1 - 5 der Calvörde-Formation umfasst (Abb. 10). Das Profil wurde in jüngerer Zeit von BEUTLER et al. (1987) bearbeitet.

4.1.4 Plattendolomitbruch Caaschwitz (CW)

Der Aufschluss Plattendolomitbruch Caaschwitz (TK 25 Eisenberg R: 4498800, H: 5645500) befindet sich in Caaschwitz etwa 10 km nordwestlich von Gera (Abb. 1). Die flach lagernden Schichten fallen mit 5 - 10° nach NNE bis NE ein. Das 78 m starke Profil umfasst eine vom Plattendolomit (Ca3) der Aller-Formation bis zum Kleinzyklus 3 der Calvörde-Formation reichende Abfolge (Abb. 11, Anhang B4). Der Aufschluss ist u.a. von OSSENKOPF (1964), LANGBEIN & SEIDEL (1979), SEIDEL & WIEFEL (1981) sowie SCHÜLER & SEIDEL (1991) bearbeitet worden.

4.1.5 Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (BL)

Der Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (TK 25 Könnern, R: 4479820 H: 5729160) befindet sich nördlich des Hettstedter Sattels in der Kampfberg-Mulde (KUNERT & LENK 1964) etwa 2 km südlich von Beesenlaublingen (Abb. 1). Die flach lagernden Schichten fallen mit 5 - 10° nach NW ein. Der Aufschluss gehört zum Typusprofil der Bernburg-Formation (RADZINSKI 1992), deren untere Hälfte er umfasst (Abb. 12, Anhang B5). Aus dem Vergleich des 55 m mächtigen Profils mit der etwa 10 km nördlich abgeteufte Bohrung Aderstedt 11/62 (TK 25 Bernburg, R: 4478806 H: 5741493) geht hervor, dass in Beesenlaublingen die Kleinzyklen 1 - 5a der Bernburg-Formation erschlossen sind (Abb. 13). Der Aufschluss wurde in jüngerer Zeit von RADZINSKI (1992) bearbeitet.

4.1.6 Lindenschlucht bei Seeburg (LS)

Der Aufschluss Lindenschlucht (TK 25 Eisleben, R: 4478170 H: 5707240) befindet sich am Südwestrand der Mansfelder Mulde am Nordhang des Süßen Sees etwa 3 km nordwestlich von Seeburg (Abb. 1). Die flach lagernden Schichten fallen mit 10 - 20° nach NE ein. Aus dem Vergleich des 68 m mächtigen Profils (Abb. 14, Anhang B6) mit dem GR-Log der etwa 5 km östlich abgeteufte Bohrung Hohnstedt 2/67 (TK 25 Wettin, R: 4481030 H: 5707884) geht hervor, dass in der Lindenschlucht die Kleinzyklen 9 und 10 der Calvörde-Formation sowie die Kleinzyklen 1 - 5b der Bernburg-Formation erschlossen sind (Abb. 15). Der Aufschluss ist in jüngerer Zeit von RADZINSKI (1996) aufgenommen worden.









4.1.7 Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth (BS)

Der Aufschluss Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth (TK 25 Bockenem, R: 3569215, H: 5770790) befindet sich auf der Nordflanke der Hildesheimer Wald-Struktur in Bad Salzdetfurth, etwa 10 km südöstlich von Hildesheim (Abb. 1). Die steil gestellten Schichten fallen mit 40 - 60° nach N ein. Das Profil (Abb. 16, Anhang B7) war im Rahmen von Straßenbauarbeiten 1997-98 kurzzeitig zugänglich. Aus dem Vergleich mit der etwa 10 km südöstlich abgeteufte Bohrung Bockenem 1 (TK 25 Bockenem, R: 3594135 H: 5772297) geht hervor, dass das 111 m starke Profil die Kleinzyklen 1 - 9 der Bernburg-Formation umfasst (Abb. 17).





































4.1.8 Straßenanschnitt und ehemaliger Steinbruch an der Marienburg (MG)

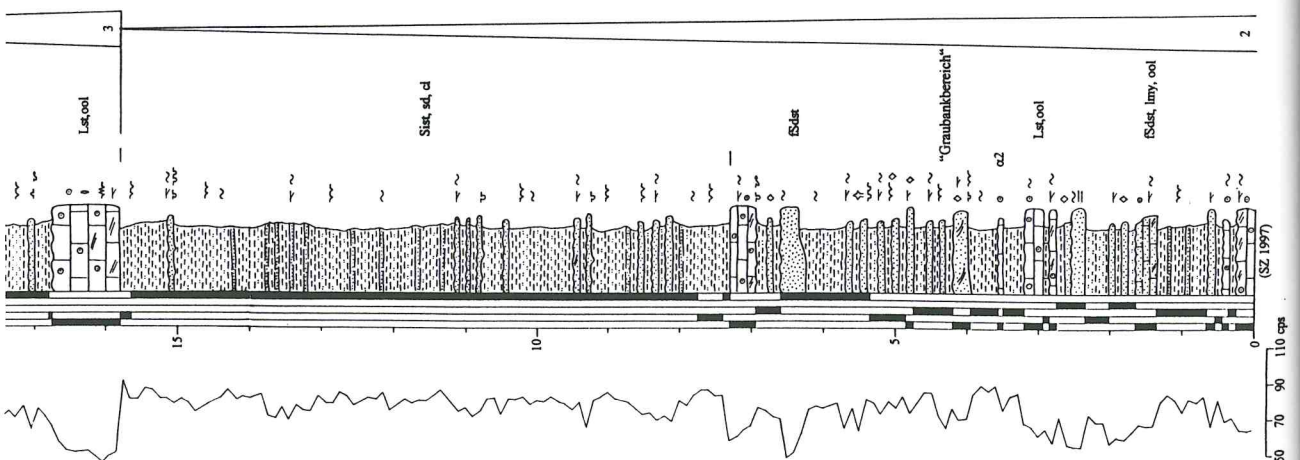
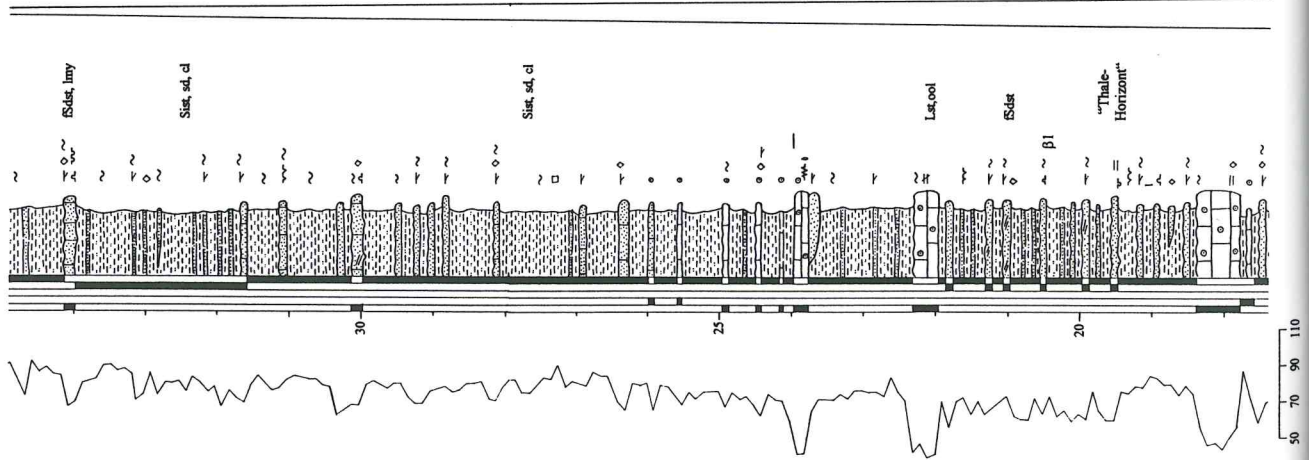
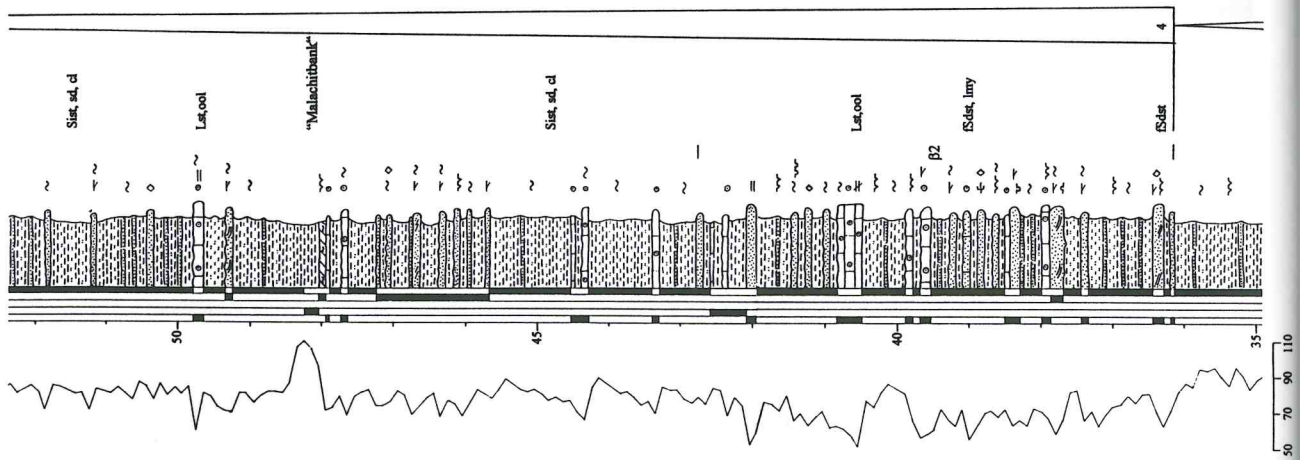
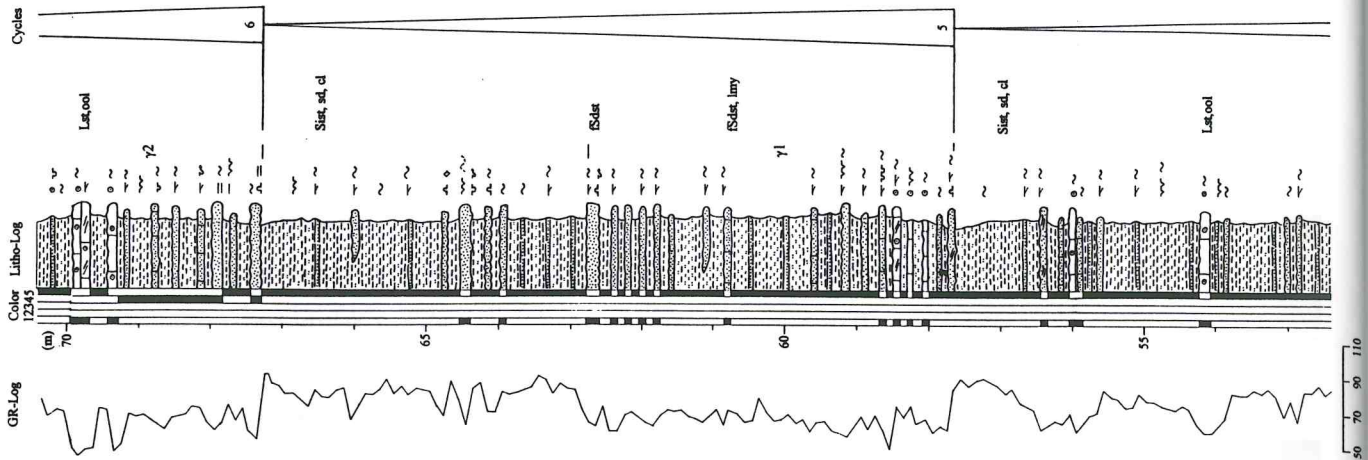
Die Aufschlüsse an der Marienburg (TK 25 Elze) befinden sich im Bereich der Marienberg-Überschiebung etwa 2 km westlich von Nordstemmen (Abb. 1). Die steil gestellten Schichten fallen mit 50 - 60° nach E ein. Im Straßenanschnitt (R: 3552400, H: 5782205) und im ehemaligen Steinbruch (R: 3552490, H: 5782245) am Südhang des Marienburger Schlossbergs ist ein zusammenhängendes etwa 140 m starkes Profil erschlossen (Abb. 18, Anhang B8). Der GR-Log-Vergleich mit der etwa 30 km südöstlich stehenden Bohrung Bockenem 1 ergibt, dass an der Marienburg die Kleinzyklen 3 - 10 der Bernburg-Formation sowie die Kleinzyklen 1 und 2 der Volpriehausen-Formation (= Volpriehausen-Sandstein) aufgeschlossen sind (Abb. 19).

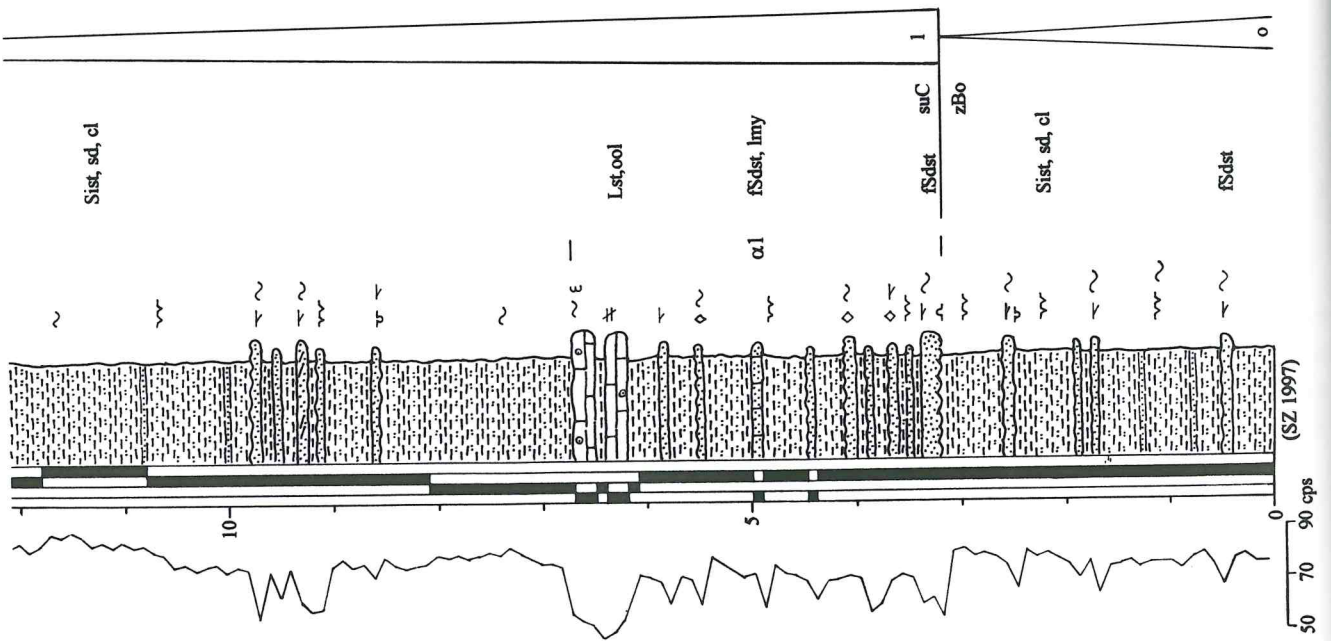
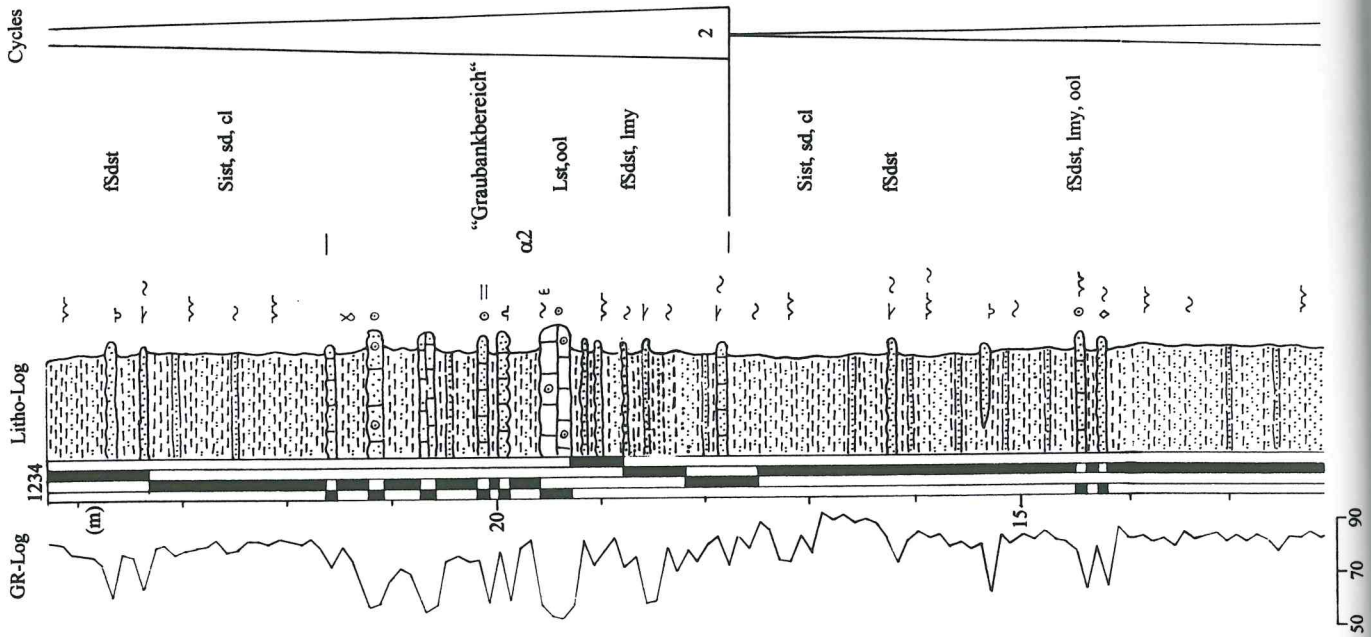
Erläuterungen zu den Abb. 6, 8, 10, 13, 15, 17, 19:

Lithologie:		Stratigraphie:	
	Grob- und Mittelsandstein	OOZ = obere oolithische Zone	sm = Mittlerer Buntsandstein
	Feinsandstein	UOZ = untere oolithische Zone	sm V = Volpriehausen-Formation
	Feinsandstein - Tonsiltstein	HRB = Hauptrogensteinbank	sm VW = Volpriehausen-Wechselfolge
	Tonsiltstein	HRZ = Hauptrogensteinzone	sm VS = Volpriehausen-Sandstein
	dolomitischer Tonmergelstein "Malachitbank"	RS = Remlingen-Sandstein	suB = Bernburg-Formation
	oolithischer Kalkstein	GK = Grobbank	OF = Obere Folge
	Anhydrit	GH = Gamma-Horizont	suC = Calvörde-Formation
	Steinsalz	MB = Malachitbank	zB = Bröckelschiefer
		TH = Thale-Horizont	zBo = Oberer Bröckelschiefer
		GB = Graubankbereich	zBu = Unterer Bröckelschiefer
			z6 = Friesland-Formation
			z5 = Ohre-Formation
			z4 = Aller-Formation

Erläuterungen zu den Abb. 5, 7, 9, 11, 12, 14, 16, 18:

	Grobsandstein (cSdst)		Schrägschichtung		Malachit
	Mittelsandstein (mSdst)		Horizontalschichtung		Gradierung
	Feinsandstein (fSdst)		ungeschichtet, massig		Steinsalzkristallmarken
	Siltstein (Sist)		wellige Feinschichtung		kavernös
	Tonsiltstein, sandig (Sist, sd, cl)		massig-bröckelige Schichtung		Dolomitknollen (dol nod)
	Tonstein (Clst)		Rippeln		Gipsresiduen (gyp res)
	Feinsandstein, kalkig (fSdst, lmy)		Strömungsmarken		Stylolithen
	Kalkstein, oolithisch, sandig (Lst, ool, sd)		Schleifmarken		tepee-artige Strukturen
	Kalkstein, oolithisch (Lst, ool)		Konvolutschichtung		Ooide
	Mergelstein, dolomitisch (Mrlst, dol)		Belastungsmarken		Ichnofossilien
	Dolomitstein (Dol)		Intraklasten		Conchostraken ("Estherien")
	Dolomitstein, sandig (Dol, sd)		Trockenrisse		<i>Avicula murchisoni</i> (GEINITZ)





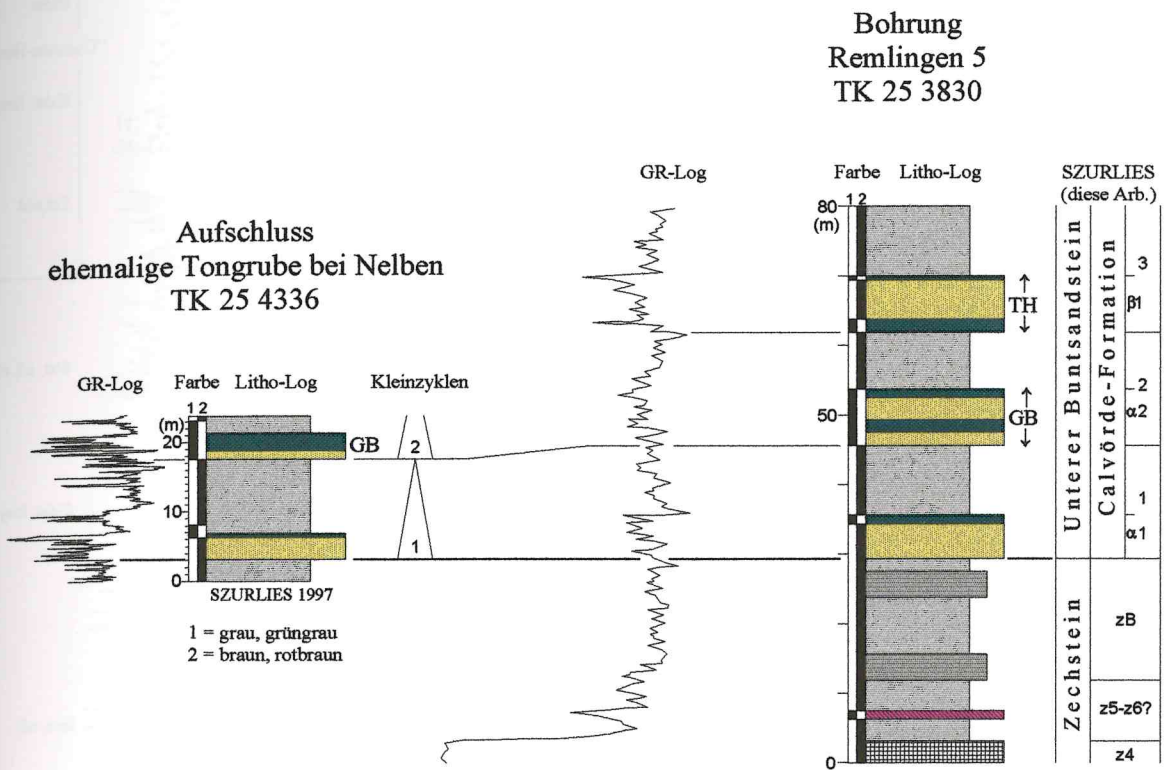


Abb. 8: Lithologischer und radiometrischer Vergleich des Aufschluss ehemalige Tongrube bei Nelben mit der Bohrung Remlingen 5; Legende siehe Seite 15.

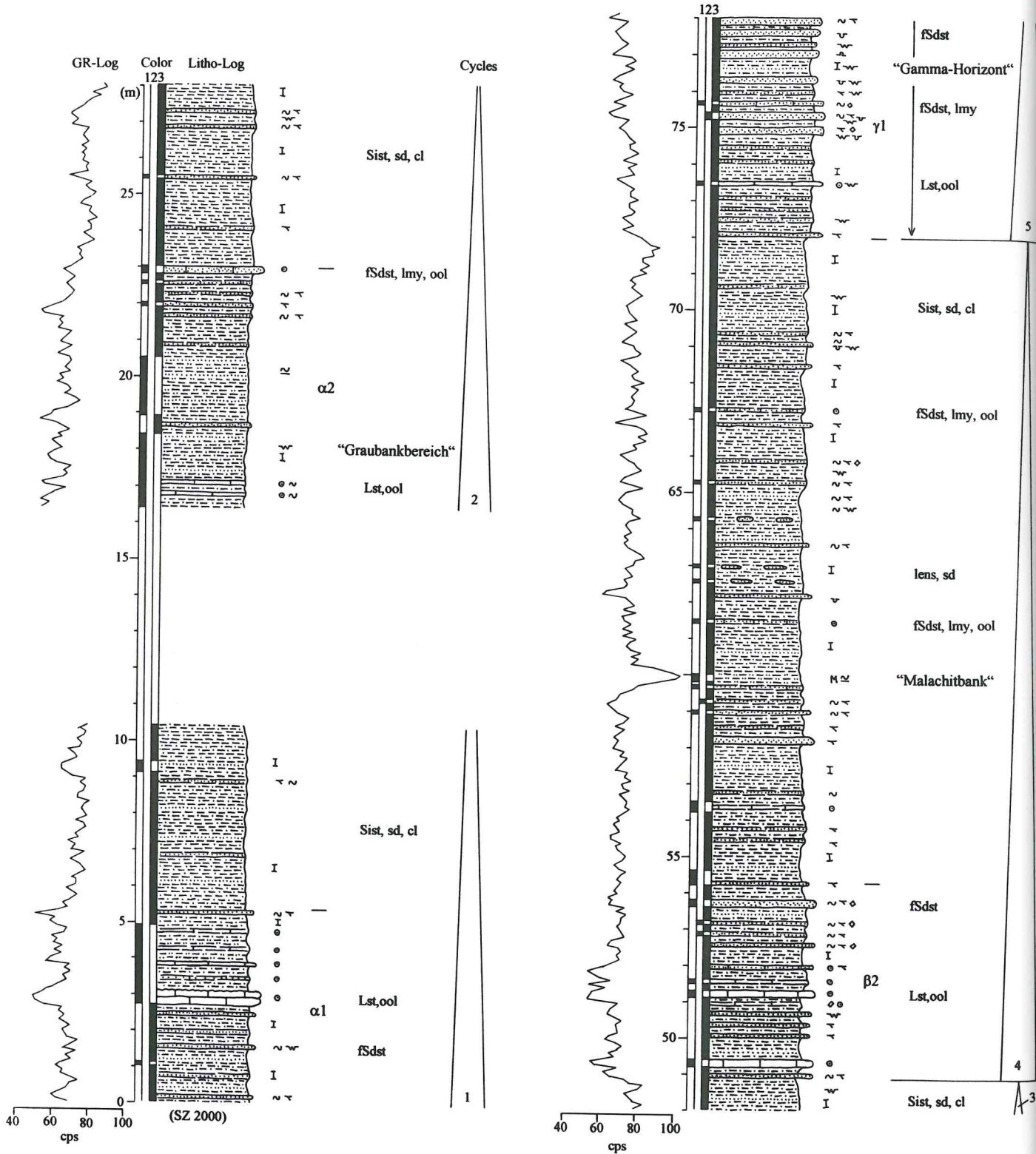


Abb. 9: Profil der Calvörde-Formation in der Ziegeltongrube Westeregeln; Legende siehe Seite 15.

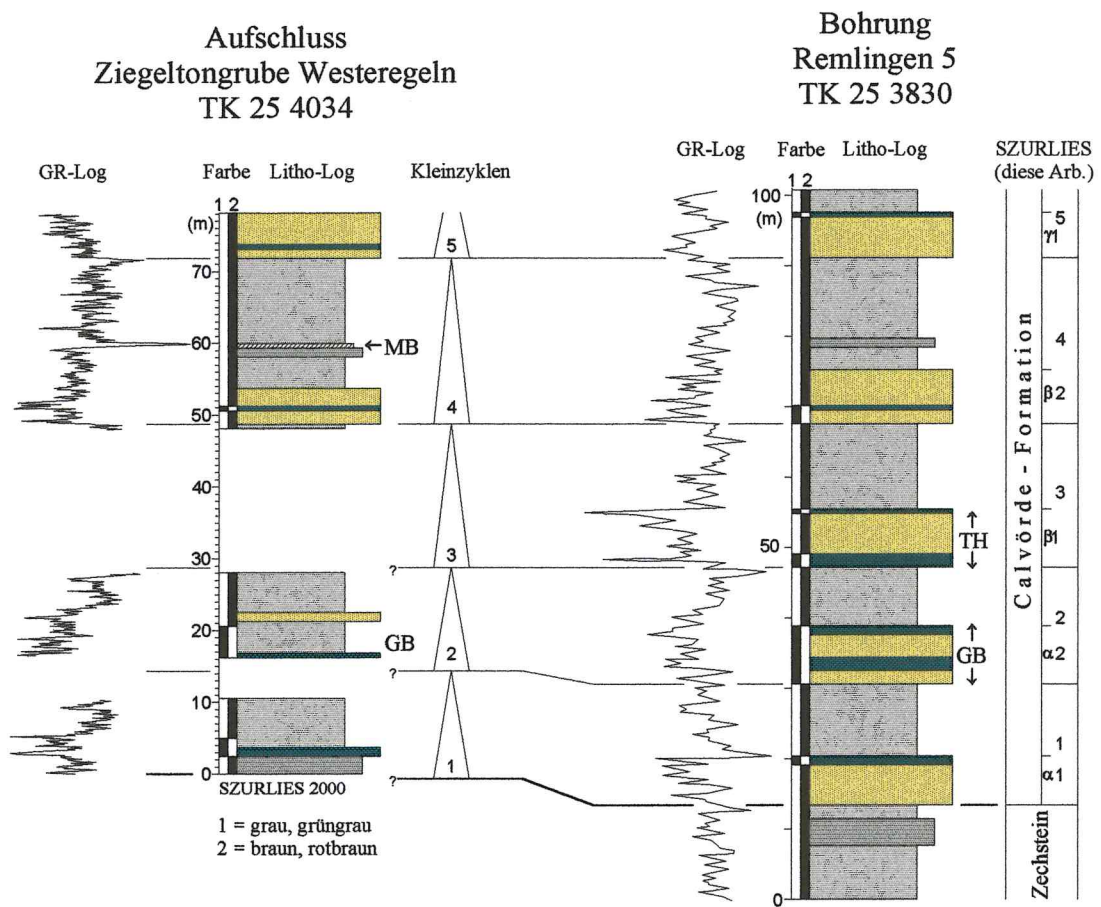


Abb. 10: Lithologischer und radiometrischer Vergleich des Aufschluss Ziegeltongrube Westeregeln und der Bohrung Remlingen 5; Legende siehe Seite 15.

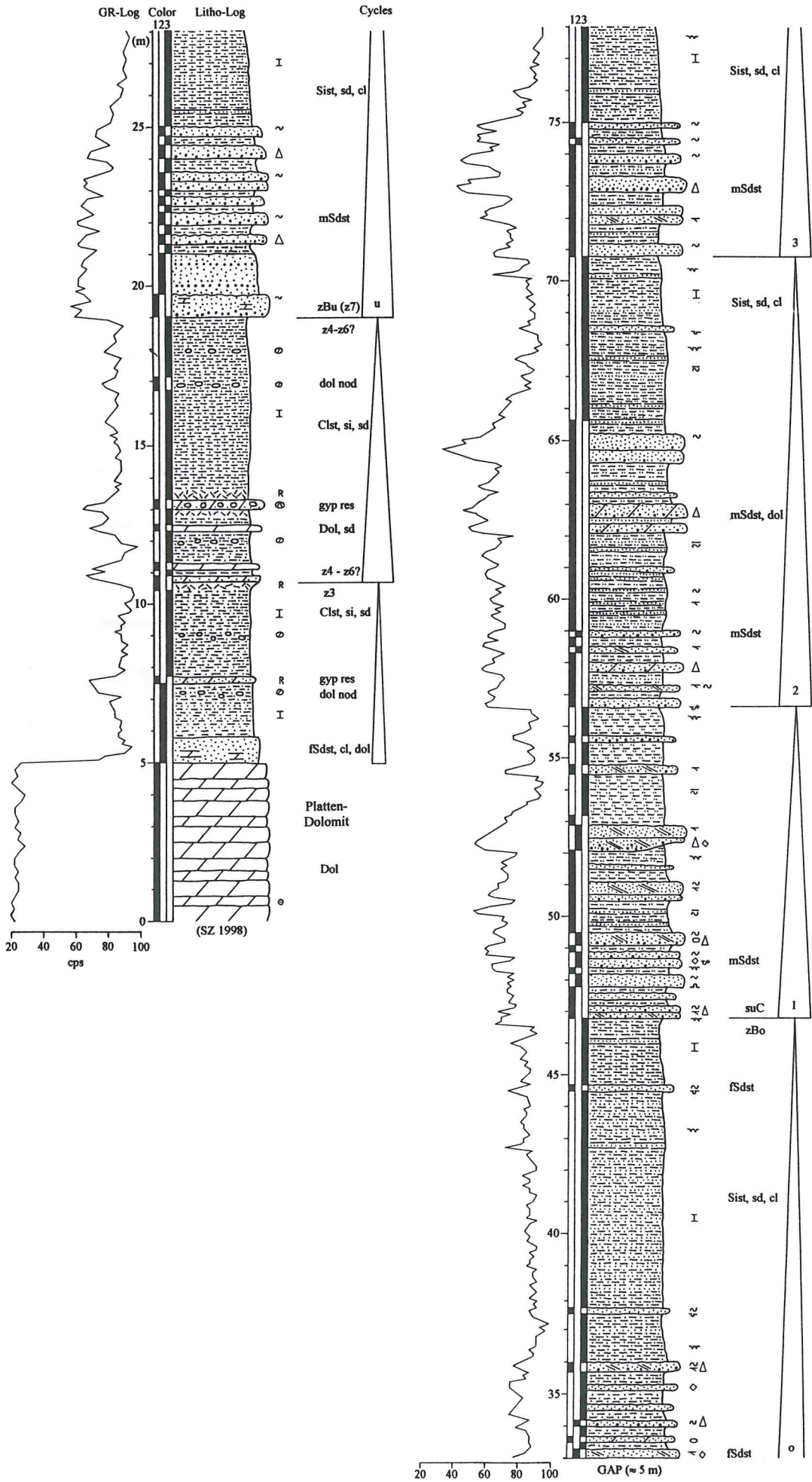


Abb. 11: Profil des Zechsteins und der Calvörde-Formation im Plattendolomitbruch Caaschwitz; Legende siehe Seite 15.

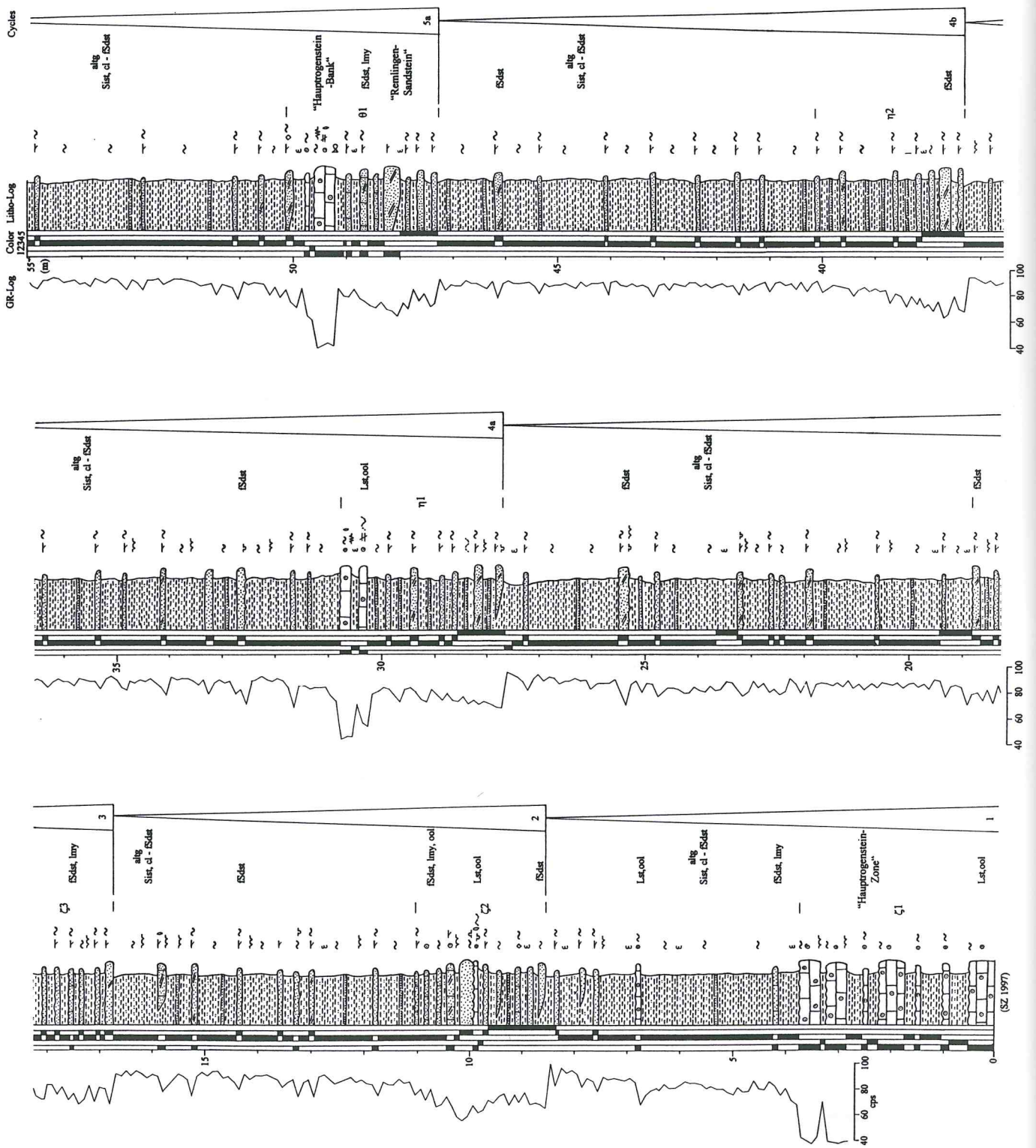


Abb. 17. Profil der Bernburg-Formation im Felsberg-Tal bei Bernburg. I. Ebene; siehe Seite 15

(SZ 1997)

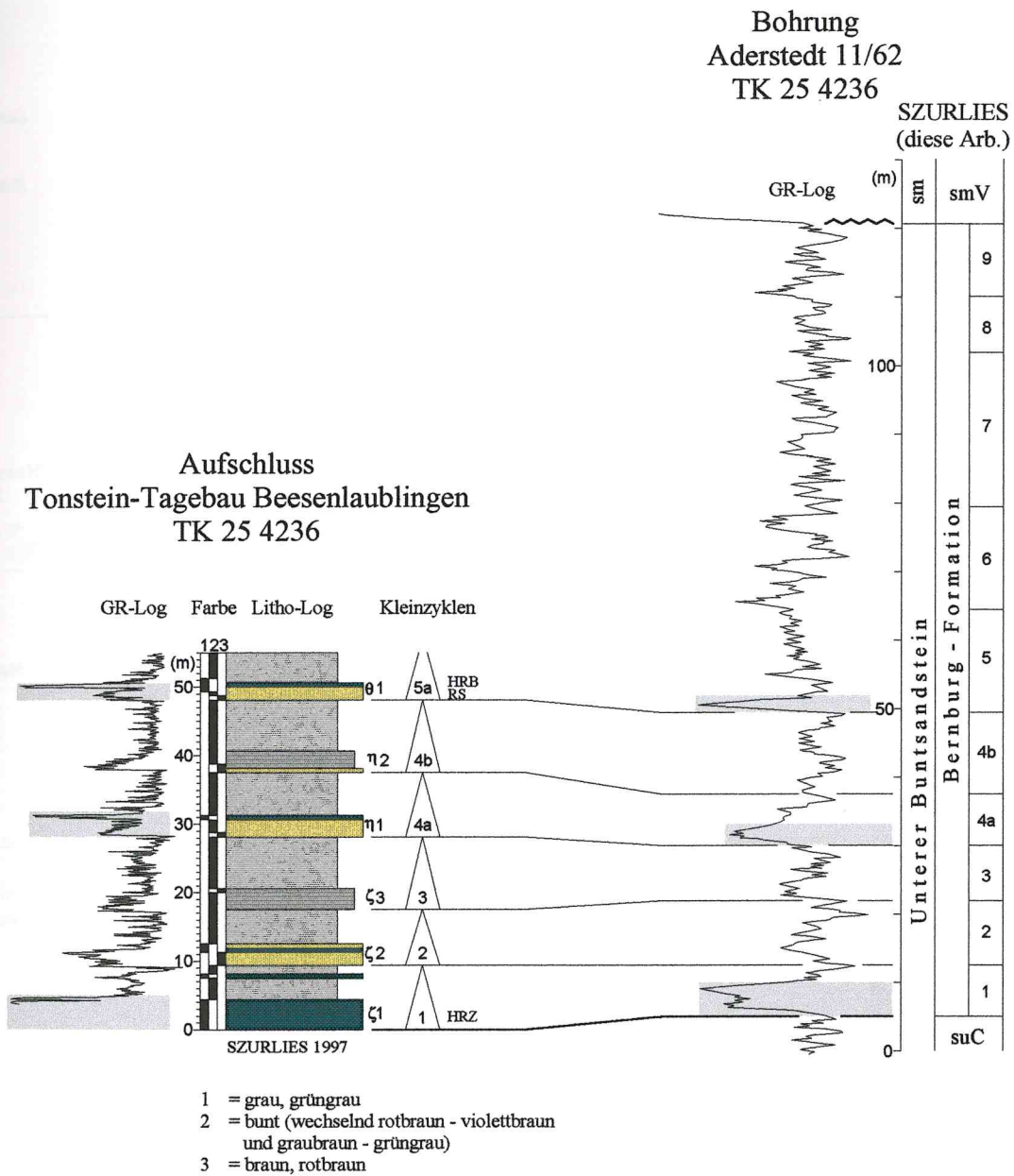


Abb. 13: Radiometrischer Vergleich des Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen mit der Bohrung Aderstedt 11/62; Legende siehe Seite 15.

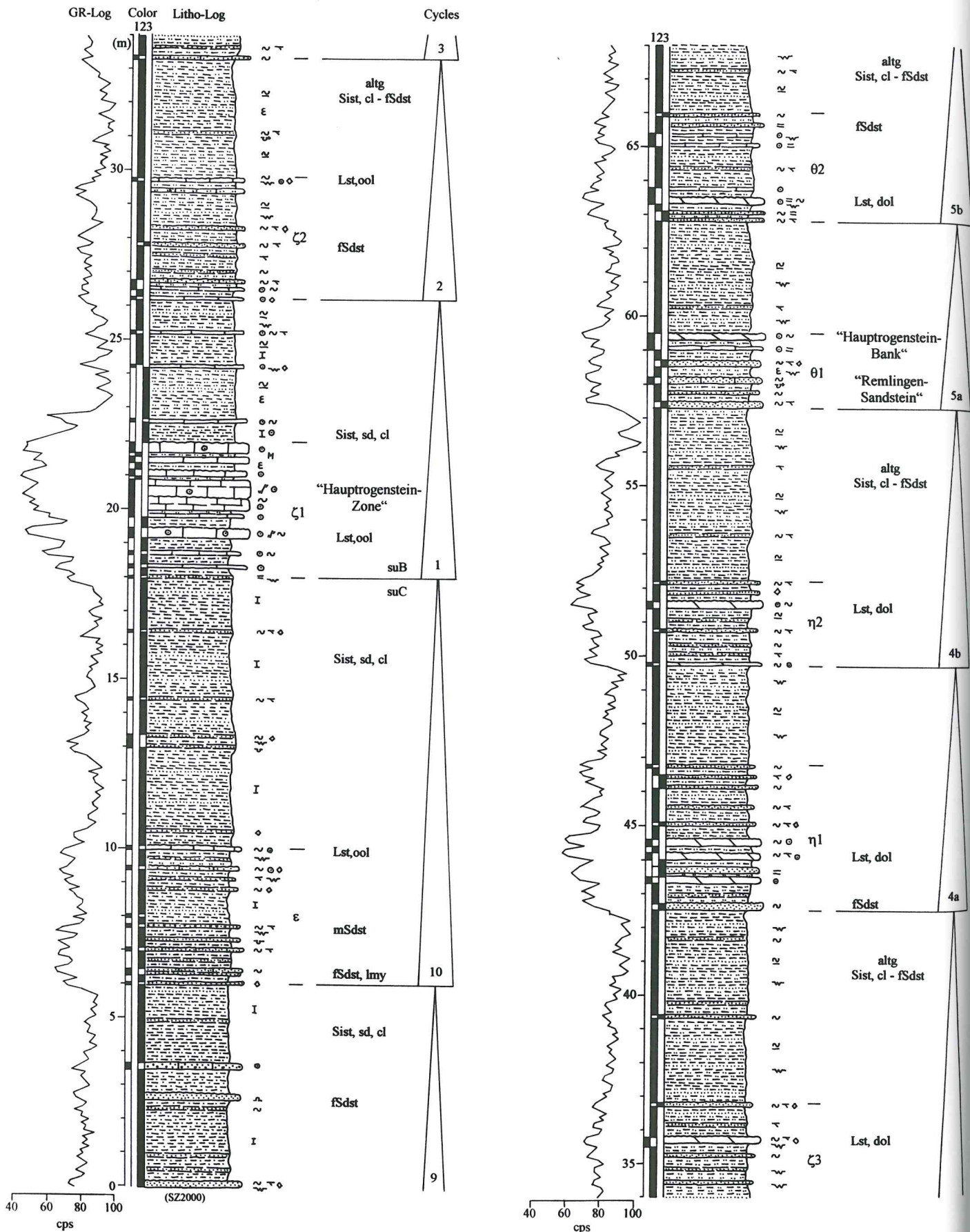


Abb. 14: Profil der Calvörde- und Bernburg-Formation in der Lindenschlucht bei Seeburg; Legende siehe Seite 15.

**Aufschluss
Lindenschlucht bei Seeburg
TK 25 4435**

**Bohrung
Höhnstedt 2/67
TK 25 4436**

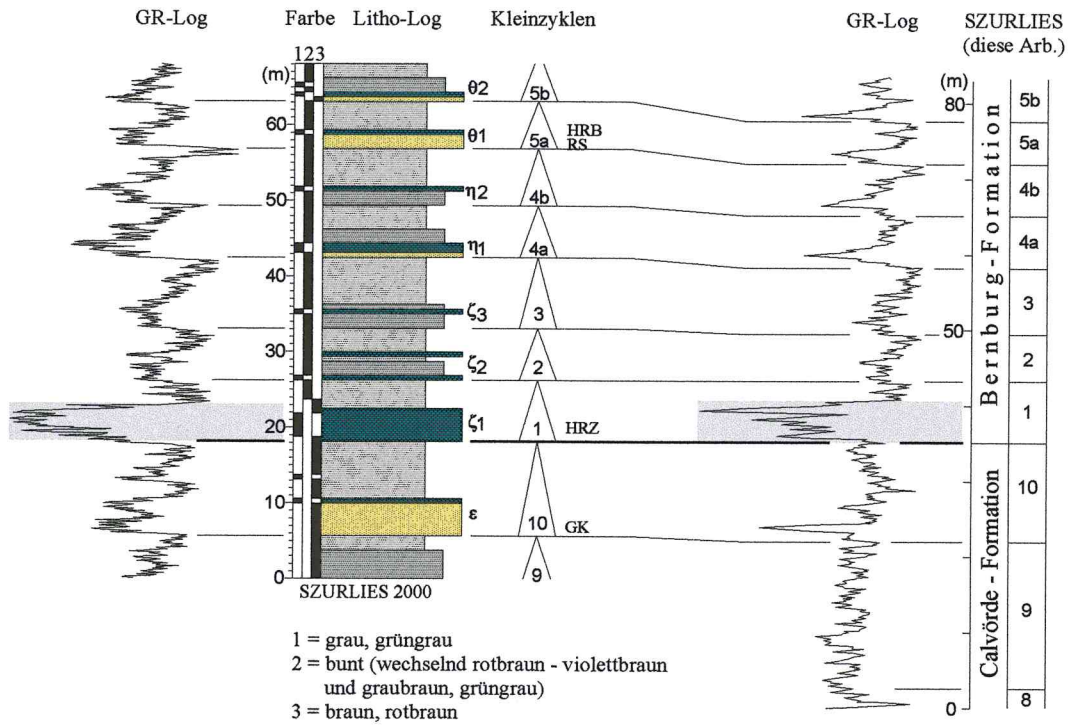


Abb. 15: Radiometrischer Vergleich des Aufschluss Lindenschlucht bei Seeburg mit der Bohrung Höhnstedt 2/67; Legende siehe Seite 15.

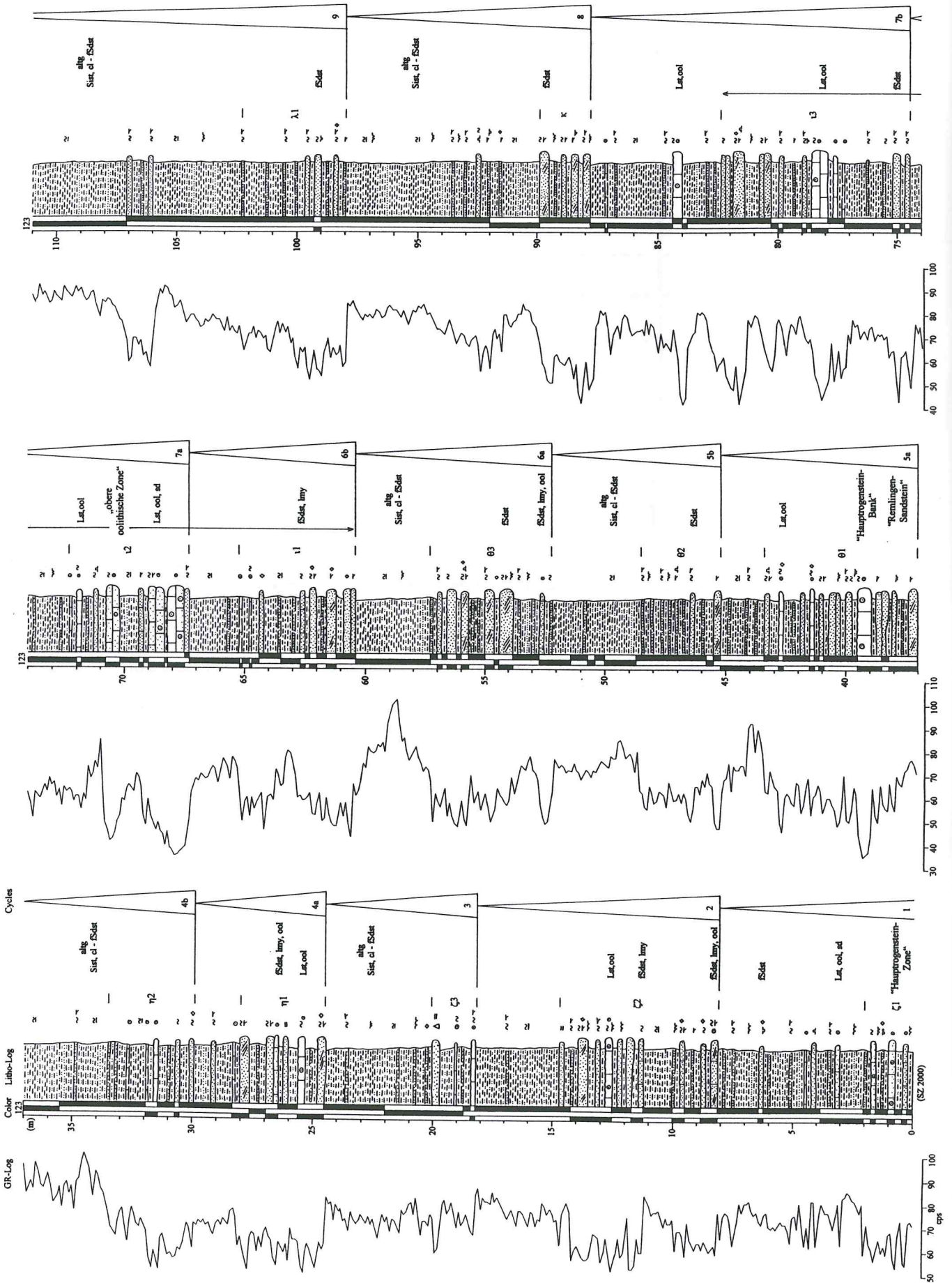


Abb. 16. Profil der Remlingen-Formation im Straßenschnitt Bad Salzdetfurth; Legende siehe Seite 15.

Bohrung
Bockenem 1
TK 25 3926

Aufschluss
Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth
TK 25 3926

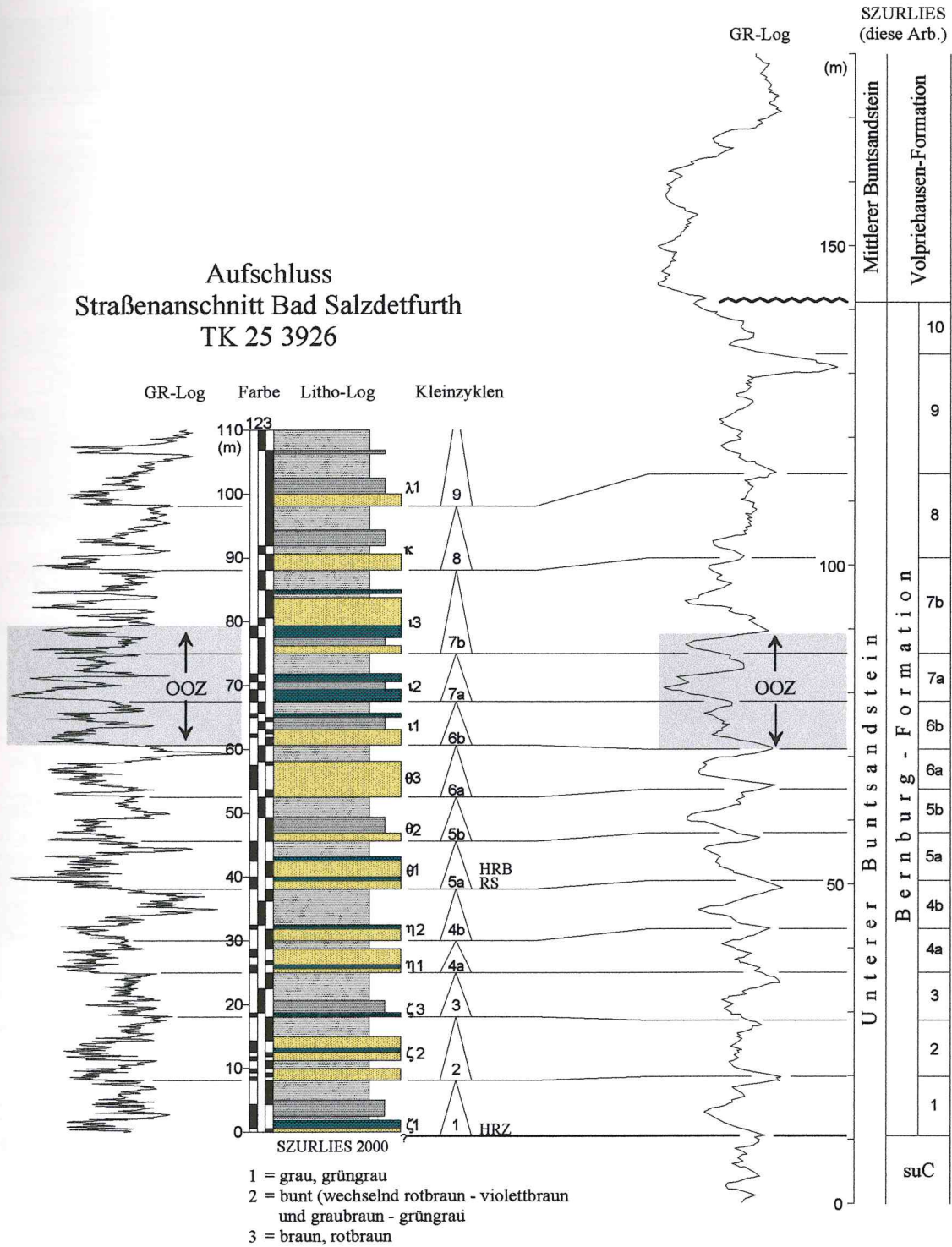


Abb. 17: Radiometrischer Vergleich des Aufschluss Bad Salzdetfurth mit der Bohrung Bockenem 1; Legende siehe Seite 15.

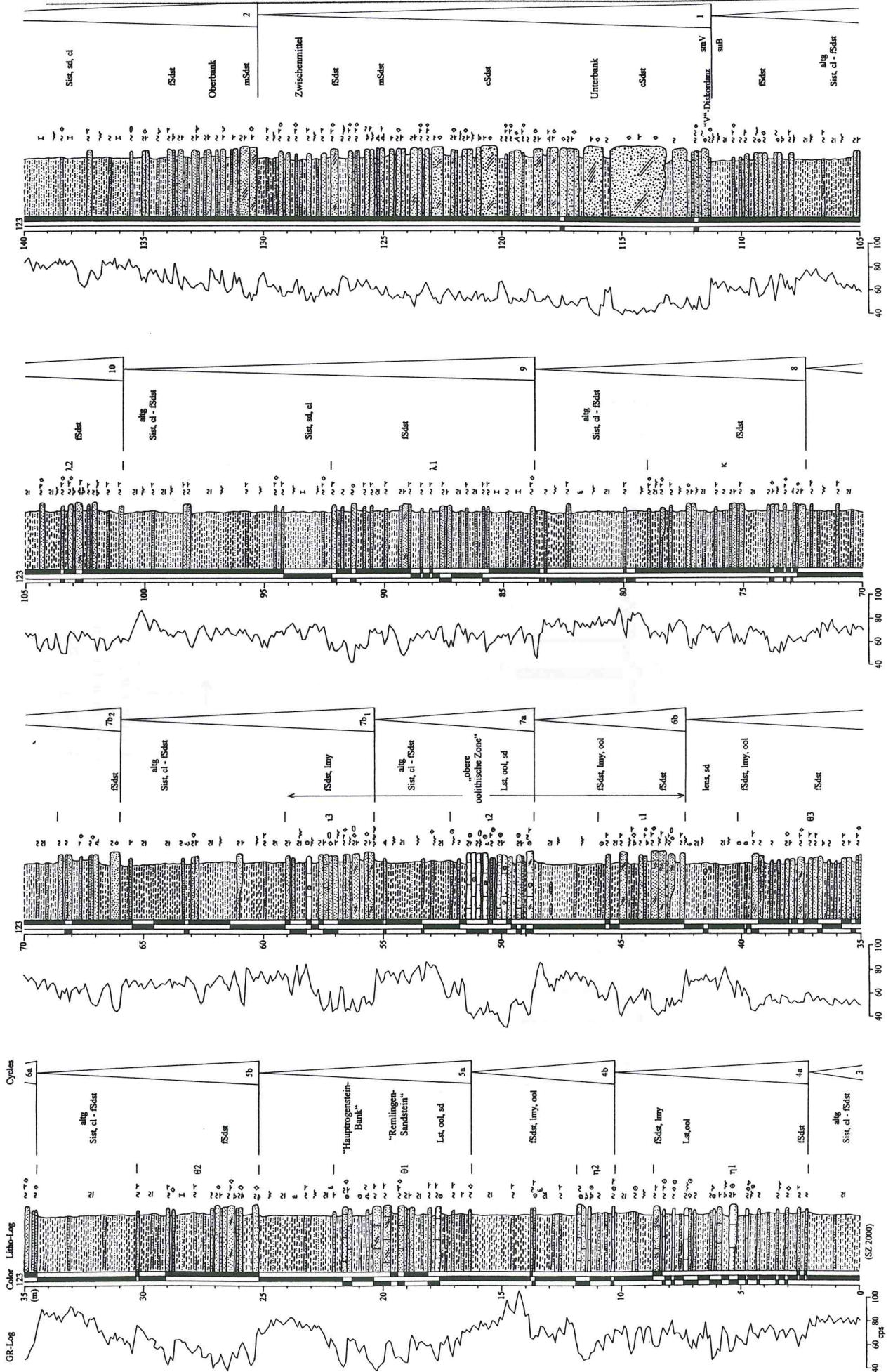


Abb. 18: Profil der Bernburg- und Volpriehausen-Formation in den Aufschlüssen an der Marienburg; Legende siehe Seite 15.

Aufschlüsse
Straßenanschnitt und ehemaliger Steinbruch
an der Marienburg
TK 25 3824

Bohrung
Bockenem 1
TK 25 3926

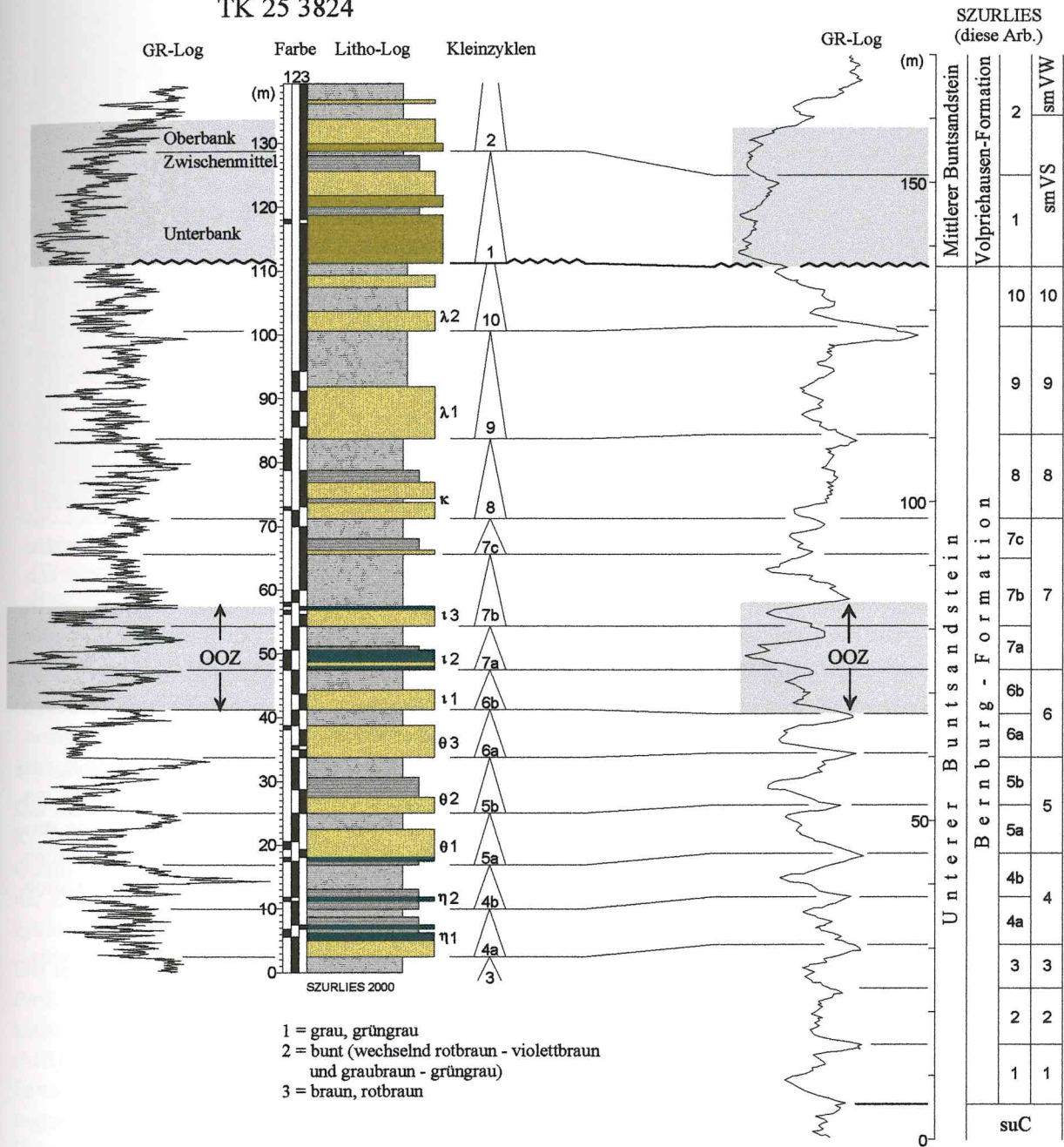


Abb. 19: Radiometrischer Vergleich der Aufschlüsse an der Marienburg mit der Bohrung Bockenem 1; Legende siehe Seite 15.

4.2 Vergleich der Kleinzyklen der Calvörde-Formation

Kleinzyklus 1 (suC, K1)

Die Grenze Zechstein/Buntsandstein ist in der ehemaligen Tongrube bei Nelben zugänglich. Sie wird an der Basis des sandig-oolithischen Unterteils des Kleinzyklus 1 gezogen. Die Grenze ist sowohl lithologisch durch einen markanten Korngrößenwechsel als auch radiometrisch durch einen deutlichen Strahlungsabfall gekennzeichnet (Abb. 7).

Der Kleinzyklus 1 erreicht in Nelben 14,6 m. In der Bohrung Remlingen 5 ist er 15,6 m mächtig (PAUL & KLARR 1988). In beiden Profilen schließt der Basisbereich des Kleinzyklus 1, der dem Oolith-Horizont alpha 1 entspricht, mit einem oolithischen Kalkstein ab und beginnt der feinklastische Dachbereich mit einem etwa 1 m starken grauen Tonsiltstein-Abschnitt. Die zusammen 50 cm mächtigen Oolithe heben sich im GR-Log durch sehr niedrige Werte deutlich ab (Abb. 7, 8). Wie in Nelben und Remlingen endet auch in Westeregeln der Fuß des Kleinzyklus 1 mit einer Oolithbank und beginnt der Dachbereich mit einem etwa 1 m starken grauen Tonsiltstein-Abschnitt (Abb. 9). Im höheren Teil des Basisbereichs schalten sich mehrere zusammen etwa 50 cm mächtige oolithische Kalksteine ein.

Im beckenrandnahen Profil Caaschwitz ist der Kleinzyklus 1 nur 9,8 m mächtig (Abb. 11). Oolithische Kalksteine treten nicht auf. Die Grenze Zechstein/Buntsandstein ist auch hier sowohl lithologisch durch einen markanten Korngrößen- und Farbwechsel als auch radiometrisch durch einen deutlichen Strahlungsabfall gekennzeichnet.

Kleinzyklus 2 (suC, K2)

Der Kleinzyklus 2 ist in Thale mit 15,8 m nicht voll aufgeschlossen (Abb. 5). In der Bohrung Remlingen 5 erreicht er 16,4 m (PAUL & KLARR 1988). Der sohlbankzyklische Aufbau lässt sich zwanglos in den GR-Logs nachvollziehen, wo sich der sandig-oolithische Unterteil mit niedrigen Strahlungswerten deutlich abhebt (Abb. 6). Der Basisbereich entspricht dem Oolith-Horizont alpha 2. Einer kumulativen Oolith-Mächtigkeit von 50 cm in der Bohrung Remlingen 5 stehen etwa 100 cm in Thale sowie 40 cm in Nelben (Abb. 7) gegenüber. In Westeregeln erreichen die oolithischen Kalksteine zusammen etwa 30 cm (Abb. 9). Der Basisbereich ist hier deutlich feinklastischer als in Nelben und Thale. Dies führt zu einem indikationenärmeren GR-Log (Abb. 10).

Die Grenze Kleinzyklus 1/2 ist durch einen Wechsel der vorherrschenden Gesteinsfarben und einen deutlichen Strahlungsabfall markiert. In allen Profilen treten im sandig-oolithischen Basisbereich des Kleinzyklus 2 graue und grüngraue Tonsiltsteine auf. Es handelt sich hierbei um den höchsten und markantesten Abschnitt des „Graubankbereichs“ sensu SCHULZE (1969), den BRÜNING (1986), PAUL & KLARR (1988) sowie SZURLIES (1999) auf den Unterteil des Kleinzyklus 2 einengen. Der „Graubankbereich“ (GB) tritt in der sonst von rotbraunen Gesteinsfarben beherrschten Calvörde-Formation sowohl in Tagesaufschlüssen als auch in Bohrprofilen deutlich hervor (u.a. Ziegeleitongrube Heuer, ROTH 1976). Dieser Litho-Leithorizont erleichtert die Korrelation wesentlich.

In Caaschwitz erreicht der Kleinzyklus 2 14,2 m (Abb. 11). Auch hier herrschen im Unterteil graue Gesteinsfarben vor. Der grobklastische Basisbereich wird als ein Randfazies-Äquivalent des GB interpretiert.

Kleinzyklus 3 (suC, K3)

Der in Thale 20,5 m starke Kleinzyklus 3 ist in der Bohrung Remlingen 5 21,2 m mächtig (PAUL & KLARR 1988). Die Grenze Kleinzyklus 2/3 ist lithologisch und radiometrisch sehr markant. Der auffallend niedrigstrahlende Basisbereich zeichnet sich in den GR-Logs deutlich ab (Abb. 6). Auch in Caaschwitz ist der grobklastische Fuß des Kleinzyklus 3 durch niedrige Strahlung charakterisiert (Abb. 11).

Der Zyklus beginnt mit einer dicken Oolithbank, die im Südbahneinschnitt Thale 90 cm und in der Bohrung Remlingen 5 60 cm erreicht. Mit 125 cm in der Bohrung sowie 220 cm im Aufschluss enthält dieser Abschnitt die größte kumulative Oolith-Mächtigkeit aller bearbeiteten Kleinzyklen der Calvörde-Formation. Die Oolithe, bei denen es sich um den Horizont beta 1 handelt, sind für die markante „Doppelspitze“ im Sonic-Log verantwortlich, die BEST (1989) in seinen Log-Korrelationen im gesamten Nordwestdeutschen Becken verfolgen konnte. Der Südbahneinschnitt Thale bietet einen dauerhaften Aufschluss dieses wichtigen überregionalen Litho-Leithorizonts der Calvörde-Formation (Abb. 20). Es wird vorgeschlagen, den sandig-oolithischen Basisbereich des Kleinzyklus 3 als „Thale-Horizont“ (SZURLIES 1999) zu bezeichnen. Die niedrigstrahlenden fein- bis

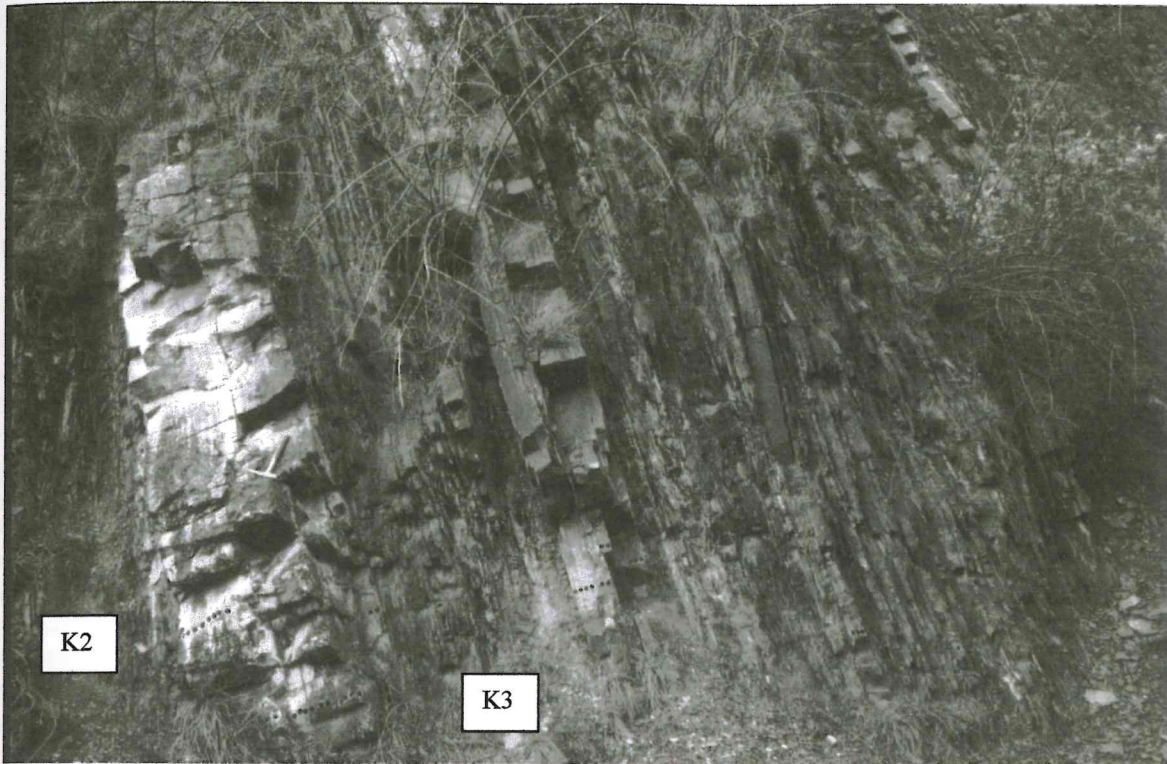


Abb. 20: Foto des „Thale-Horizonts“ (= Basisbereich des Kleinzyklus 3) im Südbahneinschnitt Thale (Westwand). Links im Liegenden die markante Oolithbank an der Basis des „Thale-Horizonts“ (mit Hammer als Maßstab); K2 = Kleinzyklus 2, K3 = Kleinzyklus 3.

groboolithischen Kalksteine des Thale-Horizonts (TH) machen ihn darüber hinaus auch zu einem hervorragenden radiometrischen Leithorizont (Abb. 6).

Kleinzyklus 4 (suC, K4)

Der Kleinzyklus 4 ist in Thale 22 m mächtig (Abb. 5). In der Bohrung Remlingen 5 erreicht er 23,7 m (PAUL & KLARR 1988). Der sandig-oolithische Unterteil entspricht dem Oolith-Horizont beta 2. Einer kumulativen Oolith-Mächtigkeit von 40 cm in der Bohrung stehen etwa 50 cm im Aufschluss gegenüber. In Westeregeln ist der Zyklus 23,1 m stark (Abb. 9). Die kumulative Oolith-Mächtigkeit beträgt etwa 50 cm. Die Grenze Kleinzyklus 3/4 ist durch eine deutliche Abnahme der Gammastrahlung charakterisiert (Abb. 6, 10).

Der feinklastische Dachbereich zeichnet sich durch eine sukzessive Zunahme der Gammastrahlung aus. In allen Profilen ist der Oberteil des Kleinzyklus 4 auffallend mächtig. In Thale und Westeregeln tritt in diesem feinklastischen Abschnitt ein dünner, graugrüner, malachitführender Tonmergelstein auf, der als „Malachitbank“ (MB) bezeichnet wird. Die MB hebt sich auch im GR-Log mit hohen Strahlungswerten sehr deutlich ab. Schon ROTH (1976) wies auf malachitführende Tonmergelsteine oberhalb des Horizonts beta 2 im Profil der Ziegeleitonngube Heuer (TK 25 Wernigerode) hin. Eine solche Schicht wird von PAUL & KLARR (1988) nicht erwähnt. Die MB weist erhöhte Buntmetall- und Pyritgehalte auf. Nach PENTZEL (1973) erreichen die Kupfergehalte in diesem Horizont bis zu 4400 ppm. Die Tonmergelsteine wurden bei längerfristiger Wasserbedeckung unter reduzierenden Bedingungen abgelagert (ROTH 1976). Dies könnte auch die hohen Gammawerte der MB erklären, da neben dem ^{40}K -Isotop hier vermutlich auch Isotope der Uran- und Thorium-Zerfallsreihe zur Eigenstrahlung des Gesteins beitragen. Dieser lithologische und radiometrische Leithorizont vereinfacht die Konnektierung der Profile Thale und Westeregeln wesentlich.

Kleinzyklus 5 (suC, K5)

Der Kleinzyklus 5 ist sowohl in der Bohrung Remlingen 5 als auch im Südbahneinschnitt Thale mit 10 bzw. 10,8 m auffallend geringmächtig. Auf die regionale Mächtigkeitskonstanz dieses Zyklus weisen auch BRÜNING (1986) und PAUL & KLARR (1988) hin. Der Fuß des Kleinzyklus 5 entspricht dem Horizont gamma 1. Die

Oolith-Führung ist in beiden Profilen mit jeweils etwa 20 cm äußerst gering. Die niedrigstrahlenden Oolithe sind Bestandteil einer „Dreier-Spitze“ niedriger Strahlung, die durch die Basisbereiche der Kleinzyklen 5, 6 und 7 bzw. durch die Oolith-Horizonte gamma 1 - 3 markiert wird. Der von diesen Spitzen eingefasste Abschnitt, der in dieser Arbeit als „Gamma-Horizont“ (GH) bezeichnet wird, kann in den GR-Logs der meisten mitteldeutschen Bohrungen leicht abgetrennt werden (vgl. Kap. 5).

Die Grenze Kleinzyklus 4/5 ist in Thale und Westeregeln durch eine deutliche Abnahme der Gammastrahlung gekennzeichnet. Die Grenze Kleinzyklus 5/6 wird in der Bohrung Remlingen 5 aufgrund der lithologischen und radiometrischen Befunde und der daraus resultierenden Korrelation (Abb. 6) etwa 2 m tiefer gezogen als von PAUL & KLARR (1988).

Kleinzyklus 6 (suC, K6)

Der Fuß des Kleinzyklus 6 entspricht dem Horizont gamma 2. Einer kumulativen Oolith-Mächtigkeit von mehr als 30 cm in der Bohrung Remlingen 5 stehen etwa 50 cm in Thale gegenüber (Abb. 5). Die wieder verstärkte Oolith-Führung ist für eine markante Spitze niedriger Strahlung im GR-Log verantwortlich. Es handelt sich um die mittlere Spitze niedriger Strahlung des Gamma-Horizonts. In der Bohrung Remlingen 5 ist der Kleinzyklus 6 etwa 13 m mächtig (Abb. 6).

Kleinzyklus 7 (suC, K7)

Der Kleinzyklus 7 ist in keinem der untersuchten Aufschlüsse zugänglich. In der Bohrung Remlingen 5 erreicht er 12,7 m (PAUL & KLARR 1988). Der Basisbereich des Kleinzyklus 7, der dem Oolith-Horizont gamma 3 entspricht, bildet im GR-Log der Bohrung Remlingen 5 die obere Spitze niedriger Strahlung des Gamma-Horizonts. Die Grenze Kleinzyklus 6/7 ist durch einen deutlichen Strahlungsabfall markiert.

Kleinzyklus 8 (suC, K8)

Auch der Kleinzyklus 8 ist in keinem der untersuchten Profile erschlossen. In der Bohrung Remlingen 5 erreicht er 19,2 m (PAUL & KLARR 1988). Der Fuß des Kleinzyklus 8, der dem Oolith-Horizont delta 1 entspricht, ist in der Bohrung Remlingen 5 nur schwach sandig und oolithfrei. Auch im GR-Log ist die Grenze Kleinzyklus 7/8 nicht sehr deutlich.

Kleinzyklus 9 (suC, K9)

Vom Kleinzyklus 9 sind in der Lindenschlucht nur die höchsten 6 m aufgeschlossen (Abb. 14). In der Bohrung Höhnstedt 2/67 erreicht er etwa 19 m (Abb. 15). Der sandig-oolithische Unterteil entspricht dem Oolith-Horizont delta 2. Die Grenze Kleinzyklus 8/9 ist in den GR-Logs der Bohrungen Höhnstedt 2/67 und Remlingen 5 durch einen Strahlungsabfall gekennzeichnet.

Kleinzyklus 10 (suC, K10)

Der Kleinzyklus 10, der in der Lindenschlucht 12 m stark ist, erreicht in der Bohrung Höhnstedt 2/67 etwa 13 m (Abb. 15). Der Basisbereich entspricht dem Oolith-Horizont epsilon. Die kumulative Oolith-Mächtigkeit in der Lindenschlucht beträgt etwa 15 cm (Abb. 14). Im Unterteil ist ein etwa 5 cm dicker grobsandiger Mittelsandstein eingeschaltet, der wegen seiner weiten Verbreitung in dieser Arbeit informell als „Grobbank“ (GK) bezeichnet wird. Die maximale Korngröße der GK beträgt nach RADZINSKI (1996) 0,8 mm. In der Bohrung Remlingen 5 tritt im gleichen Niveau ebenfalls ein dünner hier mittelsandiger Grobsandstein auf (PAUL & KLARR 1988). Die Grenze Kleinzyklus 9/10 wird in den GR-Logs durch einen deutlichen Strahlungsabfall markiert (Abb. 15).

4.3 Vergleich der Kleinzyklen der Bernburg-Formation

Kleinzyklus 1 (suB, K1)

Der Kleinzyklus 1 der Bernburg-Formation erreicht in der Lindenschlucht 8 m (Abb. 14). Die dicken oolithischen Kalksteine des Basisbereichs mit ihren auffallend niedrigen Strahlungswerten stellen einen ausgezeichneten lithologischen und radiometrischen Leithorizont dar, der die Korrelation wesentlich verbessert (Abb. 15).

Nach der Oolith-Nomenklatur entspricht der Unterteil des Kleinzyklus 1 dem Horizont zeta 1, an dessen Basis die Grenze Calvörde-/Bernburg-Formation gezogen wird (TGL 25234/11 1974). Dieser Oolith-Horizont wurde

im östlichen Subherzyn, auf der Scholle von Calvörde sowie im südöstlichen Harzvorland auch als „(Haupt-)Rogensteinzone“ (u.a. RADZINSKI 1967, WAGENBRETH 1968) bezeichnet. Die kumulative Oolith-Mächtigkeit beträgt in der Lindenschlucht 220 cm. Der in Beesenlaublingen 9 m starke Kleinzyklus 1 führt ebenfalls zusammen etwa 220 cm oolithischen Kalkstein (Abb. 12).

Der Kleinzyklus 1 ist in Bad Salzdetfurth mit 8 m nicht voll aufgeschlossen (Abb. 16). In der Bohrung Bockenem 1 erreicht er etwa 9 m (Abb. 17). Die kumulative Oolith-Mächtigkeit beträgt in Bad Salzdetfurth etwa 50 cm. Die Oolithe sind stärker sandig als im nördlichen Harzvorland. Auch in der Bohrung Bockenem 1 werden von BOIGK (1959) in diesem Abschnitt Oolithe beschrieben.

Der Wechsel des für die feinklastischen Abschnitte typischen Schichtungs- und Farbtyps, von den rotbraunen, massig-bröckelig geschichteten Tonsiltsteinen mit diffusen Sand-Einlagerungen der Calvörde-Formation, zur bunten, feinschichtigen Wechsellagerung der Bernburg-Formation, ist ein wichtiges Argument zur Zweiteilung des Unteren Buntsandsteins (u.a. BOIGK 1959, BRÜNING 1986).

Kleinzyklus 2 (suB, K2)

Der in Beesenlaublingen 8,5 m mächtige Kleinzyklus 2 ist in der Bohrung Aderstedt 11/62 etwa 10 m dick (Abb. 13). Der sandig-oolithische Unterteil enthält in Beesenlaublingen mehrere zusammen etwa 20 cm dicke feinoolithische Kalksteine (Abb. 12). Sie entsprechen dem Horizont zeta 2. Der Kleinzyklus 2 erreicht in der Lindenschlucht 7,1 m (Abb. 14). Die kumulative Oolith-Mächtigkeit beträgt hier 30 cm. In Bad Salzdetfurth ist der Zyklus 10,1 m mächtig (Abb. 16). Die Oolithe erreichen zusammen 40 cm. In allen Profilen ist die Grenze Kleinzyklus 1/2 durch einen markanten Abfall der Gammastrahlung gekennzeichnet.

Kleinzyklus 3 (suB, K3)

Der in Beesenlaublingen 11 m starke Kleinzyklus 3 ist in der Bohrung Aderstedt 11/62 etwa 9 m mächtig (Abb. 13). Der Unterteil entspricht dem Horizont zeta 3. Da der Zyklus oolithfrei ist, tritt er in den GR-Logs nicht so deutlich hervor.

In der Lindenschlucht erreicht der Zyklus eine Stärke von etwa 9 m (Abb. 14). Die oolithischen Kalksteine sind zusammen 15 cm mächtig. Auch in der Bohrung Remlingen 5 ist eine dünne Oolithbank entwickelt (PAUL & KLARR 1988). Der in Bad Salzdetfurth 6,3 m mächtige Kleinzyklus 3, erreicht in der Bohrung Bockenem 1 etwa 7,25 m (Abb. 16). Die kumulative Oolith-Mächtigkeit beträgt 30 cm.

Kleinzyklus 4 (suB, K4)

Die Grenze Kleinzyklus 3/4a wird in den GR-Logs durch einen deutlichen Strahlungsabfall markiert. Der Kleinzyklus 4 kann in den meisten untersuchten Aufschlüssen und Bohrungen zweigeteilt werden.

Kleinzyklus 4a (suB, K4a)

Der Kleinzyklus 4a, der in der Bohrung Aderstedt 11/62 etwa 7,5 m erreicht, ist in Beesenlaublingen 9,5 m stark (Abb. 13). Der sandig-oolithische Fuß entspricht dem Horizont eta 1. Die kumulative Oolith-Mächtigkeit beträgt etwa 35 cm. Die durch die Kalksteine hervorgerufene Spitze niedriger Strahlung stellt einen ausgezeichneten radiometrischen Leithorizont dar, der die Korrelation wesentlich erleichtert. In der Lindenschlucht erreicht der Zyklus 7,2 m (Abb. 14). Die oolithischen Kalksteine sind zusammen 50 cm mächtig. Auch hier ist die durch die Oolithe hervorgerufene Spitze niedriger Strahlung deutlich entwickelt.

Der Kleinzyklus 4a ist in Bad Salzdetfurth 5,5 m stark (Abb. 16). Es treten drei zusammen etwa 60 cm mächtige Oolithbänke auf. An der Marienburg ist der Zyklus 8,1 m dick (Abb. 18). Die kumulative Mächtigkeit der stark sandigen Oolithbänke beträgt 90 cm.

Kleinzyklus 4b (suB, K4b)

Der Kleinzyklus 4b ist in Beesenlaublingen 10 m mächtig (Abb. 12). Der oolithfreie Basisbereich entspricht dem Horizont eta 2. In der Lindenschlucht ist der Zyklus 7,5 m stark (Abb. 14). Die kumulative Oolith-Mächtigkeit beträgt etwa 25 cm. Im höchsten Teil des feinklastischen Dachbereichs treten sehr hohe Strahlungswerte auf. Dieser mehrere Meter umfassende Horizont ist auch im GR-Log der Bohrung Höhnstedt 2/67 entwickelt und stellt einen radiometrischen Leithorizont dar, an dessen Obergrenze die Grenze Kleinzyklus 4b/5a gezogen wird.

Der Kleinzyklus 4b erreicht in Bad Salzdetfurth 7,1 m (Abb. 16). Während die Zweiteilung des Zyklus aus dem Litho-Log nicht so deutlich hervorgeht, ist sie im GR-Log aber gut zu erkennen. Es treten drei zusammen 30 cm mächtige Oolithbänke auf. Wie in der Lindenschlucht ist auch hier der höchste Teil des feinklastischen Dachbereichs durch hohe Strahlungswerte gekennzeichnet. Dieser mehrere Meter umfassende Horizont ist auch im GR-Log der Bohrung Bockenem 1 entwickelt und stellt einen ausgezeichneten radiometrischen Leithorizont dar.

Der Kleinzyklus 4b erreicht an der Marienburg 6 m (Abb. 18). Die Grenze Kleinzyklus 4b/5a wird, wie in den anderen Profilen, durch einen markanten Strahlungsabfall markiert. Wie auch in Bad Salzdetfurth zeichnet sich die Zweiteilung des Kleinzyklus 4 nicht so deutlich ab. Die kumulative Mächtigkeit der stark sandigen Oolithbänke beträgt etwa 50 cm.

Kleinzyklus 5 (suB, K5)

Der Kleinzyklus 5 kann in den meisten untersuchten Profilen zweigeteilt werden.

Kleinzyklus 5a (suB, K5a)

Vom Kleinzyklus 5a sind in Beesenlaublingen nur die unteren 7,5 m aufgeschlossen (Abb. 12). Die dicken Sandsteinbänke des Basisbereichs stellen ein Äquivalent des von PAUL & KLARR (1988) in der Bohrung Remlingen 5 definierten „Remlingen-Sandsteins“ dar. Den Abschluss des Unterteils markieren zwei zusammen 45 cm mächtige Oolithbänke, die dem Horizont theta 1 entsprechen. Die durch die Oolithe hervorgerufene Spitze niedriger Strahlung stellt einen ausgezeichneten radiometrischen Leithorizont dar, der die Korrelation wesentlich vereinfacht (Abb. 13). Dieser Abschnitt wird im westlichen Teil des nördlichen Harzvorlands in der älteren Literatur als „Hauptrogensteinbank“ bezeichnet (u.a. WOLDSTEDT 1933) und bildet dort einen mehrere Meter starken oolithischen Bereich. Der Fuß des Kleinzyklus 5a stellt demnach einen ausgezeichneten lithologischen und radiometrischen Leithorizont dar. Die Grenze Kleinzyklus 5a/5b tritt in den GR-Logs der bearbeiteten Profile deutlich hervor (Abb. 15, 17, 19).

In der Lindenschlucht erreicht der Kleinzyklus 5a etwa 5,5 m (Abb. 14). Die Sandsteinbänke des Unterteils entsprechen dem „Remlingen-Sandstein“ (PAUL & KLARR 1988). Den Abschluss des Basisbereichs markieren zwei zusammen 30 cm mächtige Oolithbänke.

Der Kleinzyklus 5a ist in Bad Salzdetfurth 8,1 m stark (Abb. 16). Die Grenze Kleinzyklus 5a/5b wird durch eine Spitze hoher Strahlung markiert. Der auffallend niedrigstrahlende Fuß des Kleinzyklus 5a entspricht dem Horizont theta 1. Die kumulative Oolith-Mächtigkeit beträgt etwa 100 cm. BOIGK (1959) erwähnt aus diesem Abschnitt der Bohrung Bockenem 1 ebenfalls Oolithe. Im Unterteil treten eine Reihe 10 - 40 cm mächtiger Sandsteinbänke auf.

Der Kleinzyklus 5a erreicht an der Marienburg 8,9 m (Abb. 18). Die stark sandigen Oolithbänke erreichen zusammen etwa 50 cm. Eine auffällige Häufung von Sandsteinen, die dem „Remlingen-Sandstein“ entsprechen könnten, ist nicht auszumachen.

Kleinzyklus 5b (suB, K5b)

Vom Kleinzyklus 5b sind in der Lindenschlucht die tiefsten 5 m aufgeschlossen (Abb. 14). Die im Basisbereich auftretenden Oolithe sind zusammen 45 cm mächtig und entsprechen dem Horizont theta 2.

In Bad Salzdetfurth ist der Zyklus 7 m mächtig (Abb. 16). Der Basisbereich ist oolithfrei. An der Marienburg erreicht der Kleinzyklus 9,3 m (Abb. 18). Die Grenze Kleinzyklus 5b/6a ist in allen Profilen durch einen markanten Strahlungsabfall markiert. Während eine Zweiteilung des Kleinzyklus 5 in Bad Salzdetfurth nur im GR-Log ersichtlich ist, kann sie an der Marienburg sowohl im Litho-Log als auch in der radiometrischen Messkurve durchgeführt werden. Der Fuß des Kleinzyklus 5b ist auch an der Marienburg oolithfrei.

Kleinzyklus 6 (suB, K6)

Der Kleinzyklus 6 kann in den meisten untersuchten Aufschlüssen und Bohrungen zweigeteilt werden.

Kleinzyklus 6a (suB, K6a)

Der Kleinzyklus 6a erreicht in Bad Salzdetfurth 7,9 m (Abb. 16). Im Basisbereich tritt ein 10 cm starker ooidführender Kalksandstein auf, bei dem es sich um den Horizont theta 3 handelt. An der Marienburg ist der Zyklus etwa 7,5 m stark (Abb. 18). Die kumulative Mächtigkeit der stark sandigen Oolithbänke beträgt 10 cm. In den

GR-Logs ist die Grenze Kleinzyklus 6a/6b durch eine Spitze hoher Strahlung und einen anschließenden starken Strahlungsabfall markiert.

Kleinzyklus 6b (suB, K6b)

Der Kleinzyklus 6b erreicht in Bad Salzdetfurth 6,9 m (Abb. 16). Es treten zwei zusammen 25 cm mächtige Oolithe auf, die dem Horizont jota 1 bzw. dem unteren Teil der „oberen oolithischen Zone“ sensu BOIGK (1959) entsprechen. An der Marienburg ist der Kleinzyklus 6b 6,3 m mächtig (Abb. 18). Im mittleren Teil ist eine Mittelsand-führende Feinsandsteinbank eingeschaltet. Zusätzlich tritt eine 5 cm mächtige ooidführende Kalksandsteinbank auf.

Kleinzyklus 7 (suB, K7)

Der Kleinzyklus 7 kann in den meisten bearbeiteten Aufschlüssen und Bohrungen zweigeteilt werden.

Kleinzyklus 7a (suB, K7a)

Der Kleinzyklus 7a ist in Bad Salzdetfurth 7,1 m dick (Abb. 16). Der Unterteil entspricht dem Horizont jota 2 bzw. dem mittleren Abschnitt der „oberen oolithischen Zone“ nach BOIGK (1959). Mit einer kumulativen Oolithmächtigkeit von etwa 240 cm stellt der Basisbereich einen ausgezeichneten lithologischen und radiometrischen Leithorizont dar. Die Oolithe weisen einen deutlichen Sandgehalt auf. Die Oolithe des an der Marienburg 6,9 m mächtigen Kleinzyklus 7a erreichen zusammen etwa 180 cm (Abb. 18).

Kleinzyklus 7b (suB, K7b)

Der in der Bohrung Bockenem 1 etwa 15,5 m starke Kleinzyklus 7b erreicht in Bad Salzdetfurth 13,3 m (Abb. 17). Der Unterteil entspricht dem Horizont jota 3 bzw. dem höchsten Abschnitt der „oberen oolithischen Zone“ nach BOIGK (1959). Der Basisbereich enthält drei zusammen etwa 100 cm mächtige Oolithbänke. Im tieferen Teil des Dachbereichs ist eine weitere 40 cm dicke rotbraune Oolithbank eingeschaltet.

Wie in Bad Salzdetfurth ist auch an der Marienburg der feinklastische Dachbereich des Kleinzyklus 7b durch die Einschaltung von dicken Sandsteinbänken stärker gegliedert (Abb. 16, 18). Dies führt zu einer Unterteilung des Kleinzyklus 7b (7b₁, 7b₂). Der Fuß des Kleinzyklus 7b₁ entspricht dem Horizont jota 3 bzw. dem höchsten Teil der „oberen oolithischen Zone“ sensu BOIGK (1959). Im Basisbereich tritt eine hier 20 cm mächtige, rotbraune Oolithbank auf. Die Grenze Kleinzyklus 7b/8 wird in allen Profilen durch eine Spitze hoher Strahlung markiert.

Kleinzyklus 8 (suB, K8)

Der Kleinzyklus 8 ist in Bad Salzdetfurth 10,2 m mächtig (Abb. 16). In der Bohrung Bockenem 1 werden etwa 13,5 m erreicht (Abb. 17). Der oolithfreie, sandige Unterteil entspricht dem Horizont kappa. Die Grenze Kleinzyklus 8/9 wird in den GR-Logs durch eine sehr deutliche Strahlungsabnahme markiert.

Der Kleinzyklus 8 erreicht an der Marienburg 11,3 m (Abb. 18). Der sandige Fuß entspricht dem Horizont kappa. Wie in Bad Salzdetfurth treten an der Marienburg ab dem Kleinzyklus 8 keine Oolithe mehr auf. Die Grenze Kleinzyklus 8/9 zeichnet sich durch eine Spitze hoher Strahlung deutlich ab.

Kleinzyklus 9 (suB, K9)

Der mit 13 m in Bad Salzdetfurth nicht voll erschlossene Kleinzyklus 9 ist in der Bohrung Bockenem 1 etwa 16 m mächtig (Abb. 17). Der oolithfreie, sandige Unterteil entspricht dem Horizont lambda 1. An der Marienburg ist der Zyklus etwa 17,2 m dick. Auch hier ist der Basisbereich oolithfrei. Die Grenze Kleinzyklus 9/10 wird durch eine Spitze hoher Strahlung markiert.

Kleinzyklus 10 (suB, K10)

Der in der Bohrung Bockenem 1 etwa 9 m starke Kleinzyklus 10 ist an der Marienburg 10,6 m mächtig (Abb. 19). Der oolithfreie Unterteil entspricht dem Horizont lambda 2. Die Grenze Bernburg-/Volpriehausen-Formation bzw. Unterer/Mittlerer Buntsandstein wird durch den grobkörnigeren Volpriehausen-Sandstein markiert. Diese Grenze ist lithologisch durch einen markanten Korngrößenwechsel und radiometrisch durch einen deutlichen Strahlungsabfall gekennzeichnet.

5 Regionaler Vergleich

Ausgehend von den eigenen Befunden wird ein regionaler lithostratigraphischer Vergleich des Unteren Buntsandsteins gezogen. Den Ausgang hierfür bilden die Ergebnisse im nördlichen und westlichen Harzvorland. Daran anschließend wird ein Überblick über die Gliederung des Unteren Buntsandsteins auf der Scholle von Calvörde, im südöstlichen Harzvorland und in Südniedersachsen-Nordhessen gegeben.

Die radiometrische Vermessung der Aufschlüsse macht eine Übertragung der Kleinzyklen in die Bohrlochmessungen möglich. Durch die Erstellung von GR-Log-Korrelationsketten (Abb. 21) kann das sohlbankzyklische Unterteilungsprinzip in die angrenzenden Gebiete übertragen werden. Bei der Gliederung der dargestellten Bohrungen wurden alle zur Verfügung stehenden Daten (u.a. Sonic-Log) berücksichtigt. Anhand der Kombination von Litho- und GR-Log wird der Vergleich des Unteren Buntsandsteins wesentlich verbessert. Auf die für die Korrelation wichtigen lithologischen und radiometrischen Leithorizonte wird bei der folgenden Betrachtung ein besonderer Schwerpunkt gelegt.

5.1 Calvörde-Formation

Eine Verknüpfung der kleinzyklischen Unterteilung mit der Gliederung nach Oolith-Horizonten ist am GR-Log der Bohrung Bockenem 1 exemplarisch durchgeführt (Abb. 22). Die Oolith-Horizonte entsprechen den sandig-oolithischen Basisbereichen der Kleinzyklen. Der bisher unbenannte Fuß des Kleinzyklus 8 wird durch Zerteilung des Oolith-Horizonts delta als delta 1 bezeichnet. Der Basisbereich des Kleinzyklus 9 entspricht dem Horizont delta 2.

Zu den wichtigen Leithorizonten der Calvörde-Formation zählen der „Graubankbereich“ (GB), der „Thale-Horizont“ (TH), die „Malachitbank“ (MB), der „Gamma-Horizont“ (GH) sowie die „Grobbank“ (GK). Die regional nur geringfügigen Mächtigkeitsschwankungen der ausgehaltenen 10 Kleinzyklen sind ein weiteres Charakteristikum.

5.1.1 Westliches Harzvorland

Die sohlbankzyklische Gliederung des Unteren Buntsandsteins in Norddeutschland wurde durch BOIGK (1959) erarbeitet. Am Richtprofil der Bohrung Bockenem 1 (10 km SE Bad Salzdetfurth) führte er die Aufteilung in eine Untere und eine Obere Gruppe (Folge) ein (Abb. 3, 23). Die Calvörde-Formation (Untere Folge) ist in der Bohrung Bockenem 1 etwa 171 m mächtig. Die Grenze Zechstein/Buntsandstein wird an der Unterkante des niedrigstrahlenden, sandigen Basisbereichs des Kleinzyklus 1 gezogen. Die Mächtigkeiten der ausgehaltenen Zyklen zeigen eine erstaunlich gute Übereinstimmung mit den Bohrungen des nördlichen Harzvorlands (Abb. 23, 24). Charakteristisch sind ein dicker Kleinzyklus 4 und die auffallend geringmächtigen Zyklen 5 - 7 (vgl. BRÜNING 1986). Der GB ist durch Spülproben belegt. Er entspricht der „unteren oolithischen Zone“ sensu BOIGK (1959). Sowohl TH als auch GH heben sich als Spitzen niedriger Strahlung sehr deutlich ab (Abb. 23).

Wie BRÜNING (1986) anhand von Bohrkernmaterial und GR-Log-Korrelationen zeigte, lassen sich die Kleinzyklen von Südniedersachsen bis nach Nordhessen verfolgen. Mit den Bohrungen Bockenem 1, Hahausen 1 und Goslar Z1 gelang ihm die Übertragung dieses Gliederungsprinzips in das nördliche Harzvorland. In der Bohrung Hahausen 1 (5 km N Seesen) ist die Calvörde-Formation etwa 180 m mächtig. Neben dem 8 m starken GB sind mit dem TH die beiden wichtigsten Leithorizonte vorhanden.

In der Bohrung Alfeld-Elze Z4 (15 km W Hildesheim) erreicht die Calvörde-Formation etwa 171 m. Das GR-Log zeigt weitgehende Deckungsgleichheit mit dem der Bohrung Bockenem 1 (Abb. 25). Durch den TH und den GH wird die Einstufung wesentlich verbessert. Die Mächtigkeit der Calvörde-Formation variiert im westlichen Harzvorland zwischen 170 - 180 m (vgl. BRÜNING 1986, PAUL & KLARR 1988, RÖHLING 1993).

5.1.2 Nördliches Harzvorland

In ihrer Beschreibung der Bohrung Remlingen 5 (10 km SE Wolfenbüttel) verglichen PAUL & KLARR (1988) das kleinzyklische Gliederungskonzept mit der Unterteilung nach Oolith-Horizonten. Dabei differenzierten sie die von SCHULZE (1969) eingeführten 6 Horizonte weiter. Die neu definierten 10 Horizonte ordneten sie je einem der 10 Kleinzyklen zu.

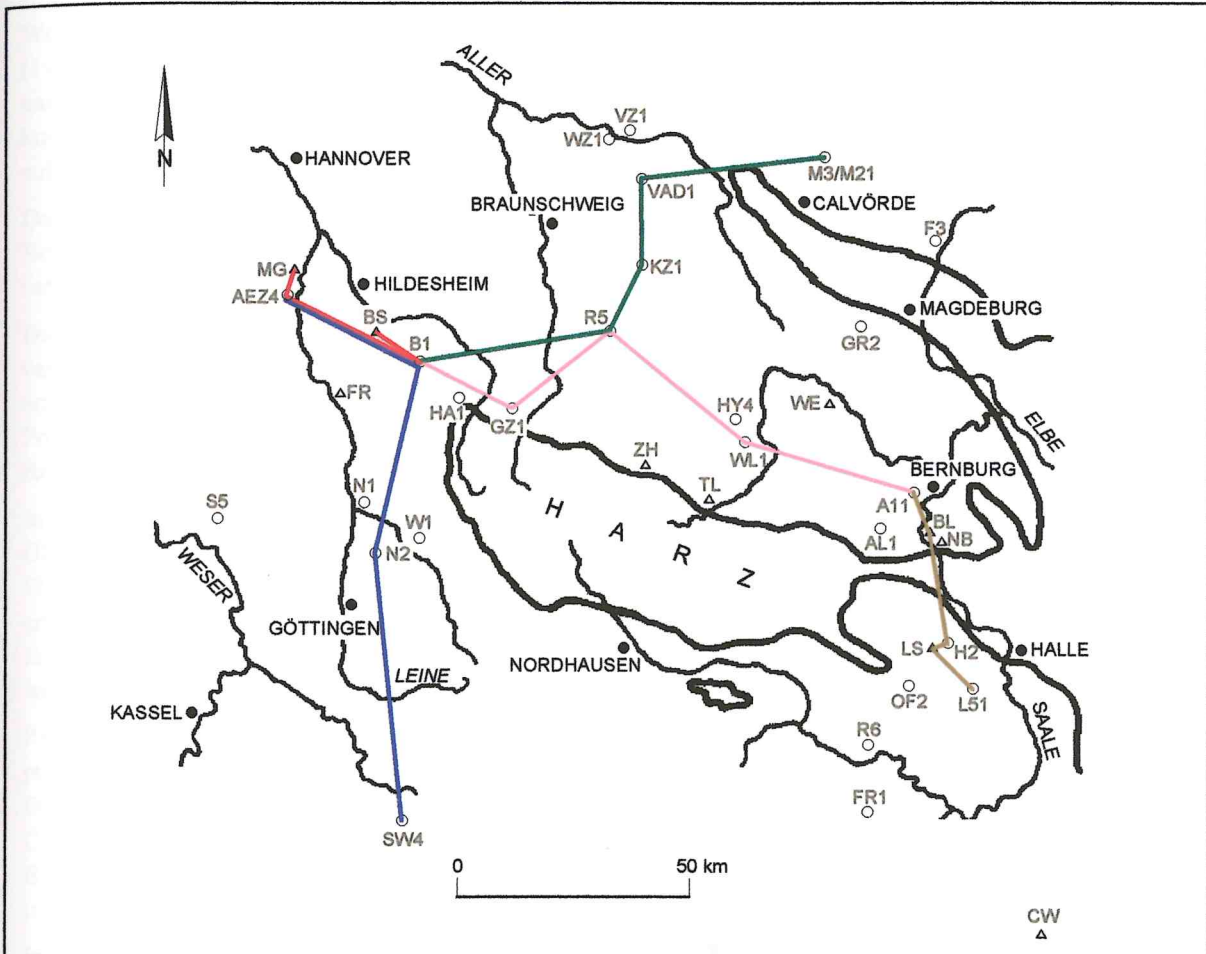


Abb. 21: Lage der Aufschlüsse und Bohrungen sowie Verlauf der GR-Log-Korrelationsketten.

- GR-Log-Korrelationskette 1: WNW (westliches Harzvorland) - ESE (nördliches Harzvorland); B1-GZ1-R5-WL1-A11
- GR-Log-Korrelationskette 2: SW (westliches Harzvorland) - NE (Scholle von Calvörde); B1-R5-KZ1-VAD1-M21
- GR-Log-Korrelationskette 3: S (Nordhessen) - N (westliches Harzvorland); SW4-N2-B1-AEZ4
- GR-Log-Korrelationskette 4: E - W (westliches Harzvorland); BS-B1-AEZ4-MG
- GR-Log-Korrelationskette 5: NNW (nördliches Harzvorland) - SSE (südöstliches Harzvorland); A11-BL-H2-LS-L51

Bohrungen

SW4 = Schlierbachswald 4	WZ1 = Weyhausen Z1
N1 = Northeim 1	VZ1 = Velstove Z1
N2 = Northeim 2	VAD1 = Velpke-Asse Devon 1
W1 = Wulften 1	KZ1 = Königslutter Z1
S5 = Solling 5	R5 = Remlingen 5
AEZ4 = Alfeld-Elze Z4	WL1 = Wegeleben 1/65
B1 = Bockenem 1	HY4 = Huy 4/60
HA1 = Hahausen 1	GR2 = Groß Rodensleben 2/64
GZ1 = Goslar Z1	A1 = Aschersleben 1/60

M3 = Mieste 3/61
M21 = Mieste 21/77
F3 = Farsleben 3/85
A11 = Aderstedt 11/62
H2 = Hohnstedt 2/67
L51 = Lauchstädt 51
OF2 = Oberfarnstädt 2/62
R6 = Roßleben 6/76
FR1 = Frankroda 1/61

Aufschlüsse

MG = Aufschlüsse an der Marienburg
BS = Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth
ZH = Ziegeleitongrube Heuer
TL = Südbahneinschnitt Thale
WE = Ziegeleitongrube Westeregeln
BL = Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen
NB = Ehemalige Tongrube bei Nelben
LS = Lindenschlucht bei Seeburg
CW = Plattendolomitbruch Caaschwitz

Diese Neubenennung wird von RADZINSKI (1997) bedauert, der eine stärker an SCHULZE orientierte Verfeinerung in 9 Horizonte vornimmt. Dieser Aufteilung schließt sich SZURLIES (1999) an, der im Gegensatz zu PAUL & KLARR (1988) die Oolith-Horizonte nur mit den sandig-oolithischen Basisbereichen der Kleinzyklen korreliert (Abb. 22). Der im nördlichen Harzvorland nur schwach ausgeprägte, meist oolithfreie Unterteil des Zyklus 8 ist in der Oolith-Nomenklatur im Sinne von RADZINSKI (1997) bisher unbenannt. Durch eine Zerteilung des Horizonts delta entspricht der Fuß des Kleinzyklus 8 dem Horizont delta 1 (Abb. 3, 22).

Die Calvörde-Formation ist in der Bohrung Remlingen 5 etwa 167 m mächtig (Abb. 23). Die Beschreibung des Kernmaterials (PAUL & KLARR 1988) lässt sich im Detail mit den Aufnahmen in Thale, Nelben, Westeregeln und Wernigerode (Ziegeleitongrube Heuer, ROTH 1976) vergleichen. In allen Profilen ist ein 5 - 6 m mächtiger

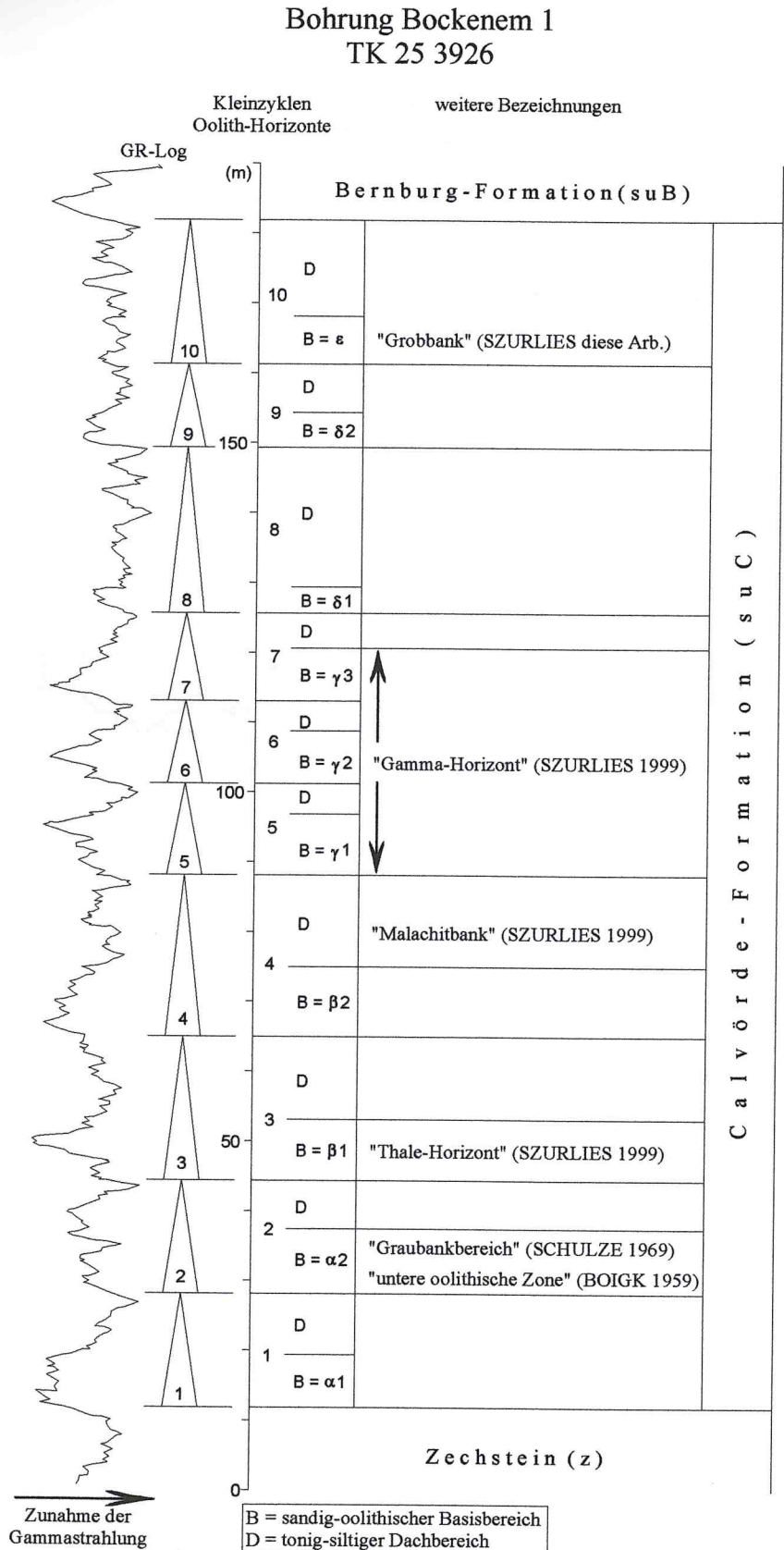


Abb. 22: Lithostratigraphische Gliederung der Calvörde-Formation am Beispiel der Bohrung Bockenem 1.

GB entwickelt. Der in Thale definierte TH stellt einen ausgezeichneten Leithorizont dar, der in übereinstimmender Ausbildung auch in der Bohrung Remlingen 5 und der Ziegeleitongrube Heuer auftritt. Die in Thale, Westeregeln und Wernigerode im Dachbereich des Kleinzyklus 4 auftretende MB wird von PAUL & KLARR (1988) nicht erwähnt. Vom GH ist im Remlinger Profil nur der Fuß des Kleinzyklus 6 bzw. der Oolith-Horizont gamma 2 durch auffallend niedrige Strahlungswerte gekennzeichnet. Während in den Zyklen 1 - 4 hohe kumulative Oolith-Mächtigkeiten auftreten, sind die höchsten Kleinzyklen oolithfrei. Die Zyklen zeigen eine außergewöhnliche Mächtigkeitskonstanz zwischen den oben genannten Profilen.

Das GR-Log der Bohrung Goslar Z1 lässt sich problemlos mit den fast deckungsgleichen Messkurven der Bohrungen Bockenem 1 und Remlingen 5 vergleichen (Abb. 23). Die Mächtigkeit der Calvörde-Formation beträgt 173 m. TH und GH heben sich deutlich ab.

Die Calvörde-Formation zeigt zwischen Asse, Huy und nördlichem Harzrand nur unwesentliche Mächtigkeitsvariationen. In der Bohrung Huy 4/60 (etwa 5 km N Halberstadt) ist sie etwa 168 m stark, in Wernigerode erreicht sie 167 m. In der Bohrung Wegeleben 1/65 (etwa 5 km SE Halberstadt) beträgt die Stärke der Calvörde-Formation etwa 180 m. Der GH hebt sich deutlich als „Dreier-Spitze“ niedriger Strahlung ab (Abb. 23). Wie in Remlingen und Thale bildet der Fuß des Kleinzyklus 6 die markanteste Strahlungsspitze.

In der Bohrung Aderstedt 11/62 (etwa 5 km W Bernburg) ist die Calvörde-Formation etwa 170 m mächtig. Das GR-Log zeigt in der Zyklen-Stärke und der Ausbildung des GH weitgehende Übereinstimmung mit der Bohrung Wegeleben 1/65 (Abb. 23). In der von RADZINSKI & SEIDEL (1997) beschriebenen Bohrung Aschersleben 1/60 erreicht die nach Oolith-Horizonten gegliederte Calvörde-Formation etwa 176 m. Alle 10 Kleinzyklen lassen sich mit ihren typischen Mächtigkeiten aushalten. Der GB tritt in der sonst rotbraunen Schichtenfolge deutlich hervor.

PAUL & KLARR (1988) verglichen die Messkurven der Bohrung Remlingen 5 mit der von BURCHARDT (1969) publizierten Bohrung Groß Rodensleben 2/64 (etwa 15 km W Magdeburg). Nach einer Korrektur der Grenze Bröckelschiefer/Calvörde-Formation im Sinne von BOIGK (1959) kommen sie zu einer Mächtigkeit der Calvörde-Formation von etwa 175 m. Der TH hebt sich im GR-Log deutlich ab. Der Schwerpunkt der Oolith-Bildung liegt in den Zyklen 3 - 6. Wie auf der Scholle von Calvörde und im Raum Braunschweig-Wolfsburg treten in den beiden höchsten Kleinzyklen Oolithe auf.

In der Bohrung Königslutter Z1 (etwa 20 km E Braunschweig) erreicht die Calvörde-Formation etwa 173 m. Sowohl TH als auch GH heben sich deutlich ab (Abb. 24). Durch die Spülprobenbeschreibung der Bohrung Velstove Z1 (5 km NE Wolfsburg) ist der GB belegt (PHILIPP 1960). Bis auf den Fuß des Kleinzyklus 8 führen alle Zyklen oolithische Einlagerungen. Die Mächtigkeit der Calvörde-Formation beträgt etwa 175 m. In der von PHILIPP (1960) beschriebenen und von BRÜNING (1986) sowie RÖHLING (1993) stratigraphisch neu bearbeiteten Bohrung Weyhausen Z1 (etwa 3 km W Wolfsburg) erreicht die Calvörde-Formation eine Stärke von etwa 165 m. Sowohl TH als auch GH heben sich im GR-Log sehr deutlich ab. Der Spülprobenbeschreibung von PHILIPP (1960) zufolge enthält auch der Kleinzyklus 8 oolithische Einlagerungen. In der südlich von Wolfsburg abgeteufte Bohrung Velpke-Asse-Devon 1 (KELCH & PAULUS 1980, BRÜNING 1986, RÖHLING 1993) erreicht die Calvörde-Formation etwa 165 m. Im radiometrischen Abbild werden weitgehende Übereinstimmungen mit der Bohrung Königslutter Z1 erkennbar (Abb. 24). Sowohl TH als auch GH treten deutlich hervor. Durch die Spülproben (BORGER 1980) ist der GB belegt.

In großer Übereinstimmung mit den Profilen des westlichen Harzvorlands stellen auch im nördlichen Harzvorland GB, TH und GH die charakteristischen Leithorizonte dar. Der Fuß des Kleinzyklus 6, der die markante mittlere Spitze niedriger Strahlung des GH verursacht, befindet sich horizontbeständig in allen untersuchten Profilen etwa 85 - 95 m über der Basis der Calvörde-Formation. Durch die Kombination von Litho- und GR-Log ist eine zweifelsfreie Korrelation von Aufschluss- und Bohrprofilen durchführbar. Auch im nördlichen Harzvorland erreicht der Kleinzyklus 4 die größte Stärke und die Zyklen 5 - 7 auffallend geringe Mächtigkeiten. Die Stärke der Formation variiert zwischen 165 - 180 m. (vgl. ROTH 1976, BRÜNING 1986, PAUL & KLARR 1988, RÖHLING 1993).

5.1.3 Scholle von Calvörde

Unter Bezugnahme auf die Untersuchungen von SCHULZE (1969) erhielt die Untere Folge sensu BOIGK (1959) nach der Typusregion Scholle von Calvörde die Bezeichnung Calvörde-Formation (LEPPER 1993). SCHULZE hat den Unteren Buntsandstein auf der Basis von Bohraufschlüssen beschrieben. Er machte sich die Horizontbe-

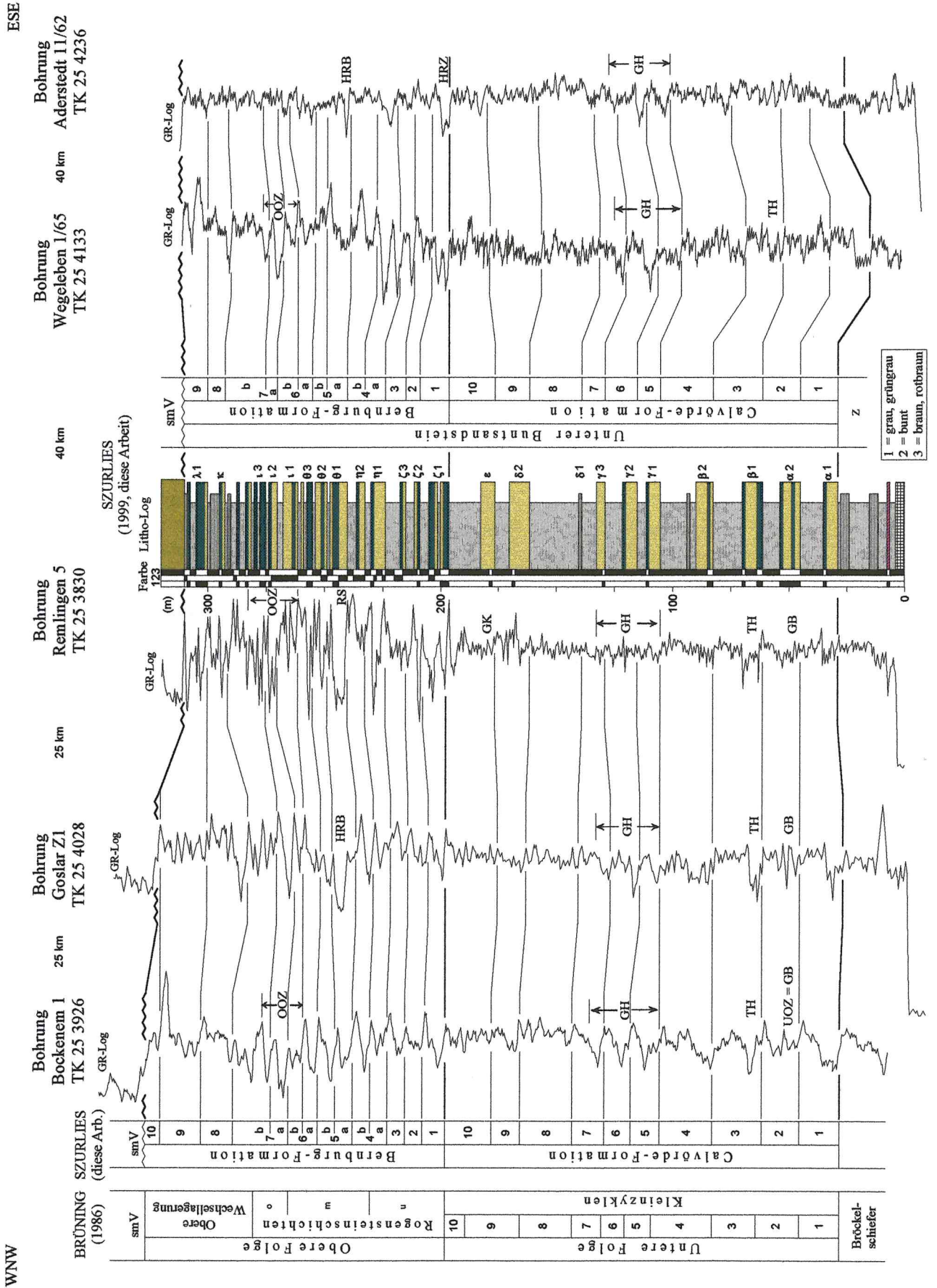


Abb. 23: GR-Log-Korrelationskette des Unteren Buntsandsteins von WNW (westliches Harzvorland) nach ESE (nördliches Harzvorland); Legende siehe Seite 15.

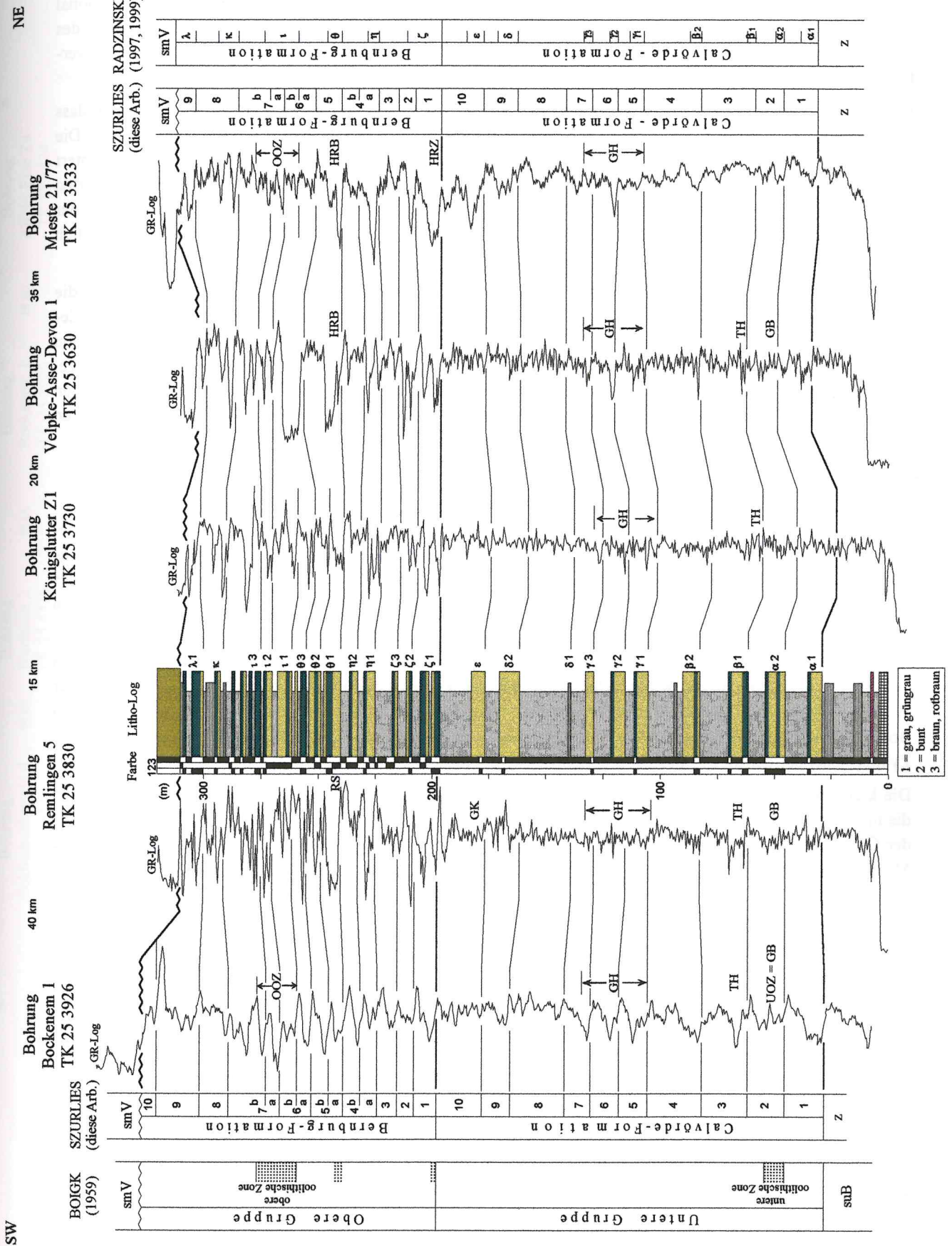


Abb. 24: GR-Log-Korrelationskette des Unteren Buntsandsteins von SW (westliches Harzvorland) nach NE (Scholle von Calvörde); Legende siehe Seite 15.

ständigheit der Oolithe zunutze, die er in der Unteren Folge mit den griechischen Buchstaben alpha (α), beta 1 (β_1), beta 2 (β_2), gamma (γ), delta (δ) und epsilon (ϵ) bezeichnete. Diese Horizonte erwiesen sich als regional korrelierbar (SCHULZE 1969). Die Oolith-Nomenklatur wurde von PAUL & KLARR (1988) durch Zweiteilung des Horizonts alpha (α_1 , α_2) und von RADZINSKI (1995) durch Dreiteilung des Horizonts gamma (γ_1 , γ_2 , γ_3) verfeinert.

RADZINSKI (1997) zeigte anhand der Bohrungen Mieste 3/61 und 21/77 (etwa 15 km NNW Haldensleben), dass die Untere Folge sensu SCHULZE neben der Calvörde-Formation auch den Oberen Bröckelschiefer umfasst. Die Stärke der Calvörde-Formation beträgt 163 m. Die mittlere Spitze des GH hebt sich deutlich ab und erleichtert den Anschluss an die Ergebnisse im nördlichen Harzvorland (Abb. 24). In der von RÖHLING (1993) publizierten Bohrung Farsleben 3/85 (etwa 3 km Wolmirstedt) beträgt die Mächtigkeit der Calvörde-Formation nach einer Korrektur der Grenze Zechstein/Buntsandstein etwa 158 m. Auch hier ist die mittlere Spitze des GH deutlich entwickelt.

Auch auf der Scholle von Calvörde tragen die Horizontbeständigkeit der oolithischen Einschaltungen und die Mächtigkeitskonstanz der Kleinzyklen zu einer zweifelsfreien Unterteilung und Korrelation der Calvörde-Formation bei. Ihre Stärke variiert zwischen 155 - 170 m (vgl. RÖHLING 1993, RADZINSKI 1997). Der GB kann in allen Bohrungen auf der Calvörder Scholle nachgewiesen werden. Der GH, insbesondere die mittlere Spitze, ist der wichtigste radiometrische Leithorizont. Während die größten kumulativen Oolith-Mächtigkeiten in den Zyklen 5 - 7 auftreten und auch die höchsten beiden Zyklen Oolithe führen, werden im südlichen und mittleren Teil des nördlichen Harzvorlands die größten Mächtigkeiten in den Kleinzyklen 1 - 4 erreicht.

5.1.4 Südöstliches Harzvorland

In der von RÖHLING (1993) dargestellten Bohrung Lauchstädt 51 (15 km SW Halle) erreicht die Calvörde-Formation etwa 159 m. Im Gegensatz zu RÖHLING wird die Grenze Kleinzyklus 9/10 auf der Basis von GR-Log-Vergleichen geringfügig höher gezogen (Abb. 28). Die durch eine Spitze niedriger Strahlung markierte Basis des Kleinzyklus 10 erleichtert die Korrelation mit der Bohrung Höhnstedt 2/67 (etwa 15 km W Halle) sowie dem Aufschluss Lindenschlucht (Abb. 28).

Aus dem von RADZINSKI (1995) publizierten Profil der Bohrung Roßleben 6/76 (etwa 8 km S Querfurt) lassen sich bis auf den undeutlichen Kleinzyklus 8 alle anderen Zyklen zweifelsfrei ableiten. Der GH ist in idealer Weise entwickelt. Die Calvörde-Formation erreicht 150 m. In der etwa 15 km westlich von Naumburg stehenden Bohrung Frankroda 1/61 (RADZINSKI & SEIDEL 1997) lassen sich bis auf den Kleinzyklus 8 wiederum alle Zyklen sicher abtrennen. Die Calvörde-Formation ist 149 m stark.

Die kleinzyklische Gliederung der Calvörde-Formation im südöstlichen Harzvorland lässt sich zweifelsfrei an die im nördlichen Harzvorland durchgeführte Unterteilung anschließen. Wie im nördlichen Harzvorland und auf der Calvörder Scholle stellt die mittlere Spitze des GH den wichtigsten radiometrischen Leithorizont dar. Die Mächtigkeit der Calvörde-Formation variiert zwischen 140 - 160 m (vgl. RADZINSKI 1995, RADZINSKI & SEIDEL 1997).

5.1.5 Nordhessen, Südniedersachsen

Wie BRÜNING (1986) zeigte, lassen sich die Kleinzyklen von Südniedersachsen bis nach Nordhessen verfolgen. Mit den Bohrungen Wulften 1 und Hahausen 1 gelang ihm die Übertragung dieses Gliederungsprinzips bis ins westliche Harzvorland. Er verglich die Bohrung Wulften 1 mit den Bohrungen Northeim 1 und 2. In allen Profilen ist der Kleinzyklus 4 der stärkste, während die Zyklen 5 - 7 auffallend geringmächtig sind. In den Bohrungen Wulften 1 (etwa 7 km SW Osterode) und Northeim 2 (etwa 7 km SSE Northeim) konnte BRÜNING (1986) den GB nachweisen (Abb. 25). TH und GH stellen ausgezeichnete radiometrische Leithorizonte dar.

In der etwa 15 km südöstlich von Holzminden stehenden Bohrung Solling 5 (RÖHLING 1993) heben sich der TH sowie die obere Spitze niedriger Strahlung des GH sehr deutlich ab. Die Calvörde-Formation erreicht 172 m. In der Bohrung Schlierbachswald 4 (etwa 5 km SE Eschwege) ist die Calvörde-Formation etwa 175 m stark. Alle Zyklen lassen sich mit ihrem typischen Mächtigkeitsmuster aushalten. Die geringmächtigen Kleinzyklen 5 - 7 treten als radiometrischer Leithorizont (GH) deutlich hervor. Der höchste Teil der Formation ist deutlich grobkörniger (BRÜNING 1986). Die „Grobbank“ (GK) des nördlichen und südöstlichen Harzvorlands (Abb. 22) ist ein geringmächtiges Äquivalent dieses Abschnitts.

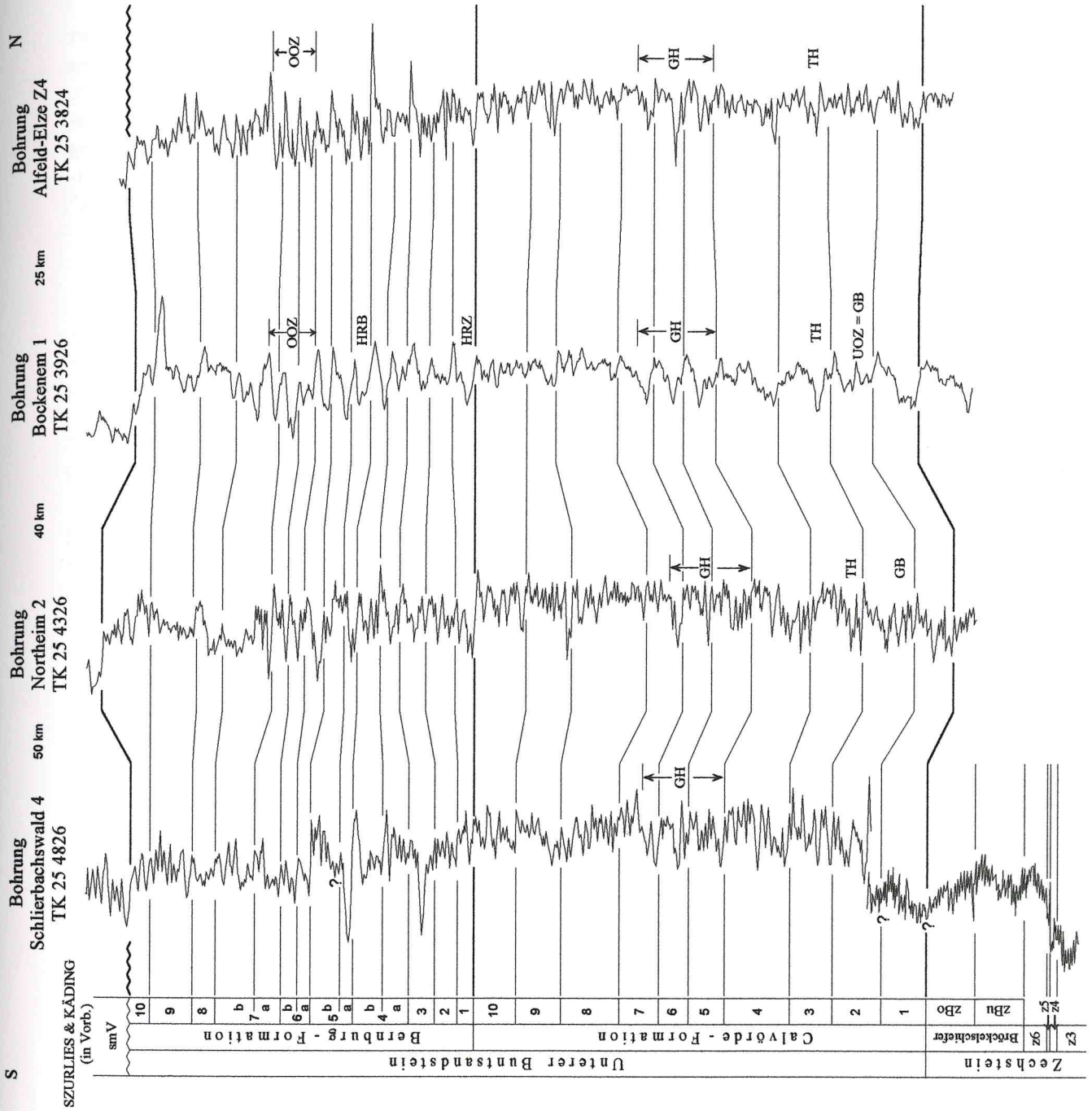


Abb. 25: GR-Log-Korrelationskette des Unteren Buntsandsteins von S (Nordhessen) nach N (westliches Harzvorland); Legende siehe Seite 15.

Die Mächtigkeit der Calvörde-Formation variiert in Südniedersachsen und Nordhessen zwischen 170 - 185 m (vgl. BRÜNING 1986, PAUL & KLARR 1988, RÖHLING 1993). Aufgrund der stärkeren Sandstein-Führung lassen sich die einzelnen Zyklen im Unteren Buntsandstein Nordhessens nicht mehr so eindeutig abgrenzen.

5.2 Bernburg-Formation

Die von SCHULZE (1969) eingeführte sechsteilige Gliederung der Bernburg-Formation kann weiter differenziert werden. Eine Verknüpfung der in dieser Arbeit vorgestellten kleinzyklischen Unterteilung mit den neu definierten Oolith-Horizonten ist in Abb. 26 am GR-Log der Bohrung Bockenem 1 exemplarisch durchgeführt. Die neu definierten 14 Oolith-Horizonte entsprechen in ihrem stratigraphischen Umfang je einem der sandig-oolithischen Basisbereiche der Kleinzyklen (vgl. Tab. 2b). Die Differenzierung der Oolith-Horizonte wurde eng an die SCHULZESche Abgrenzung angelehnt. Zu den wichtigsten lithologischen und radiometrischen Leithorizonten der Bernburg-Formation zählen die „Hauptrogensteinzone“ (HRZ), die „Hauptrogensteinbank“ (HRB) sowie die „obere oolithische Zone“ (OOZ).

5.2.1 Westliches Harzvorland

In der Bohrung Bockenem 1 erreicht die Bernburg-Formation eine Mächtigkeit von etwa 126 m (Abb. 23, 24). Die Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein wird durch das Einsetzen des grobkörnigen Volpriehausen-Sandsteins markiert, der sich im GR-Log als Bereich niedriger Strahlung abhebt. Das GR-Log der Bohrung Bockenem 1 kann im Detail mit der radiometrischen Messkurve von Bad Salzdetfurth verglichen werden (Abb. 17, 27). Mit Hilfe dieses Aufschluss ist eine exakte stratigraphische Einstufung der „oberen oolithischen Zone“ (BOIGK 1959) durchführbar. Sie umfasst die Zyklen 6b, 7a sowie den Fuß des Kleinzyklus 7b. TRUSHEIM (1961) konnte eine Diskordanz an der Basis der Volpriehausen-Formation („V-Diskordanz“) nachweisen.

In den von BOIGK (1959) ausgehaltenen oolithischen Einschaltungen spiegeln sich die in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt seit langem bekannten Leithorizonte des höheren Unteren Buntsandsteins wider (Abb. 24). Die Oolithe des Kleinzyklus 1 entsprechen dem Horizont zeta sensu SCHULZE, bzw. der HRZ (u.a. RADZINSKI 1967) des östlichen Teils des nördlichen Harzvorlands (Sachsen-Anhalt). Die Oolithe des Kleinzyklus 5 stimmen mit dem Horizont theta sensu SCHULZE bzw. der HRB (u.a. KLARR 1981) des westlichen Teils des nördlichen Harzvorlands (Niedersachsen) überein. Die OOZ entspricht dem Horizont iota. Der Schwerpunkt der Oolith-Führung liegt regional in unterschiedlichen Abschnitten der Bernburg-Formation. Durch diese drei charakteristischen, niveaubeständigen Leithorizonte wird eine Interngliederung und Korrelation der Bernburg-Formation wesentlich vereinfacht.

Die GR-Logs der Bohrungen Alfeld-Elze Z4 und Bockenem 1 lassen sich zweifelsfrei mit denen der Aufschlüsse in Bad Salzdetfurth und an der Marienburg vergleichen (Abb. 27). Im Gegensatz zu den Ergebnissen von KRÄMER (1959) sind auch westlich des Hildesheimer Walds dicke Oolithbänke in der Bernburg-Formation eingeschaltet (Abb. 18). Nur der höchste Teil ist oolithfrei. Die zugehörigen GR-Log-Abschnitte werden dementsprechend indikationsärmer (Abb. 27). Während der Kleinzyklus 10 in der Bohrung Bockenem 1 etwa 7,5 m stark ist, werden in der Bohrung Alfeld-Elze Z4 etwa 9 m und an der Marienburg sogar 10,5 m erreicht. Das heißt, in Richtung Westen sind immer größere Abschnitte des Kleinzyklus 10 unter dem Volpriehausen-Sandstein erhalten. Die Mächtigkeit der Bernburg-Formation variiert im westlichen Harzvorland zwischen 125 - 130 m (vgl. BRÜNING 1986, PAUL & KLARR 1988, RÖHLING 1993). Mit der kleinzyklischen Gliederung lässt sich dort zweifelsfrei korrelieren. Die OOZ stellt den wichtigsten Leithorizont dar.

5.2.2 Nördliches Harzvorland

Durch den Vergleich der Bohrungen Bockenem 1 und Remlingen 5 (Abb. 24) ist eine Übertragung des für die Bernburg-Formation erarbeiteten Gliederungsprinzips in das nördliche Harzvorland durchführbar. Anhand der Bohrung Remlingen 5 kann eine Gegenüberstellung der verschiedenen Unterteilungskonzepte erstellt werden. Neben der Bearbeitung durch PAUL & KLARR (1988) haben auch RÖHLING (1991, 1993) und RADZINSKI (1999) ihre Gliederungen auf die Remlinger Ergebnisse übertragen.

PAUL & KLARR (1988) unterteilen die Bernburg-Formation in 6 Zyklen, die sie mit je einem der SCHULZESchen Oolith-Horizonte verknüpfen. Der stratigraphische Umfang sowie der Aufbau der Zyklen weichen aber sehr stark voneinander ab. Während die unteren drei einen sohlbankzyklischen Aufbau erkennen lassen, halten PAUL & KLARR (1988) dieses Konzept nicht durch und trennen eine geringmächtige rein sandig-oolithische Abfolge

Bohrung Bockenem 1 TK 25 3926

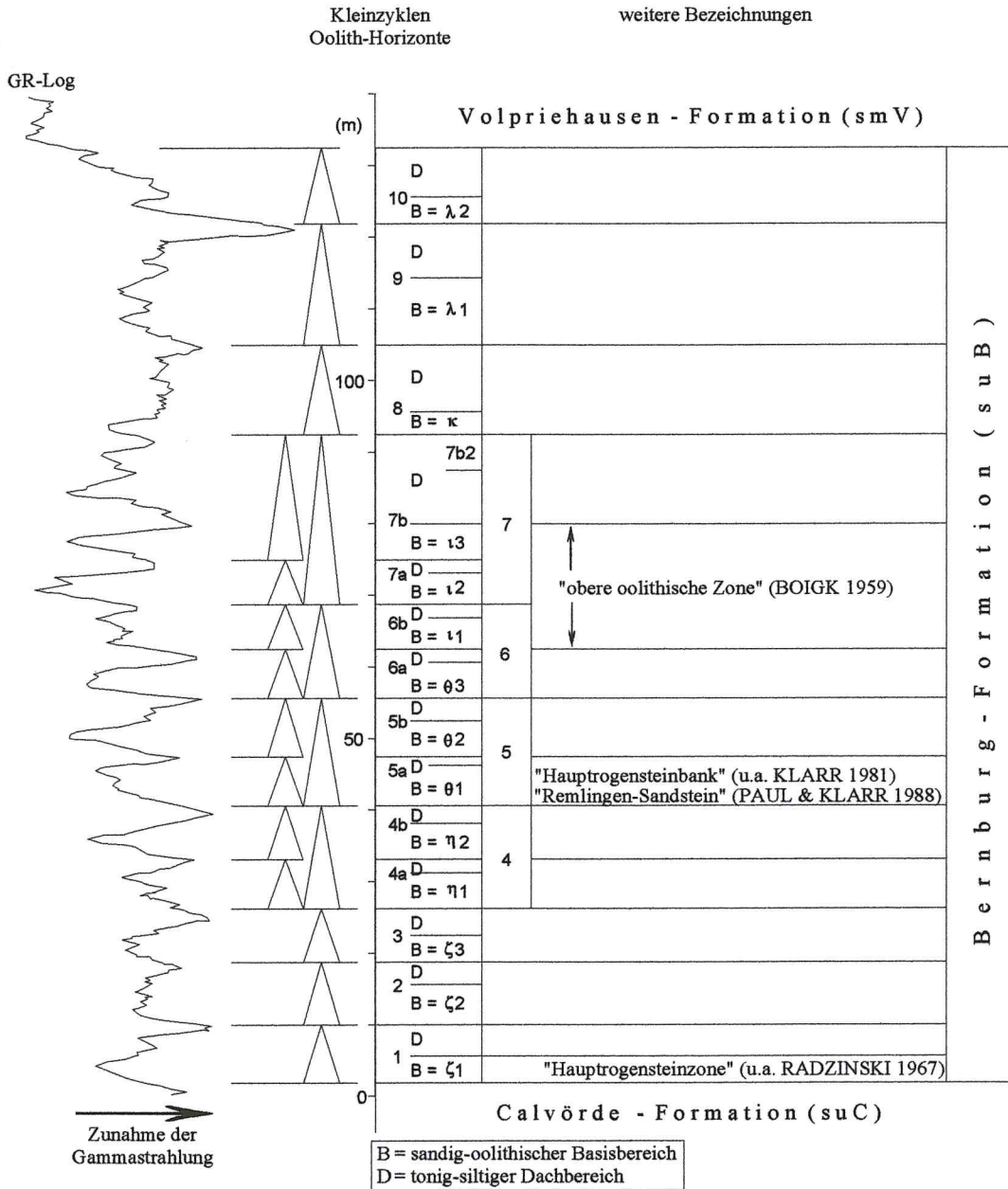


Abb. 26: Lithostratigraphische Gliederung der Bernburg-Formation am Beispiel der Bohrung Bockenem 1.

als Zyklus 4 ab. Die Grenze Zyklus 4/5 wird darüber hinaus von PAUL & KLARR (1988, Abb. 3, 8, 18) unterschiedlich gezogen. Der von PAUL & KLARR definierte „Remlingen-Sandstein“ entspricht dem sandigen Anteil am Fuß des Kleinzyklus 5a. Eine andere Zykloenteilung nimmt RÖHLING (1991, 1993) vor, der auf der Basis seiner Log-Korrelation zu einer zehnteiligen Gliederung der Bernburg-Formation in der Bohrung Remlingen 5 kommt.

RADZINSKI (1999), der den Unteren Buntsandstein im Sinne von SCHULZE (1969) nach Oolith-Horizonten gliedert, überträgt dieses Unterteilungsprinzip mit Hilfe von Log-Korrelationen auf die Remlinger Bohrlochmessungen (Abb. 3). Je nach paläogeographischer Lage und damit verbundener Oolith-Führung fasst RADZINSKI (1999) die Horizonte dabei weiter oder enger. So ist der Horizont theta nach RADZINSKI in der Bohrung Huy 4/60 6 m und entspricht dem Fuß des Kleinzyklus 5a, während er im Remlinger Profil 20 m stark ist und die Kleinzyklen 5a, 5b und den Basisbereich des Kleinzyklus 6a umfasst.

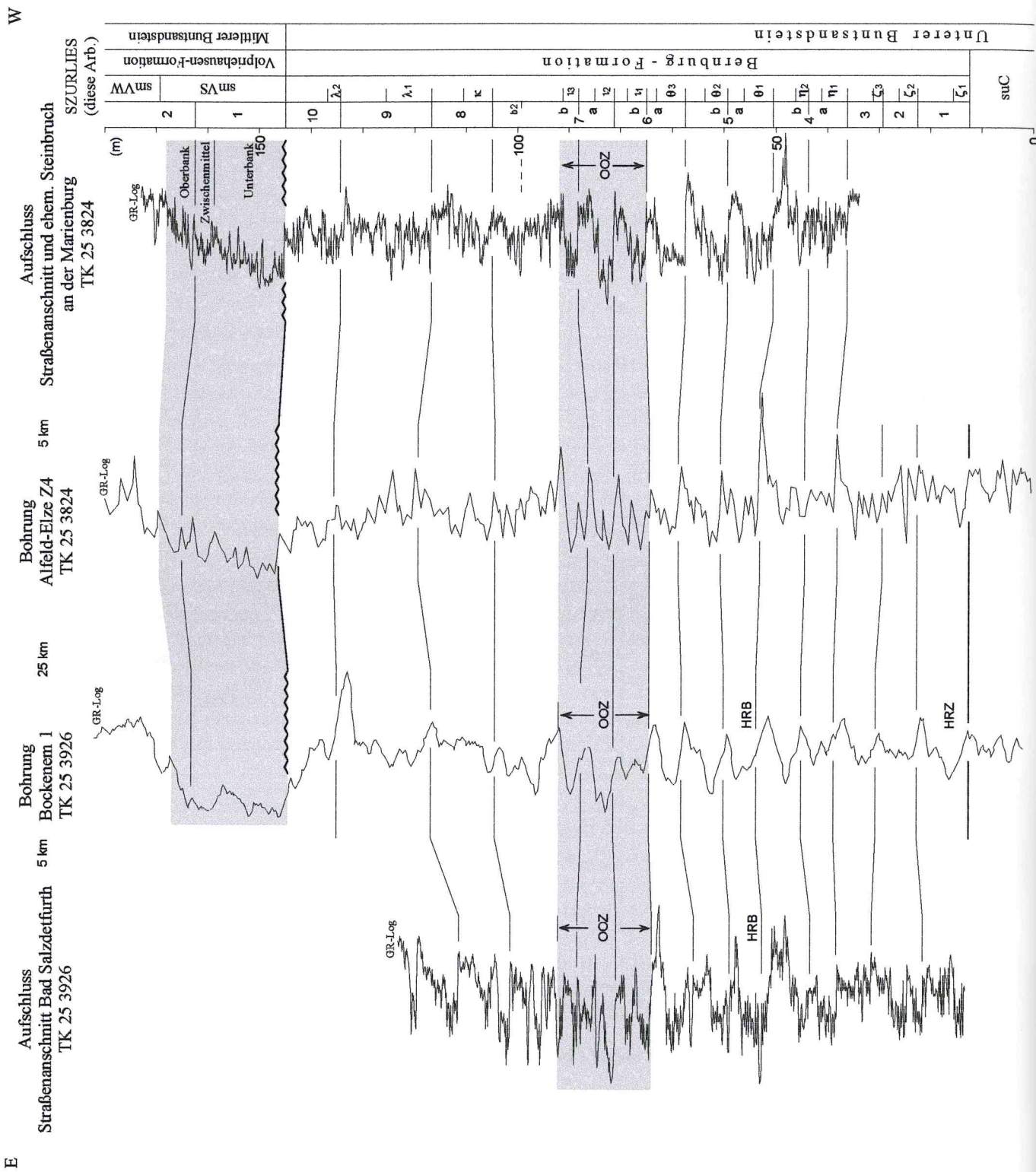


Abb. 27: GR-Log-Korrelationskette der Bernburg-Formation des westlichen Harzvorlands von E nach W; Legende siehe Seite 15.

Auf der Basis der Aufschlussergebnisse, der Korrelationsketten sowie unter Zuhilfenahme der bisher publizierten Daten kommt SZURLIES (1999) zu einer neunteiligen Gliederung des Remlinger Profils (Abb. 23). Die Kleinzyklen 4 - 7 lassen sich darüber hinaus noch weiter unterteilen. Die Abgrenzung der Kleinzyklen 4a/4b, 5a/5b, 6a/6b sowie 7a/7b ist abhängig von der paläogeographischen Lage unterschiedlich leicht durchführbar. Die Mehrzahl der Zyklengrenzen stimmt mit denen von RÖHLING (1991, 1993) überein.

Die Korrelation der Bohrungen Bockenem 1 und Remlingen 5 (Abb. 24) ermöglicht eine Bewertung der Schichtlücke unter der „V-Diskordanz“. Beide Profile zeigen bis zum Kleinzyklus 9 eine deutliche Mächtigkeitskonstanz. Während vom Kleinzyklus 9 in Remlingen etwa 10 m erhalten sind, tritt in Bockenem über einem etwa 17,5 m starken Zyklus 9 noch ein etwa 7,5 m mächtiger Kleinzyklus 10 auf. In der Bohrung Remlingen 5 fallen demzufolge gegenüber dem Bockenemer Profil etwa 15 m aus. Dies ist die Hauptursache für den Mächtigkeitssprung zwischen beiden Bohrungen. In den Bohrungen Velpke-Asse-Devon 1 und Weyhausen Z1 werden mit 108 bzw. 106 m äußerst geringe Mächtigkeiten erreicht (Abb. 24). Der im Remlinger Profil noch etwa 10 m dicke Kleinzyklus 9 ist im Wolfsburger Raum nur noch wenige Meter stark. In der Bohrung Königslutter Z1 erreicht er noch 5 m. Die Bernburg-Formation ist dort 112 m mächtig.

Der Vergleich der Bohrung Remlingen 5 (etwa 114 m) mit den Bohrungen Wegeleben 1/65 (etwa 115 m) und Aderstedt 11/62 (etwa 117 m) ergibt dagegen in östlicher Richtung nur eine geringfügige Mächtigkeitszunahme der Bernburg-Formation (Abb. 23). Auffallend ist aber der deutliche Rückgang der Oolith-Führung in dieser Richtung, die sich durch indikationenärmere GR-Log-Abschnitte widerspiegelt. Die Grenze Calvörde/Bernburg-Formation ist in allen Bohrungen eindeutig zu fassen und wird durch die HRZ markiert (Abb. 23). Sowohl die HRZ als auch die HRB und die OOO führen zu einer wesentlichen Vereinfachung der Korrelation. Im Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen, dem Typusprofil der Bernburg-Formation (RADZINSKI 1992), lassen sich die Zyklen 1 - 5a aushalten und mit den Ergebnissen der Bohrung Aderstedt 11/62 vergleichen (Abb. 13, 28).

Die Bohrung Goslar Z1 lässt sich im Detail mit den Bockenemer und den Remlinger Ergebnissen vergleichen (Abb. 23). Die „untere Rogensteinzone“ nach BRÜNING (1986) entspricht den Kleinzyklen 1 - 4a, die „mittlere Rogensteinzone“ den Zyklen 4b - 6b und die „obere Rogensteinzone“ dem Zyklus 7a sowie dem Fuß des Kleinzyklus 7b (Abb. 3). Der im Hangenden anschließende Abschnitt wurde von BRÜNING als „Obere Wechselfolge“ bezeichnet. Die Bernburg-Formation erreicht im Goslarer Profil etwa 125 m. Die HRB bildet sich als markanter radiometrischer Leithorizont ab.

Die Mächtigkeit der Bernburg-Formation variiert im nördlichen Harzvorland zwischen 105 - 120 m (vgl. PAUL & KLARR 1988, RÖHLING 1993, RADZINSKI 1999). Es ist ein deutlicher Mächtigkeitssprung zwischen nördlichem und westlichem Harzvorland festzustellen. Die Differenz beruht auf der im nördlichen Harzvorland tieferegreifenden Kappung der Bernburg-Formation. Hieraus lässt sich eine verstärkte Wirksamkeit der Eichsfeld-Altmark-Schwelle zu Beginn des Mittleren Buntsandsteins ableiten.

5.2.3 Scholle von Calvörde

SCHULZE (1969) nutzte zur Unterteilung der Bernburg-Formation auf der Calvörder Scholle die Horizontbeständigkeit der oolithischen Einlagerungen. Er gliedert 6 Oolith-Horizonte aus, die er mit den griechischen Buchstaben zeta (ζ), eta (η), theta (θ), iota (ι), kappa (κ) und lambda (λ) bezeichnete. SCHULZE (1969) sowie RADZINSKI (1999) konnten mit Hilfe dieser Horizonte die Bernburg-Formation auf der Calvörder Scholle mittels lithologischer und geophysikalischer Daten korrelieren. Anhand der Bohrung Mieste 21/77 gelingt die Übertragung des kleinzyklischen Gliederungsprinzips auf die Calvörder Scholle (Abb. 24). Die Bernburg-Formation erreicht hier 113 m. Mit der HRZ und der HRB sind zwei wichtige Leithorizonte im GR-Log auszumachen. Die Mächtigkeit der Bernburg-Formation variiert auf der Scholle von Calvörde zwischen 110 - 115 m (vgl. SCHULZE 1969, RÖHLING 1993, RADZINSKI 1999).

5.2.4 Südöstliches Harzvorland

In der Bohrung Lauchstädt 51 (RÖHLING 1993) ist die Bernburg-Formation etwa 129 m stark. Im GR-Log lassen sich HRZ und HRB abtrennen (Abb. 28). In den Bohrungen Oberfarnstädt 2/62 (etwa 130 m), Roßleben 6/76 (etwa 126 m) und Frankroda 1/61 (etwa 128 m) werden vergleichbare Mächtigkeiten erreicht. In der Lindenschlucht bei Seeburg lassen sich die Kleinzyklen 1 - 5b ausgliedern und mit dem Typusprofil der Bernburg-Formation im Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen vergleichen (Abb. 28). Die Bernburg-Formation variiert im südöstlichen Harzvorland zwischen 120 - 130 m (vgl. RADZINSKI 1995, RADZINSKI & SEIDEL 1997).

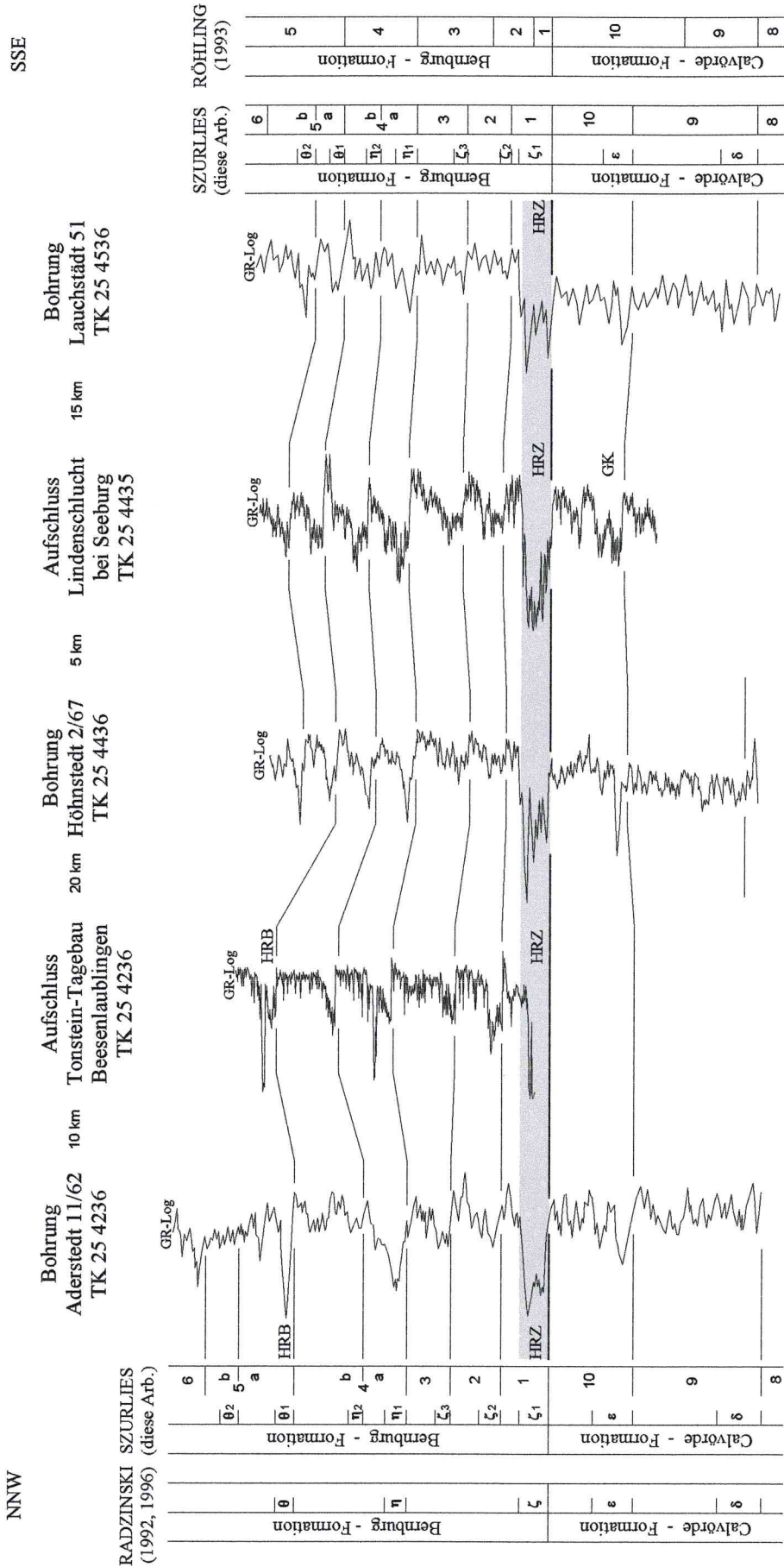


Abb. 28: GR-Log-Korrelationskette der höheren Calvörde- und der tieferen Bernburg-Formation von NNW (nördliches Harzvorland) nach SSE (südöstliches Harzvorland); Legende siehe Seite 15.

5.2.5 Nordhessen, Südniedersachsen

Mit Hilfe der Bohrungen Alfeld-Elze Z4, Bockenem 1 und Northeim 2 wird ein Anschluss der kleinzyklischen Gliederung an die Bohrung Schlierbachswald 4 möglich (Abb. 25). Durch die stärker sandige Bernburg-Formation und die fehlenden oolithischen Einlagerungen, die die markanten Indikationen in den GR-Logs verursachen, führt die Korrelation nicht zu so spektakulären Ergebnissen wie in den übrigen betrachteten Regionen. In der Bohrung Schlierbachswald 4 erreicht die Bernburg-Formation etwa 130 m. Wie im Bockenemer Profil ist der unter der „V-Diskordanz“ erhaltene Kleinzyklus 10 in der Bohrung Schlierbachswald 4 etwa 9 m mächtig. Die Bernburg-Formation variiert in Südniedersachsen und Nordhessen zwischen 125 - 140 m (vgl. BRÜNING 1986, PAUL & KLARR 1988, RÖHLING 1993).

6 Genese

6.1 Paläogeographischer Überblick

Die Gesteine des Unteren Buntsandsteins wurden im Mitteleuropäischen Becken (MEB) abgelagert (Abb. 29). Dieses epikontinentale (kratonische) Becken entwickelte sich kontinuierlich seit dem Oberkarbon und Perm (ZIEGLER 1982). Es erstreckte sich von England bis Polen sowie von der südlichen Nordsee bis nach Süddeutschland. Mitteleuropa lag zur Zeit des Unteren Buntsandsteins etwa zwischen 15 - 25° nördlicher Breite (SMITH et al. 1982, MUTTONI et al. 1996) im Bereich des nördlichen Trockengürtels (PARRISH 1999).

Die Hauptliefergebiete der klastischen Sedimente waren vor allem die den südlichen Beckenrand umrahmenden Hochgebiete. Dazu zählen das Böhmisches-Vindelizische und das Ardennisch-Gallische Massiv. Zusätzlich erfolgten Schüttungen von der im südlichen Teil des MEB gelegenen Rheinischen Masse. Im Norden wurde das Becken vom Fennoskandischen Massiv beliefert. Die deutschen Buntsandstein-Gebiete umfassen den zentralen und südlichen Teil des MEB, der in der Trias auch als Germanisches Becken bezeichnet wird. Der Ablagerungsraum kann in eine Randzone, eine Übergangszone sowie eine Beckenzone dreigeteilt werden (vgl. MADER 1982). Während in der Randzone grobklastische Ablagerungen vorherrschen, dominieren im Beckenzentrum Feinklastika. In der Übergangszone, in der sich das Untersuchungsgebiet befindet, treten im Unteren Buntsandstein verstärkt oolithische Kalksteine auf.

Der südliche Teil des MEB ist durch eine Anzahl NNE-SSW streichender Schwellen und Senken gegliedert. Dieses Schwellen-Senken-System, das vor allem im Mittleren Buntsandstein durch deutliche Mächtigkeitsunterschiede in Erscheinung tritt (RÖHLING 1991), zeichnet sich im Unteren Buntsandstein nur in Form auffälliger Faziesunterschiede ab (PAUL 1993). Während die Hessische Senke den nach Norden gerichteten Sedimenttransport kanalisiert, bilden sich im Einflussbereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle mächtige oolithische Kalksteine. Darüber hinaus greift die „V-Diskordanz“ an der Basis des Mittleren Buntsandsteins im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle deutlich tiefer als in der benachbarten Hessischen Senke. Dies gilt auch für die an der Basis des Oberen Bröckelschiefers ausgebildete „zB-Diskordanz“ (BEST 1989, RÖHLING 1993).

Wie dem regionalen Vergleich Mitteldeutschlands zu entnehmen ist, besteht im Unteren Buntsandstein eine auffallende Mächtigkeitskonstanz der Kleinzyklen. Dies spricht für einen reliefarmen Sedimentationsraum sowie gleichmäßige Subsidenz und Sedimentzufuhr. Ob das MEB während des Unteren Buntsandsteins über Südostpolen mit der Tethys oder über die Nordsee mit dem Nordmeer verbunden war ist nach BEUTLER & SZULC (1999) mehr als fraglich. Vermutlich bestand im Beckenzentrum ein riesiger abflussloser Binnensee (CLEMMENSEN 1979, 1985, 1991, PAUL 1982, 1999a), ungefähr vergleichbar dem Tschadsee (Afrika), dem Eyriesee (Australien) oder dem Großen Salzsee (Nordamerika), wo auch Ooide und Stromatolithen vorkommen (SANDBERG 1975).

6.2 Milieu-Interpretation

Zur Genese des Unteren Buntsandsteins sind in den letzten zwei Jahrzehnten eine Vielzahl an Arbeiten publiziert worden, u.a. PAUL (1982, 1999a, b), PAUL & PERYT (1985), CLEMMENSEN (1985), BRÜNING (1986), PAUL & KLARR (1988), CLEMMENSEN et al. (1994) und GELUK & RÖHLING (1997).

6.2.1 Calvörde-Formation

Der im Randbereich des MEB anfallende Verwitterungsschutt wurde in Form von Schwemmfächern (alluvial fans, Abb. 30) in Richtung Beckenzentrum verlagert (PAUL 1999a). Es bestanden stark verflochtene Flusssysteme mit schmalen Überflutungsebenen zwischen den engständigen Stromkanälen. Grobkörnige Sandsteine sind die wichtigsten Gesteinstypen der Randzone (z.B. Plattendolomitbruch Caaschwitz). In niederschlagsreicheren Perioden wurde auch außerhalb der Fließrinnen sedimentiert. Zusätzlich sind pedogene Bildungen überliefert (LEMCKE 1975, HOPPE 1976). Die Randzone entspricht der „Proximalzone“ MADERS (1982) bzw. der „äußeren Randzone“ BRÜNING (1986).

An die Schwemmfächer der Randzone schließen sich beckenwärts die Schwemmebenen (alluvial plains) der Übergangszone an (PAUL 1999a). Der proximale Teil (Abb. 30), der der „Medialzone I“ MADERS (1982) bzw. der „mittleren Randzone“ BRÜNING (1986) entspricht, wird von feinkörnigen Sandsteinen dominiert (z.B. Bohrung Schlierbachswald 4). Die Psammite dieser „Sandstein-Fazies“ wurden in einem fluviatilen

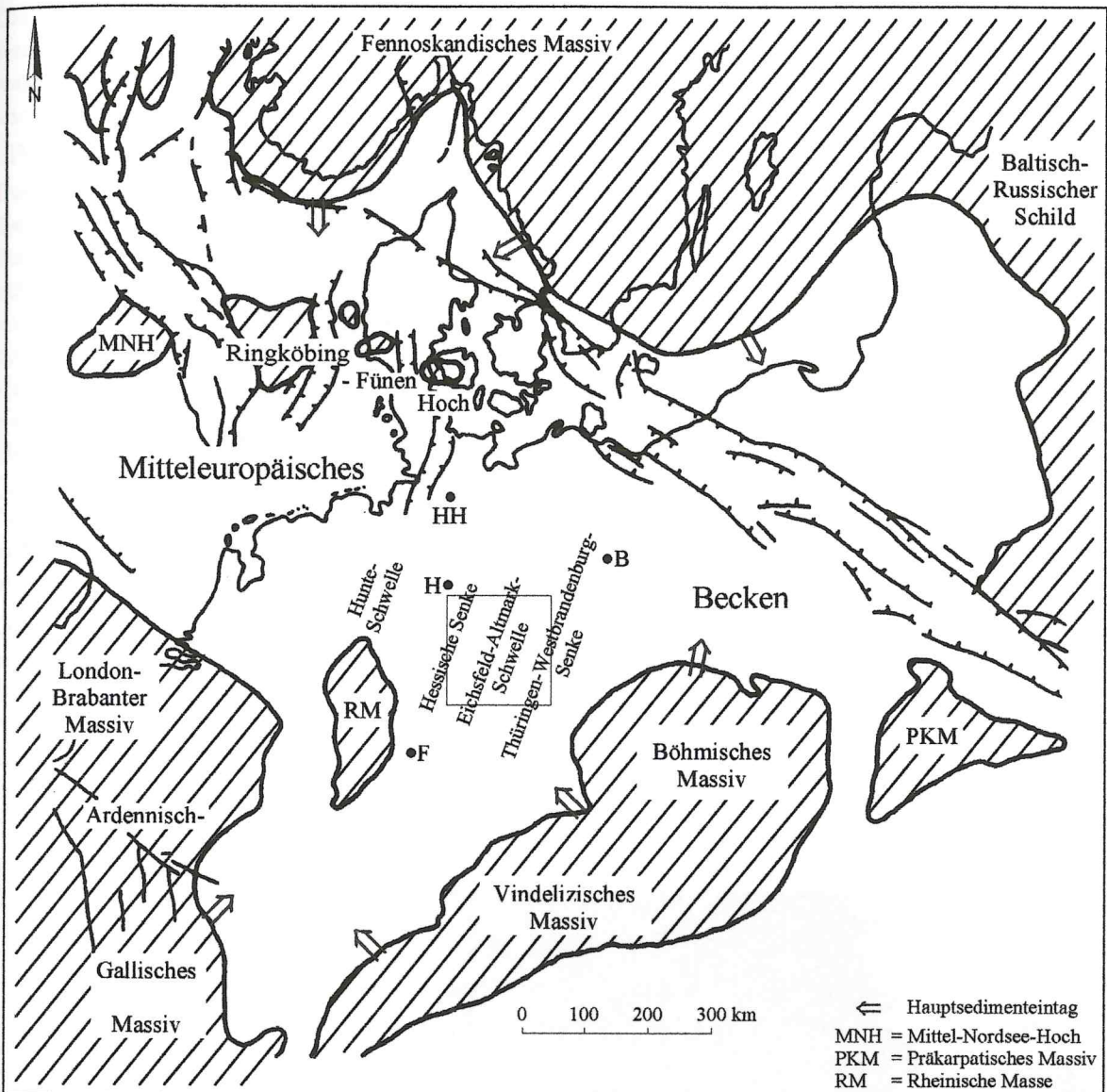


Abb. 29: Schematische Strukturübersicht Mitteleuropas bzw. Begrenzung des Mitteleuropäischen Beckens zur Buntsandstein-Zeit nach ZIEGLER (1982) mit Lage des Untersuchungsgebiets; schraffierte Fläche: Paläohochlagen; HH = Hamburg, H = Hannover, F = Frankfurt, B = Berlin.

Regime durch verflochtene Flüsse beckenwärts transportiert (GRUMBT 1971, PAUL 1982). Dieser Flusstyp setzt sich aus einem Bündel breiter, flacher Fließrinnen zusammen. Durch die permanente Rinnenverlagerung, die durch die spärliche Vegetation erleichtert wird, kommt es zu einer flächenhaften Verbreitung der Psammite (Sandebene). Lineare Erosionsformen sind nur selten entwickelt. Bei Hochwasser wird auch außerhalb der Fließrinnen großflächig sedimentiert. Hierbei werden die durch Trockenrisse entstandenen Tonscherben aufgenommen und in Form von Intraklasten („Tongerolle“) in den basalen Partien der Sandsteine eingelagert. In den breiten Überflutungsbereichen wurden vorwiegend Feinklastika abgelagert (Tonebene). Das Auftreten von Steinsalzkrystallmarken und Sulfatknollen weist auf zeitweilig hypersalinare Bedingungen hin.

In der Übergangszone stellt fast ausschließlich Feinsand die größte klastische Komponente dar (ROTH 1976, PAUL 1982, BRÜNING 1986, PAUL & KLARR 1988). Strömungs- und Schleifmarken weisen auf die Wirkung strömenden Wassers hin. Das häufige Auftreten von Entwässerungsstrukturen und Belastungsmarken spricht für eine rasche Sedimentation. Während Schrägschichtung und Rippeln das Resultat niedriger und mittlerer Strömungsgeschwindigkeiten sind, entsteht Horizontalschichtung sowohl im niedrigen als auch im oberen Strömungsregime. Linsen- und Flaserschichtung weisen auf einen Wechsel von bewegtem und ruhigem Wasser hin (REINECK 1960). Das Auftreten von Trockenrissen, gekappten Rippeln sowie Interferenzrippeln spricht für häufiges Trockenfallen bzw. sehr flache Wasserstände. Eine äolische Sedimentverfrachtung wird von verschiedenen Bearbeitern vermutet (CLEMMENSEN 1985, PAUL & KLARR 1988, VOIGT & GAUPP 2000).

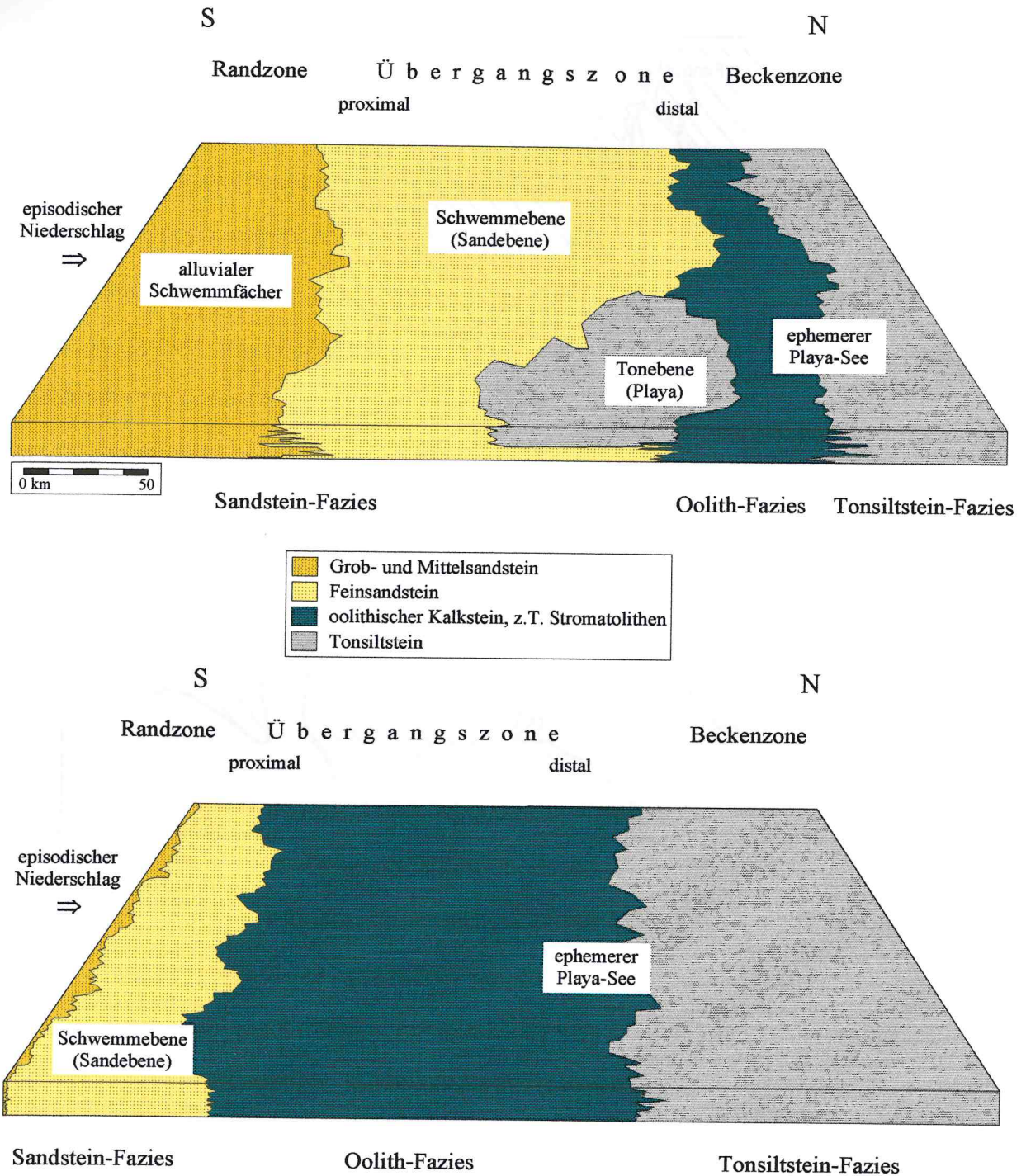


Abb. 30: Faziesverteilung im Unterern Buntsandstein in einem S-N-verlaufenden Faziesschnitt.

a: während eines niedrigen Vorflutniveaus (Erosionsbasis); b: während eines hohen Vorflutniveaus.

Der beckenwärtige (distale) Teil der Übergangszone (Abb. 30) entspricht der „Medialzone II“ MADERS (1982) bzw. der „inneren Randzone“ BRÜNING'S (1986). In dieser Zone lief das verflochtene Rinnensystem in einer reliefarmen Tonebene aus. Die fluviatilen Sedimente verzahnen sich hier mit den brackisch-lakustrinen Ablagerungen des Binnensees (z.B. Aufschlüsse des nördlichen Harzvorlands). Alle von der Peripherie kommenden Flüsse entwässerten in diesen riesigen, abflusslosen, ephemeren Binnensee (SOLLE 1966, PAUL 1982, 1999a, CLEMMENSEN 1985). Der in niederschlagsreicheren Zeiten steigende Wasserspiegel sorgte in dem reliefarmen Sedimentationsraum für eine schnelle, weitflächige Ausbreitung der brackisch-lakustrinen Fazies. Die Grenzlinie zwischen der Schwemmebene und dem Binnensee fluktuierte folglich je nach Seespiegelstand sehr weiträumig (PAUL 1982, PAUL & KLARR 1988).

Die feinklastische Fazies wird vorwiegend von rotbraunen mehr oder weniger sandigen Tonsiltsteinen dominiert. Ihre Textur ist meist massig-bröckelig („Bröckelschiefer-Fazies“). Eingeschaltet sind häufig unscharf begrenzte rotbraune Feinsandsteinlagen. Typisch sind evaporitische Anzeichen, wie Steinsalzkristallmarken und Sulfatknollen. Das häufige Auftreten von Trockenrissen, gekappten Wellenrippeln, Interferenz- und Oszillationsrippeln weist auf häufiges Trockenfallen bzw. geringe Wassertiefen hin.

Der charakteristische Gesteinstyp der Übergangszone sind die oolithischen Kalksteine (Rogensteine). Die Ooide dieser „Oolith-Fazies“ entstanden im Randbereich des Binnensees (Abb. 30). Sie sind Indikatoren für sehr flaches, warmes, CaCO_3 -gesättigtes, stark bewegtes, leicht salziges Wasser. Die Kalkausfällung wurde vermutlich durch Cyanobakterien induziert (KRUMBEIN 1983, PAUL 1999b). Ooide können sich sowohl im marinen als auch im brakisch-lakustrinen Milieu (u.a. SANDBERG 1975) bilden. Die häufig invers gradierten Oolithbänke deuten auf eine abnehmende Wassertiefe und zunehmende Wasserbewegung hin (ILLING 1954). Die in den Kalksteinen enthaltenen, auf Gips hindeutenden nadelförmigen Hohlräume sind ein Hinweis für hypersalinare Bedingungen. Die enge Verbindung von fluviatilen Sandsteinen und brakisch-lakustrinen Oolithen wird durch die Porensandsteine deutlich. Die Poren werden auf die Auflösung ehemals vorhandener Ooide zurückgeführt (LANGBEIN 1970). In Phasen der Ooidbildung erreichten demnach noch Schichtflutsedimente den Binnensee und führten dort zur Umlagerung der Ooide. Die reinen, mächtigen Kalksteinbänke entstanden in Zeiten fehlenden klastischen Eintrags, insbesondere im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle. Die „Oolith-Fazies“ umschließt als breiter Gürtel den Zentralbereich des Binnensees (PAUL 1982).

Die grüngrau gefärbten Tone des Graubankbereichs und der Malachitbank deuten eine dauerhaftere Wasserbedeckung und damit verbundene reduzierende Bedingungen an (PAUL 1999a). Hiermit lässt sich auch das Vorkommen von Pyrit sowie die erhöhten Malachit-Gehalte in diesen Horizonten erklären. Die Änderung von roten und grünen Gesteinsfarben wird auf einen Wechsel von Lagen mit erhöhtem Gehalt an organischer Substanz (Reduktionsfarben) und Lagen mit geringem oder fehlendem organischem Anteil (Oxidationsfarben) zurückgeführt (FRANKE & PAUL 1980). Nach VAN HOUTEN (1973) sind Rotsedimente Indikatoren für ein semi-arides, wechselfeuchtes Klima und oxidierende Bedingungen.

Die rasche Austrocknung und starke Versalzung der flachen Wasserflächen unter dem herrschenden ariden bis semiariden Klima boten nur spärliche Lebensmöglichkeiten für eine artenarme, stellenweise jedoch individuenreiche Fauna. Zu den infolge dieser ungünstigen Erhaltungsbedingungen überlieferten biofaziellen Merkmalen zählen invertebrate Ichnofossilien sowie seltener Wirbeltierfährten (HOPPE 1965, KOZUR & SEIDEL 1983a, b, BACKHAUS 1996). Treten Spurenfossilien auf, dann sind sie relativ häufig, was nach PAUL (1999a) ein weiteres Indiz für „extreme Lebensräume“ ist.

Schalenabdrücke von Conchostraken sind in der Calvörde-Formation relativ selten. Sie sind nach REIBLE (1962) und KOZUR (in BACKHAUS 1996) Anzeiger für ein brakisch-lakustrines Milieu. KOZUR & SEIDEL (1983b) weisen darüber hinaus auf das Vorkommen von Ostrakoden im tieferen Teil der Calvörde-Formation hin.

In der Beckenzone bestand über längere Zeit ein ephemerer Binnensee (Abb. 30), der in niederschlagsärmeren Perioden eindampfte. Ihm folgte eine meist trockenliegende Tonebene (Playa) mit nur temporärer Wasserführung. Im Beckenzentrum dominieren feinkörnige Ablagerungen („Tonsiltstein-Fazies“). Häufig sind Sulfatknollen überliefert. Dünne Oolithbänke sind aber noch vorhanden. Nur in niederschlagsreichen Zeiten erreichten sandige Schüttungen den zentralen Bereich.

6.2.2 Bernburg-Formation

Da beide Formationen des Unteren Buntsandsteins in ihren litho- und biofaziellen Merkmalen weitgehend übereinstimmen, werden im Folgenden nur die Besonderheiten der Bernburg-Formation näher erläutert.

Wie in der Calvörde-Formation wurden auch die Psammite der Bernburg-Formation in einem fluviatilen Regime beckenwärts verlagert. Neben rotbraunen treten auch hellbraune, gelbbraune und graue Gesteinsfarben auf. Die oolithischen Kalksteine sind im Untersuchungsgebiet in der Bernburg-Formation deutlich häufiger. Des Weiteren treten im nördlichen Harzvorland Stromatolithen auf (KALKOWSKY 1908). Dies sind organosedimentäre Strukturen, die aus laminierten Kalkkrusten bestehen (PAUL & PERYT 1985, PAUL 1999b) und von Cyanobakterien gebildet werden (KRUMBEIN 1983). Die Erhaltung der Stromatolithen deutet nach PAUL (1982) auf abnormale Salinitäten hin, da bei normal-halinen Verhältnissen sich schnell Fressfeinde einstellen, die die Matten zerstören. Aus den ebenen Matten entwickeln sich säulenförmige (columnare) oder komplexe Formen, die schließlich die großen kuppelförmig gewölbten (domalen) Strukturen aufbauen. Die Stromatolithen sind an

die „Oolith-Fazies“ gebunden. Sie treten sowohl in den Oolithbänken in Form dünner Lagen als auch auf den Kalksteinen als bis zu Meter-große Einzelformen auf. Die Stromatolithen bildeten sich bei fehlender bzw. schwacher Wasserbewegung.

Wichtige Kriterien zur Trennung von zwei Formationen im Unteren Buntsandstein sind der unterschiedliche Schichtungstyp sowie damit verbunden die Gesteinsfarben der feinklastischen Abschnitte (BOIGK 1959, BRÜNING 1986). Während in der Calvörde-Formation eine rotbraune massig-bröckelige Fazies („Bröckelschiefer-Fazies“) vorherrscht, dominiert in der Bernburg-Formation eine bunte wellige Feinschichtung („Linsen- und Flaserschichtung“). Diese besteht aus einem Wechsel von mm bis mehrere cm starken Feinsandstein- und Tonsiltsteinlagen. Die Sandsteine sind grau und violettbraun gefärbt, die Tonsiltsteine violettbraun und grüngrau.

In der Bernburg-Formation sind mehr biofazielle Merkmale überliefert. Neben einer Vielzahl invertebrater Ichnofossilien treten Schalenabdrücke von Conchostraken über die ganze Formation verteilt häufig auf (KOZUR & SEIDEL 1983a, b). Im Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen wurden im tiefsten Teil der Bernburg-Formation Limulidenreste gefunden (HAUSCHKE & WILDE, in Vorb.).

6.3 Sequenzstratigraphie

6.3.1.1 Konzept der Sequenzstratigraphie

Ausführliche Beschreibungen der Methode der Sequenzstratigraphie findet man u.a. bei VAIL et al. (1977), WILGUS et al. (1988), VAN WAGONER et al. (1990), MITCHUM & VAN WAGONER (1991), WEIMER & POSAMENTIER (1993), POSAMENTIER et al. (1993) sowie DE BOER & SMITH (1994).

Die Sequenzstratigraphie ist vor allem für passive Kontinentalränder entwickelt worden (VAIL et al. 1977, WILGUS et al. 1988) und beschreibt den Effekt von Meeresspiegelschwankungen auf die Sedimentabfolgen und deren räumliche Verteilung. Mit Hilfe dieser Methode können Schichtenfolgen in genetische Abfolgen (Sequenzen) gegliedert werden. Eine Sequenz ist die fundamentale Einheit der Sequenzstratigraphie. Sie wird definiert als konkordante Abfolge genetisch verwandter Schichten, die unten und oben durch Diskordanzen oder deren korrelierbare Konkordanzen begrenzt werden (MITCHUM et al. 1977). Die Sequenzgrenzen (sequence boundaries, SB) können zur überregionalen Stratigraphie herangezogen werden. Ursachen für das Auftreten der Sequenzen sind: Schwankungen des Meeres- bzw. Seespiegels (Vorflut), Subsidenzunterschiede, tektonische Bewegungen, klimatische Schwankungen sowie Variationen des Sedimenteintrags.

Eine Sequenz setzt sich aus Parasequenzen (parasequences) zusammen. Die vertikale Abfolge der Parasequenzen (Parasequenz-Sets) zeigt meist einen Trend zu regressiver oder transgressiver Verschiebung der Faziestypen, d.h., dass schrittweise flachere oder tiefere Ablagerungsbedingungen angezeigt werden. Da sich dabei, räumlich gesehen, die Fazieszonen zum Beckenrand oder zum Beckenzentrum hin verschieben, spricht man auch von rückschreitenden (retrogradierenden) oder vorschreitenden (progradierenden) Parasequenzen. Tritt in einem vertikalen Profil keine nennenswerte Faziesverschiebung auf, so spricht man von aggradierenden Parasequenzen. Mehrere systematisch übereinander folgende Parasequenzen bilden die sogenannten Systemtrakte (systems tracts). Auf einen Tiefstand-Systemtrakt (Lowstand Systems Tract, LST) folgt ein Transgressiver Systemtrakt (Transgressiv Systems Tract, TST) und schließlich ein Hochstand-Systemtrakt (Highstand Systems Tract, HST). Alle drei zusammen bilden eine Sequenz.

Der Tiefstand-Systemtrakt (LST) repräsentiert den am stärksten regressiven Teil einer Sequenz. Über dem LST folgt oft mit scharfer Grenze ein Transgressionshorizont. Die folgenden Parasequenzen haben bei ansteigender Vorflut retrogradierenden, also transgressiven Charakter und bilden den Transgressiven Systemtrakt (TST). Der Horizont der maximalen Überflutung („maximum flooding surface“, mfs) repräsentiert die stärkste Phase der Transgression. Die folgenden Parasequenzen haben progradierenden, d. h. regressiven Charakter und werden zum Hochstand-Systemtrakt (HST) zusammengefasst. Sie wurden bei verlangsamt Anstieg der Vorflut abgelagert, bei der die Vorschüttung (Progradation) von Sedimenten überwog. Das folgende Absinken der Vorflut führt zu Trockenfallen, Erosion und zur Entstehung einer Sequenzgrenze.

6.3.1.2 Konzept der Erosionsbasis-Zyklen

Zur Beschreibung und Interpretation kontinentaler Schichtenfolgen wird zunehmend das neutrale Konzept der variablen Erosionsbasis (stratigraphic base-level) im Sinne von WHEELER (1964) und CROSS et al. (1993) angewendet (z.B. KERN & AIGNER 1997, AIGNER et al. 1999). Die Erosionsbasis (base-level) ist nach AIGNER et al.

(1999) eine abstrakte Fläche, die in Bezug auf die Geländeoberfläche ansteigt oder abfällt. Die „Erosionsbasis-Zyklen“ (base-level cycles) bestehen aus retrogradierenden und progradierenden Einheiten. Sie erlauben eine Beschreibung der dynamischen Entwicklung eines Sedimentationsraums, ohne auf die Ursachen der Zyklen einzugehen.

Die Vorstellung der Dynamischen Stratigraphie beschreibt nach AIGNER et al. (1999) das Wechselspiel von Prozessen, die Akkomodationsraum schaffen (oder zerstören) und den Vorgängen, die Sedimente anliefern (bzw. erodieren). Das beckenwärts gerichtete Vorbauen (Progradation) der klastischen Einträge wird als Ablagerung während einer Phase fallender Erosionsbasis interpretiert. In einer Zeit steigender Erosionsbasis kommt es zu einer beckenrandwärtigen Verschiebung der Faziestypen (Retrogradation). Die einzelnen Erosionsbasis-Zyklen können durch Flächen maximaler Erosion oder Flächen maximaler Überflutung begrenzt werden.

6.3.2 Anwendung der Sequenzstratigraphie auf die Schichtenfolge des Unteren Buntsandsteins

Der Untere Buntsandstein besteht aus zwei, im Untersuchungsgebiet 100 - 190 m mächtigen Formationen. Beide lassen sich in 5 - 25 m dicke asymmetrische Sohlbankzyklen (Kleinzyklen) unterteilen. Die Kleinzyklen setzen sich aus meist 4 - 5 mehrere Meter mächtigen Kleinstzyklen zusammen. Dieser zyklische Aufbau wurde bisher überwiegend als Hilfsmittel der lithostratigraphischen Unterteilung verwendet. Seit kurzem werden verstärkt genetische Gesichtspunkte betrachtet (PAUL & KLARR 1988, PAUL 1992, AIGNER & BACHMANN 1992, CLEMMENSEN et al. 1994, GELUK & RÖHLING 1997, AIGNER et al. 1999).

Im Unteren Buntsandstein lassen sich drei unterschiedliche Hauptfaziestypen aushalten. Aus der Faziesanalyse ergibt sich dabei für die Übergangszone die Idealabfolge: „Sandstein-Fazies“, „Oolith-Fazies“, „Tonsiltstein-Fazies“. In der Randzone besteht unter Ausfall der „Oolith-Fazies“ nur eine Zweiteilung in eine vorherrschende „Sandstein-Fazies“ sowie eine „Tonsiltstein-Fazies“. Im Beckenzentrum fehlt dagegen zumeist die „Sandstein-Fazies“, so dass hier nur die „Oolith-“ und eine dominierende „Tonsiltstein-Fazies“ entwickelt sind. Diese vertikale Abfolge resultiert – unter Anwendung der WALTHERschen Faziesregel (WALTHER 1893/94) – aus der lateralen Verschiebung der Faziestypen. Sie lassen sich in einem Sedimentationsmodell nebeneinander darstellen (Abb. 30). In dem reliefarmen Ablagerungsraum führte der fluktuierende Seespiegel zu schnellen, weitflächigen Verschiebungen der Fazieszonen. Der Aufbau der Kleinzyklen hängt von diesen lateralen Änderungen ab.

Die Verschiebung der Hauptfaziestypen innerhalb der Kleinzyklen der Calvörde-Formation soll anhand eines von der Calvörder Scholle bis nach Nordhessen verlaufenden Profilschnitts näher beleuchtet werden (Abb. 31). Die tieferen Kleinzyklen führen im nördlichen Harzvorland und auf der Scholle von Calvörde alle drei Faziestypen. Bis zum Kleinzyklus 7 treten in der Bohrung Remlingen 5 markante sandig-oolithische Basisbereiche auf. Darüber fehlen die oolithischen Einlagerungen. Nur auf der Calvörder Scholle sind in der Bohrung Mieste 21/77 auch in den höchsten Kleinzyklen Kalksteine eingeschaltet. Während die Oolith-Führung im nördlichen Harzvorland in den Kleinzyklen 2 - 4 ein Maximum hat, liegt der Schwerpunkt auf der Calvörder Scholle in den Kleinzyklen 5 - 7. Im westlichen Harzvorland (Bohrung Bockenem 1) führen nur die Kleinzyklen 2 („untere oolithische Zone“) und 3 („Thale-Horizont“) Oolithe. Die Kalksteine des „Thale-Horizonts“ halten nach BRÜNING (1986) bis in den Raum Göttingen durch. Folglich tritt das Bildungsmaximum der oolithischen Kalksteine von S nach N in immer jüngeren Abschnitten der Calvörde-Formation auf. Der Sandgehalt nimmt im distalen Teil der Übergangszone kontinuierlich von Zyklus zu Zyklus ab, um in den beiden höchsten Kleinzyklen wieder zuzunehmen (u.a. Bohrung Remlingen 5). Nach Süden in Richtung Randzone steigt der Psammit-Anteil merklich an. Wie im westlichen und nördlichen Harzvorland nimmt auch hier in den beiden höchsten Kleinzyklen der Bohrung Northeim 2 der Sandgehalt wieder deutlich zu („Flasersandstein“, BRÜNING 1986). Ein distales Äquivalent des „Flasersandsteins“ stellt die „Grobbank“ des nördlichen Harzvorlands dar. In Nordhessen, im proximalen Teil der Übergangszone, dominiert die „Sandstein-Fazies“. Dies ist der Grund für die im GR-Log meist nur undeutlich ausgeprägten Kleinzyklen.

Während demzufolge im tiefsten Teil der Calvörde-Formation die sandige Fazies der Schwemmebene (Sandebene) dominiert, wird die maximale Überflutung bzw. die weiteste beckenrandwärtige Verschiebung der brackisch-lakustrinen Fazies des zentralen Binnensees im Kleinzyklus 3 („Thale-Horizont“) angezeigt (vgl. BRÜNING 1986). In den höheren Zyklen dominieren die Pelite der Playa (Tonebenen). Im höchsten Abschnitt treten wieder verstärkt Sandsteine der progradierenden Schwemmebene auf.

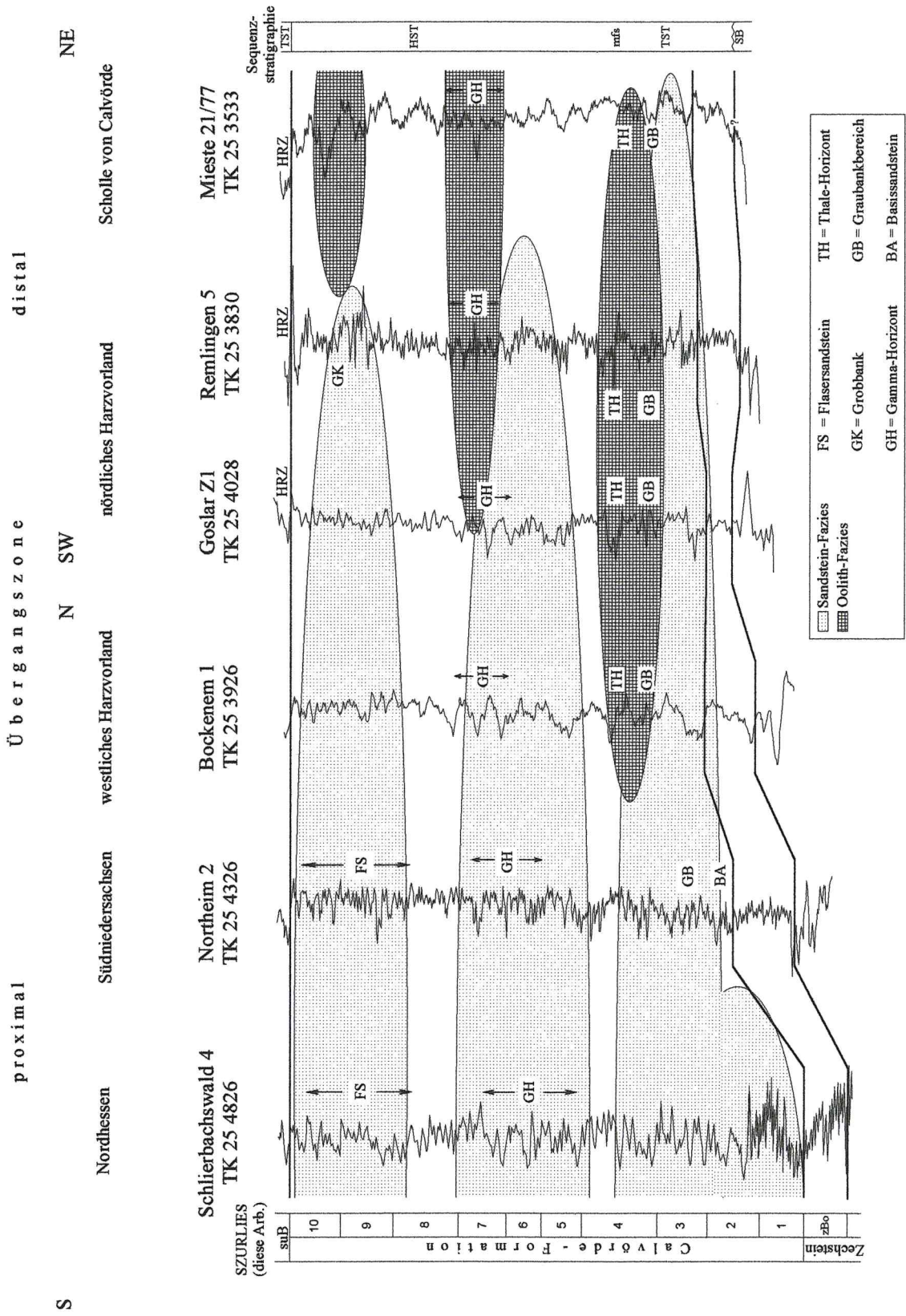


Abb. 31: GR-Log-Korrelationskette mit vereinfachter Darstellung der Hauptfaziestypen sowie Sequenzstratigraphie der Calvörde-Formation.

Aus der oben beschriebenen Verschiebung der Faziestypen ergibt sich unter Anwendung der Prinzipien der Sequenzstratigraphie folgende Gliederung des Unteren Buntsandsteins (Abb. 32). Der Abschnitt Oberer Bröckelschiefer - Unterer Buntsandstein umfasst eine Sequenz 3. Ordnung, die sich darüber hinaus zweiteilen lässt (S1a, S1b). Zur Sequenz S1a gehören der Obere Bröckelschiefer und die Calvörde-Formation. Sie beginnt über der Sequenzgrenze der „zB-Diskordanz“. Der Obere Bröckelschiefer und die tiefsten Kleinzyklen 1 - 2 der Calvörde-Formation repräsentieren den TST mit einer in Richtung Beckenrand progradierenden brackisch-lakustrinen Fazies. Die weit nach Süden aushaltenden Oolithe des Kleinzyklus 3 („Thale-Horizont“) markieren einen Abschnitt maximaler Überflutung. Die Tonsiltstein-dominierten Kleinzyklen 7 und 8 sowie die stärker sandigen Zyklen 9 und 10 bilden den HST.

Die Sequenz S1b umfasst die Bernburg-Formation (Abb. 32). In verschiedenen randnahen Untersuchungsgebieten wird eine Diskordanz an der Basis der Bernburg-Formation vermutet (SEIDEL 1965, PUFF 1969, GELUK & RÖHLING 1997). Die sandig-oolithisch dominierten Kleinzyklen 1 - 6 markieren den TST. Die stärkste Oolith-Entwicklung tritt, wie in der Calvörde-Formation, regional in unterschiedlichen Niveaus der Bernburg-Formation auf. Der Abschnitt maximaler Überflutung wird in Niedersachsen durch den Kleinzyklus 7a (= mittlerer Teil der „oberen oolithischen Zone“) repräsentiert. Auch in Thüringen scheint die randwärtigste Verbreitung der Oolithe in diesem Abschnitt zu liegen (PUFF et al. 1996, RADZINSKI pers. Mitt.). Die stärker feinklastischen Kleinzyklen 8 - 10 der Bernburg-Formation gehören dem HST an. In den höchsten beiden Zyklen nimmt, vergleichbar der Entwicklung in der Calvörde-Formation, der Sandstein-Anteil wieder merklich zu. Über der Sequenzgrenze der „V-Diskordanz“ beginnt mit dem Volpriehausen-Sandstein die zweite Sequenz 3. Ordnung des Buntsandsteins (S2).

Der Untere Buntsandstein kann im Untersuchungsgebiet demnach in zwei Sequenzen (S1a, S1b) gegliedert werden. Beide zusammen zeigen einen transgressiven Trend. In Thüringen reichen die brackisch-lakustrinen Oolithe der Bernburg-Formation deutlich weiter nach Süden als in der Calvörde-Formation (PUFF et al. 1996). In der Bernburg-Formation ist auch insgesamt der Oolith-Anteil deutlich höher als in der Calvörde-Formation.

Dem sequenzstratigraphischen Gliederungskonzept von AIGNER & BACHMANN (1992) zufolge (Abb. 32), entspricht die durch die „zB-Diskordanz“ im Liegenden und die „V-Diskordanz“ im Hangenden begrenzte Abfolge Oberer Bröckelschiefer - Unterer Buntsandstein einem Zyklus 3. Ordnung (Sequenz). Nach AIGNER et al. (1999) kann der höchste Zechstein und der Untere Buntsandstein der süddeutschen Randfazies in drei Erosionsbasis-Zyklen (base-level cycles) unterteilt werden. Diese Zyklen sollen in ihrem Umfang mit den Sequenzen (Zyklen 3. Ordnung) der Sequenzstratigraphie übereinstimmen (AIGNER et al. 1999). Während der tiefste Zyklus mit fallender Erosionsbasis den höchsten Zechstein und den tiefsten Unteren Buntsandstein umfasst, folgen im höheren Unteren Buntsandstein ein Zyklus mit ansteigender und wiederum einer mit fallender Erosionsbasis. Eine Korrelation der süddeutschen und der mitteldeutschen Gliederung des Unteren Buntsandsteins ist bislang nicht sicher durchführbar. In den durch Grobklastika geprägten südlichen Randgebieten verliert die kleinzyklische Unterteilung ihre Bedeutung. An ihre Stelle tritt eine gröbere Lokalgliederung (RICHTER-BERNBURG 1974). Bei den Formationen des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland handelt es sich im Gegensatz zur süddeutschen Randfazies um zwei Zyklen mit steigender Erosionsbasis. Das Gleiche gilt für die Kleinzyklen. Der sandig-oolithische Basisbereich der Zyklen bzw. die sandig-oolithisch dominierten tieferen Kleinzyklen beider Formationen deuten eine tiefliegende Erosionsbasis an. Die Sandsteine entstanden in einer Schwemmebene; die Oolithe und Stromatolithen bildeten sich im breiten, flachen Randbereich eines Binnensees (Playa-See). Die pelitischen Dachbereiche der Kleinzyklen bzw. die pelitisch dominierten höheren Zyklen beider Formationen entstanden in Zeiten einer hochliegenden Erosionsbasis. Die „Tonsiltstein-Fazies“ ist deutlich in Richtung Beckenrand vorgeschoben. Die Feinklastika wurden in einer ausgedehnten Playa (Tonebene) abgelagert und enthalten deutliche Evaporations- und Trockenfall-Anzeichen. Der potentielle Seespiegel liegt aber höher als in den sandig-oolithisch dominierten Abschnitten (vgl. „Fundy-type lacustrine sequence“: SMOOT & OLSEN 1988, OLSEN & KENT 2000). Der Binnensee hatte vermutlich zu keiner Zeit große Wassertiefen. Während die Ooide der „Oolith-Fazies“ Anzeiger niedriger Wasserstände sind, weisen die Trockenrisse und die gekappten Wellenrippeln sowie die Evaporationsanzeiger der „Tonsiltstein-Fazies“ auf häufiges Trockenfallen bzw. das Eindampfen des Binnensees hin.

Bei der Anwendung des genetischen Konzepts der Erosionsbasis-Zyklen (base-level cycles) muss man berücksichtigen, dass die sohlbankzyklische Gliederung des Unteren Buntsandsteins nach rein pragmatischen Gründen vorgenommen wird (Abb. 33). Hierbei wird die Grenze zwischen zwei Sohlbankzyklen (Kleinzyklen) an die Basis der ersten markanten Sandsteine gelegt. Diese Grenzziehung spiegelt sich auch in den GR-Logs durch eine

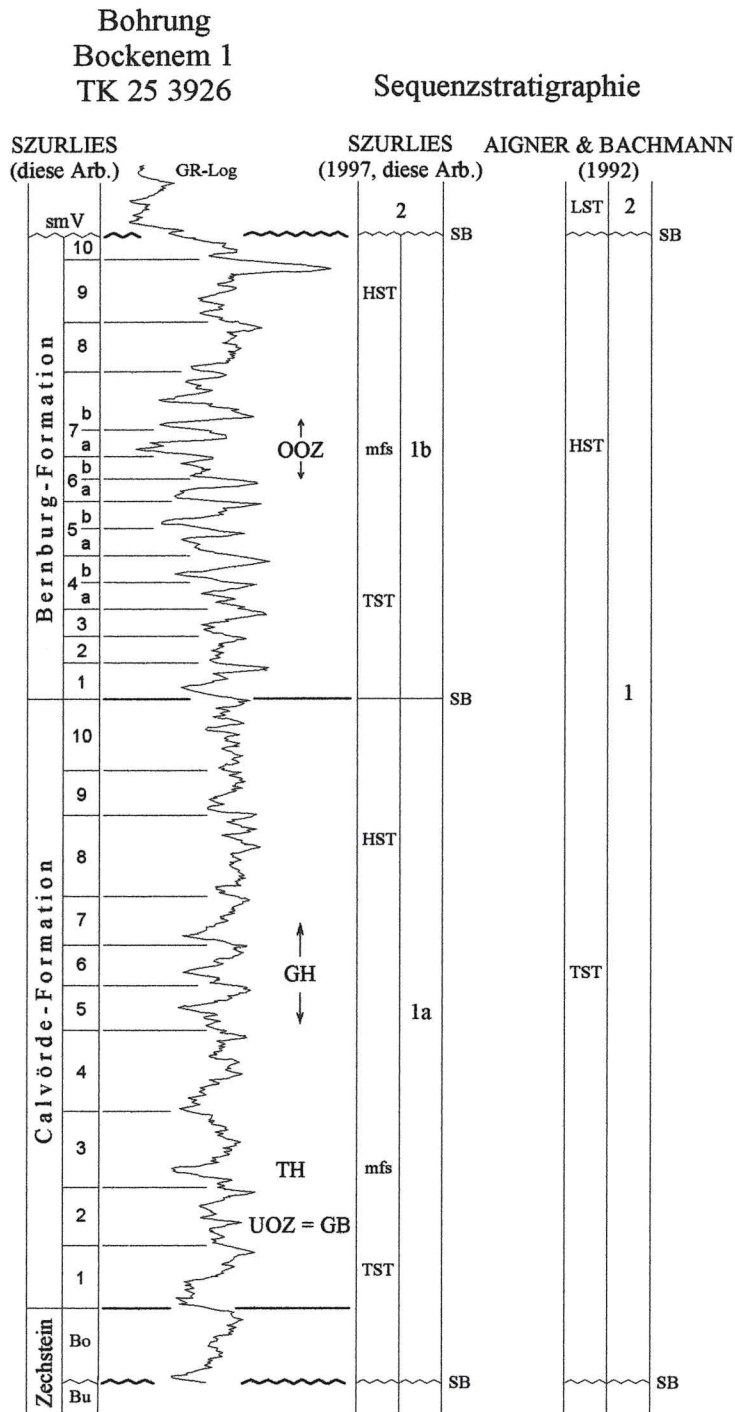


Abb. 32: Sequenzstratigraphische Gliederung des Unteren Buntsandsteins.

mehr oder weniger deutliche Strahlungsabnahme wider. Eine Untergliederung nach genetischen Gesichtspunkten führt zu einer etwas anderen Abgrenzung. Hierbei wird die Grenze zwischen zwei Erosionsbasis-Zyklen an der Basis der grobkörnigsten Sandsteine gezogen. Diese sind zumeist durch ein Minimum der Gammastrahlung innerhalb des jeweiligen Sohlbankzyklus gekennzeichnet und weisen meist eine erosive Sohlfläche auf (Abb. 33). Mit dieser Sandsteinbank beginnt ein Teilzyklus mit steigender Erosionsbasis, der im Beckenbereich bis zur „Oolith-Fazies“ reicht (Abb. 33a). Oolithische Kalksteine und mit ihnen wechsellagernde meist conchostrakenreiche grüngraue Tonsteine markieren die beckenrandwärtigsten Äquivalente der lakustrinen Ablagerungen. Sie repräsentieren den höchsten „Base-level“ bzw. den Bereich maximaler Überflutung. Darüber folgt ein Teilzyklus mit fallender Erosionsbasis, der durch das beckenwärtige Progradieren der grobklastischen Sedimenteinträge gekennzeichnet ist. Am Beckenrand ist der „Wendepunkt“ zwischen einem Zyklus mit steigender und einem mit fallender Erosionsbasis durch hochstrahlende Tonsiltsteine markiert (Abb. 33b). Im Großen und Ganzen können die Sohlbankzyklen (Kleinzyklen) aber als quasi-isochron betrachtet werden.

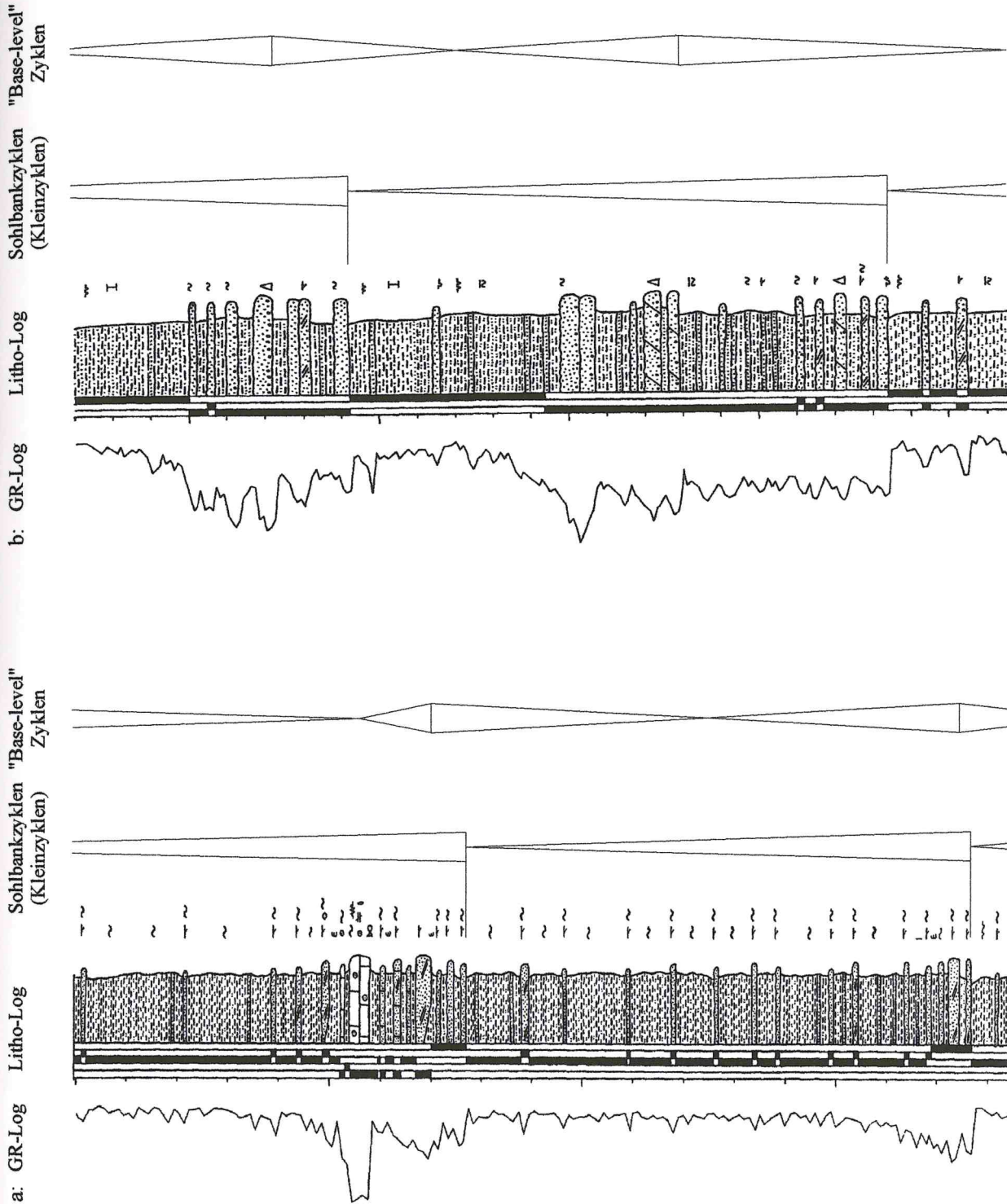


Abb. 33: Der Untere Buntsandstein alternativ gegliedert in Sohlbankzyklen (Kleinzyklen) und Erosionsbasis-Zyklus (base-level cycles); (Δ Zyklus mit steigender Erosionsbasis, ∇ Zyklus mit fallender Erosionsbasis); a: Profilausschnitt aus dem Tonstein-Tagebau Beesenlaubingen (Übergangsfazies); b: Profilausschnitt aus dem Plattendolomitbruch Caaschwitz (Randfazies).

6.3.3 Ursachen der Zyklizität im Unteren Buntsandstein

Die Arbeiten von OLSEN (1984, 1986), PERLMUTTER & MATTHEWS (1989), YANG & BAUMFALK (1991), AIGNER & BACHMANN (1992), CLEMMENSEN et al. (1994) sowie OLSEN & KENT (2000) aus terrestrischen Sedimentationsräumen haben gezeigt, dass man die Prinzipien der Sequenzstratigraphie auch auf kontinentale Schichtenfolgen anwenden kann. Hier spielen Klimaveränderungen als Ursache der Ablagerungssequenzen eine entscheidende Rolle (PERLMUTTER & MATTHEWS 1989, YANG & BAUMFALK 1991).

Mitteleuropa lag zur Zeit des Unteren Buntsandsteins etwa zwischen 15 - 25° nördlicher Breite (SMITH et al. 1982, MUTTONI et al. 1996) im Bereich des nördlichen Trockengürtels (PARRISH 1999). Das Untersuchungsgebiet gehört nach CLEMMENSEN et al. (1994) zum „Zyklostratigraphischen Gürtel 3“ (15 - 25°) der zehnteiligen Breitengrad-abhängigen Unterteilung im Sinne von PERLMUTTER & MATTHEWS (1989). Sie definieren einen „Zyklostratigraphischen Gürtel“ als einen Abschnitt der Erdoberfläche, der ähnliche klimatische Änderungen erfährt. Der Gürtel 3 durchläuft während eines MILANKOVITCH-Zyklus einen Wechsel von tropisch-humid zu subtropisch-arid. Auf der Basis der Klimarekonstruktionen für das höhere Perm und die tiefere Trias von Pangäa (KUTZBACH & GALLIMORE 1989) nehmen PERLMUTTER & MATTHEWS (1989) einen starken Monsun-Einfluss auf das Klima an. Die Ursache der Monsun-Phasen sehen sie, wie auch VAN DER ZWAAN & SPAAK (1992), CLEMMENSEN et al. (1994) und PARRISH (1999), in Änderungen der Orbitalparameter. Diese Parameter steuern zyklisch die Menge und Verteilung der Sonneneinstrahlung auf der Erde (MILANKOVITCH 1941, BERGER 1984). Es lassen sich drei sogenannte MILANKOVICH-Zyklen mit bestimmten Periodizitäten unterscheiden. Ein Exzentrizitäts-Zyklus dauert etwa 100 ka, ein Ekliptik-Zyklus etwa 41 ka und ein Präzessions-Zyklus etwa 19 - 23 ka (BERGER et al. 1989).

Die Ursache des Wechsels von Korngrößen und Fazies im Unteren Buntsandstein wird in zyklischen Änderungen der Niederschläge gesehen, die durch Verlagerung der tethyalen Monsunfronten bedingt sind (VAN DER ZWAAN & SPAAK 1992, CLEMMENSEN et al. 1994, PARRISH 1999). Für das in untertriassischer Zeit in niedrigen Breiten gelegene Untersuchungsgebiet sind nach BERGER (1988) und OLSEN & KENT (2000) der Exzentrizitäts- und der Präzessions-Zyklus die wichtigsten in den Sedimenten manifestierten Zyklen. Annahmen zur Dauer der Kleinzyklen des Buntsandsteins von 100 ka legen eine Zuordnung zu den Exzentrizitäts-Zyklen nahe (PAUL 1992, CLEMMENSEN et al. 1994, GELUK & RÖHLING 1997). Nach MENNING (1995) umfasst der Untere Buntsandstein einen Zeitraum von etwa 3 Ma. GELUK & RÖHLING (1997) kalkulieren abhängig von der Anzahl der abgetrennten Kleinzyklen einen Zeitraum von 2,2 Ma sowie eine Schichtlücke von etwa 0,5 Ma. Für die Dezimeter bis mehrere Meter starken Kleinstzyklen sind vermutlich die 20 ka Präzessions-Zyklen verantwortlich. In der Mehrzahl bestehen die untersuchten Kleinzyklen aus 4 - 5 Kleinstzyklen.

VAN DER ZWAAN & SPAAK (1992) stellen eine indirekte Verbindung von Meeresspiegelschwankungen der Tethys und dadurch bedingter Nord- bzw. Südverschiebung des Monsungürtels her. Bei einem Meeresspiegel-Tiefstand verschiebt sich dieser Gürtel nach Süden. Im Mitteleuropäischen Becken werden in dieser niederschlagsärmeren Zeit Feinklastika sedimentiert. Während des folgenden Meeresspiegelhochstands der Tethys verlagert sich der Monsungürtel nach Norden. Im MEB werden infolge der häufigeren Niederschläge im Abtragungsgebiet Grobklastika weit in Richtung Beckenzentrum verfrachtet.

Da im Unteren Buntsandstein der Germanischen Trias direkte Zeitmarken fehlen und Index-Fossilien spärlich sind und damit ein direkter Vergleich mit den tethyalen Ablagerungen schwer ist, werden Klimamodelle weiterhin spekulativ bleiben. Mit Hilfe der Magnetostratigraphie ist aber eine globale Korrelationsmethode vorhanden, mit deren Hilfe Zeitmarken in den germanischen Faziesraum übertragen werden können.

7 Grundlagen des Gesteins- und Paläomagnetismus

7.1 Einführung

Die Paläomagnetik hat sich in den letzten Jahrzehnten zu einem wichtigen Instrument in vielen Bereichen der Geowissenschaften entwickelt. Mit Hilfe paläomagnetischer Untersuchungen konnte u.a. die Theorie der Platten-tettonik bestätigt werden (VINE & MATTHEWS 1963, MORLEY & LAROCHELLE 1964). Durch die Erstellung von scheinbaren Polwanderungskurven wurde darüber hinaus die Bewegungsrichtung der Kontinentalplatten rekonstruiert (z.B. VAN DER VOO 1993). Im Anschluss an die bahnbrechende Arbeit von COX et al. (1963) entwickelte sich die Magnetostratigraphie zu einer der wichtigsten globalen Korrelations- und Datierungsmethoden. Die Grundlage für die paläomagnetischen Arbeitsverfahren ist die Annahme, dass sich das magnetische Hauptfeld der Erde näherungsweise durch das Modell eines geozentrischen axialen Dipols – mit einem Dipolmoment von z. Zt. etwa $8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ – beschreiben lässt. Die Dipolachse ist gegenüber der Rotationsachse der Erde um etwa $11,4^\circ$ geneigt (vgl. SOFFEL 1991).

Das Magnetfeld wird zu mehr als 95% im Erdinnern erzeugt. Die Quellen dieses inneren Feldes sind Konvektionsströme im äußeren flüssigen Erdkern (JACOBS 1994). Zwischen 80 und 90% des Erdmagnetfelds können dem idealen Dipolfeld zugeordnet werden. Der Rest setzt sich aus Multipolmomenten höherer Ordnung zusammen. Diese Nicht-Dipolanteile zeigen großräumige Maxima und Minima, die sich zeitlich und räumlich verändern und als Säkularvariationen bezeichnet werden.

Eine charakteristische Eigenschaft des Erdmagnetfelds ist der Polaritätswechsel des Dipolanteils in unregelmäßigen Abständen von 10^5 - 10^7 Jahren (LOWRIE & KENT 1983). Innerhalb dieser Intervalle kommt es häufig zu kurzzeitigen Polaritätsexkursionen. Die Feldumkehrungen haben globalen Charakter und bilden die Basis für die internationale Magnetische Polaritätszeitskala (MPZS), die zur überregionalen Korrelation und Datierung von Gesteinen genutzt wird.

Die heutige Ausrichtung des Erdmagnetfelds wurde als normale Polarität definiert. Ein in Folge einer Feldumkehr entgegengesetzt gerichtetes Feld wird als inverse Polarität bezeichnet. Zwischen der Inklination (Anhang C) und der geographischen Breite besteht folgende Beziehung: $\tan I = 2 \tan \Phi$. Die Variationen der Inklination zwischen Nord- und Südpol bei einem normalen sowie einem inversen Magnetfeld sind in Abb. 34 dargestellt. Für die Beschreibung der Richtung und Intensität des Erdmagnetfelds an einem Beobachtungspunkt genügen drei unabhängige Parameter. Üblicherweise werden die Kenngrößen Totalintensität (F), Inklination (I) und Deklination (D) benutzt. Das lokale Erdmagnetfeld lässt sich auch vollständig durch die Größen eines rechtwinkligen Koordinatensystems: Nord- (X), Ost- (Y) und Vertikalkomponente (Z) wiedergeben. Der mathematische Zusammenhang der oben angeführten Größen wird in Anhang C erläutert.

Die Gesamtmagnetisierung (M_{ges}) eines Gesteins ist die Summe aus induzierter (M_i) und remanenter Magnetisierung (M_r). Im Gegensatz zur induzierten Magnetisierung, die ohne eines äußeren Feldes sofort wieder verschwindet, bleibt die remanente Magnetisierung auch im feldfreien Raum. Bei den Trägern dieser natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) handelt es sich um ferrimagnetische Minerale.

Für die paläomagnetischen Untersuchungen muss die Grundbedingung erfüllt sein, dass sich die magnetischen Momente dieser Minerale in der Summe parallel zum äußeren Feld ausrichten und dass die Magnetisierung über geologische Zeiträume wenigstens partiell erhalten bleibt. Somit wird in den Gesteinen das Erdmagnetfeld in Form der NRM konserviert. Ursprung und Art der NRM sind in den verschiedenen Gesteinsarten, abhängig von der Mineralzusammensetzung und der Entstehungsgeschichte, sehr unterschiedlich. Die wichtigste Gruppe der in Gesteinen vorkommenden ferrimagnetischen Minerale sind die Eisen-Titan-Oxide.

Ausführliche Beschreibungen zum Gesteins- und Paläomagnetismus findet man u.a. bei DUNLOP (1981), COLLINSON (1983), TARLING (1983), O'REILLY (1984), THOMPSON & OLDFIELD (1986), SOFFEL (1991), BUTLER (1992) und DUNLOP & ÖZDEMİR (1997).

7.2 Magnetismus

Sich bewegende Ladungen erzeugen ein Magnetfeld. Somit besitzen Elektronen aufgrund ihres Bahn- und Drehimpulses (Spin) ein magnetisches Moment. Die Magnetisierung (M , in A/m) einer Gesteinsprobe wird bestimmt als Quotient aus der Summe ihrer magnetischen Momente (m) und ihrem Volumen (V): $M = 1/V \cdot \sum m$.

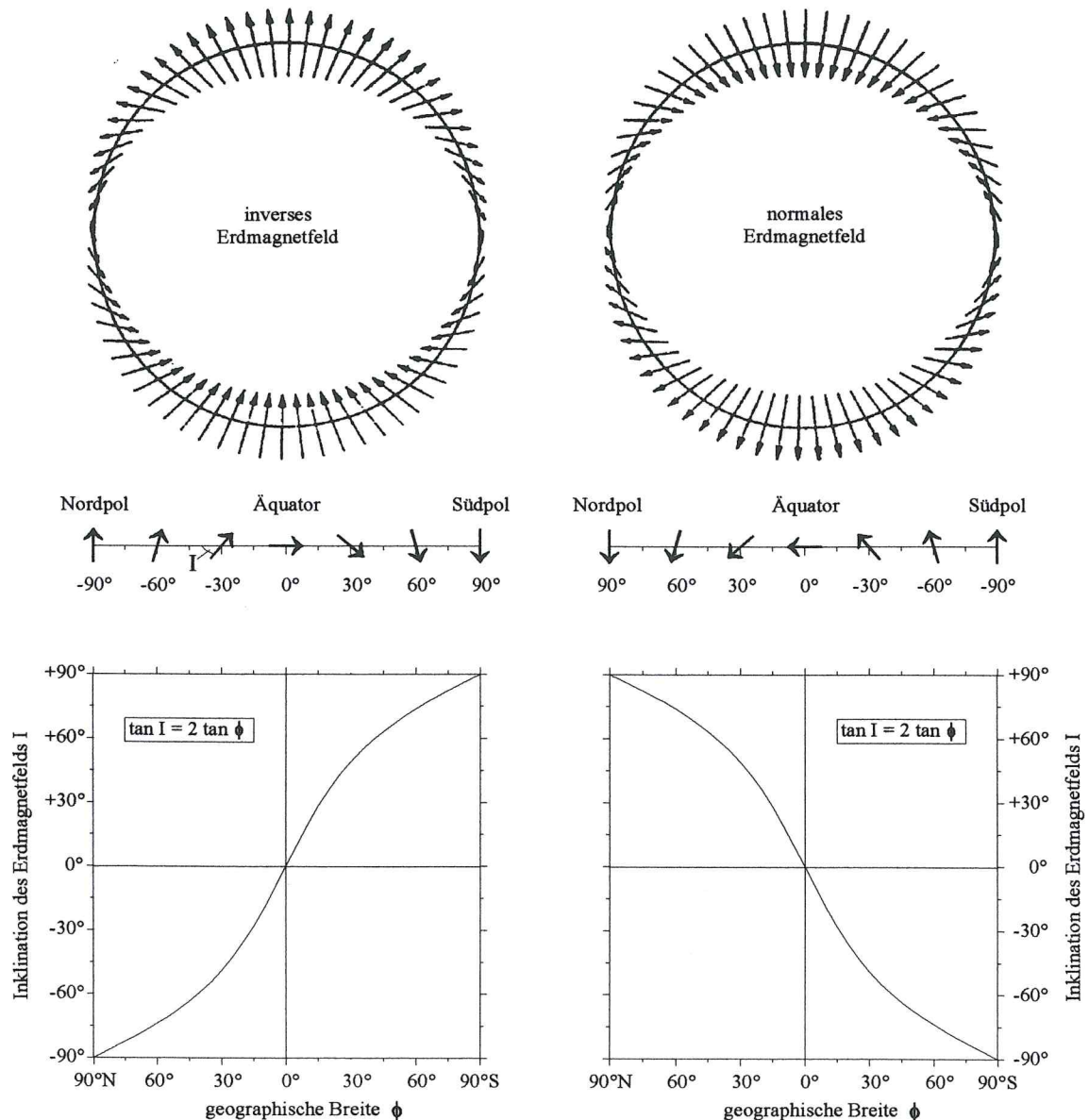


Abb. 34a-c: Bestimmung der geographischen Breite mit Hilfe der Inklination
(verändert nach SOFFEL 1991, VAN DER VOO 1993, NOWACZYK unveröff.)

- a: Inklinationsrichtungen bei einem inversen und einem normalen Erdmagnetfeld.
 b: Abhängigkeit der Inklination von der geographischen Breite für ein ideales Dipolfeld.
 c: Variationen der Inklination zwischen Nord- und Südpol;
 mathematischer Zusammenhang zwischen geographischer Breite und Inklination.

Um den Zustand der geringsten Energie zu erreichen, richten sich die magnetischen Momente entweder paarweise antiparallel oder statistisch ungeordnet aus. Je nach Kompensationsgrad werden mehrere Arten von Magnetismus unterschieden.

Bei einem vollständigen Ausgleich der magnetischen Momente spricht man von Diamagnetismus, der im Prinzip bei allen Stoffen vorhanden ist. Eine durch ein äußeres Feld induzierte Magnetisierung ist diesem Feld gemäß der LENZschen Regel entgegengerichtet ($\kappa < 0$): $M_i = \kappa \cdot H$. Die zwischen dem äußeren Feld (H) und der induzierten Magnetisierung (M_i) vermittelnde Proportionalitätskonstante κ nennt man die magnetische Volumenssuszeptibilität der Gesteine. Sie hängt u.a. von folgenden Faktoren ab: Art und Konzentration sowie Korngröße der magnetischen Minerale, Stärke des induzierten Feldes, Temperatur sowie Gesteinsgefüge. Wird die Volumenssuszeptibilität κ durch die Dichte einer Probe dividiert, erhält man die spezifische Suszeptibilität χ . Zu den diamagnetischen gesteinsbildenden Mineralen gehören Orthoklas, Quarz, Kalzit, Anhydrit und Halit. Sie spielen in der Paläomagnetik keine Rolle. Der Diamagnetismus wird bei vielen Substanzen jedoch durch einen sehr viel stärkeren Para- bzw. Ferromagnetismus überdeckt.

Paramagnetische Minerale enthalten nicht kompensierte Spinmomente. Die einzelnen magnetischen Momente zeigen aber untereinander keine Wechselwirkungen. Ihre Richtungen sind in einem Mineral daher nicht geordnet, sondern durch die Wärmebewegung statistisch ungerichtet verteilt. Durch ein einwirkendes Magnetfeld kann einem paramagnetischen Mineral eine Magnetisierung parallel zum äußeren Feld induziert werden ($\kappa > 0$), die nach Entfernen des Feldes aber sofort wieder verloren geht. Paramagnetische Minerale können demnach keine Informationen über ihre früheren Magnetisierungszustände speichern. Wichtige gesteinsbildende paramagnetische Minerale sind die Glimmer Biotit und Muskowit sowie die Olivine, Pyroxene und Amphibole. Werden die Wechselwirkungen so stark, dass sie entgegen der desorientierenden Tendenz der Wärmebewegung eine Ordnung – Parallelstellung der Spinmomente – erzwingen, dann bedeutet dies eine spontane Magnetisierung des betrachteten Körpers. Gerade diese Verhältnisse liegen beim Ferromagnetismus vor, der in erster Linie eine Eigenschaft des Kristallgitters ist. Mit steigender Temperatur wird die Ordnung der magnetischen Momente im Kristallgitter mehr und mehr aufgebrochen, d.h., die spontane Magnetisierung nimmt ab. Schließlich wird die Wärmebewegung derart stark, dass die Ordnung überhaupt verhindert wird, die spontane Magnetisierung verschwindet völlig. Dies geschieht bei der Curie-Temperatur (T_c), oberhalb der sich der Stoff wie ein Paramagnetikum verhält, jedoch immer noch ein Festkörper ist.

In jedem Kristallgitter gibt es Richtungen, in denen die Entstehung einer Magnetisierung begünstigt wird, d.h., alle magnetischen Momente werden parallel in dieser Richtung der leichtesten Magnetisierbarkeit ausgerichtet. Aufgrund dieser Orientierung kommt es zur Ausbildung eines Dipolfeldes, dessen Pole und die damit verbundene Attraktion mit zunehmender Korngröße wachsen. Daher bilden sich zur Minimierung der inneren Energie in größeren Körnern individuelle Volumenelemente – die sogenannten Domänen – aus, innerhalb derer alle magnetischen Momente in eine Richtung weisen. Die Orientierung benachbarter Domänen ist genau entgegengesetzt, liegt jedoch stets in Richtung der leichtesten Magnetisierbarkeit (Abb. 35a). Die Domänengrenzen werden von den sogenannten BLOCH-Wänden gebildet, in denen sich die Ausrichtung der magnetischen Momente in die Gegenrichtung wechselt (Abb. 35b).

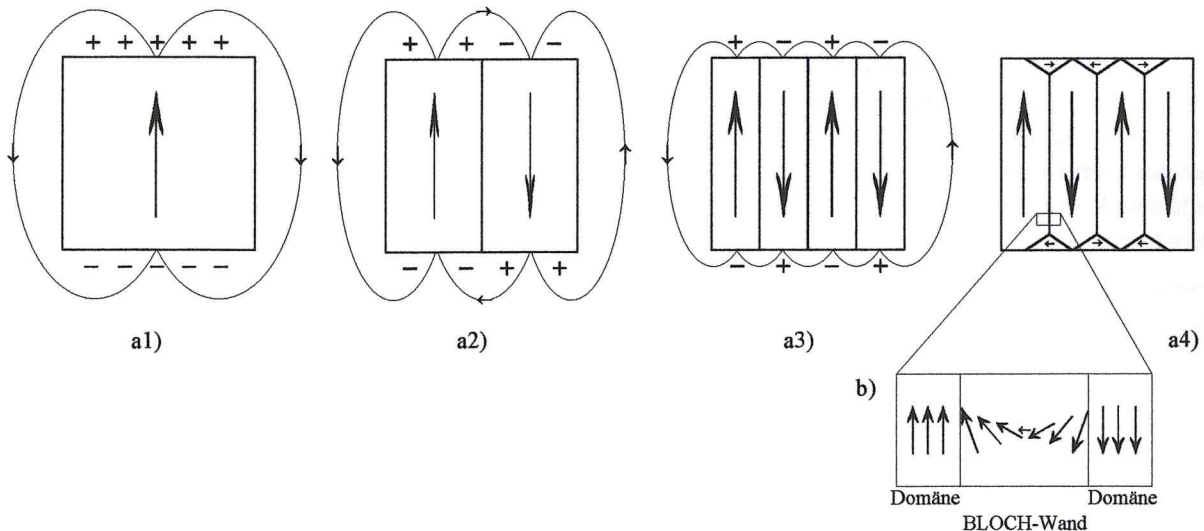


Abb. 35a, b: Schematische Darstellung der Domänenstruktur eines magnetischen Minerals (verändert nach THOMPSON & OLDFIELD 1986, FRANK 1999).

- a: Unterteilung der Magnetisierung eines Mehrbereichsteilchens in antiparallel orientierte magnetische Domänen (a1-a4) zur Minimierung der Energie.
 b: Schematische Darstellung der Ausrichtungsänderung der magnetischen Momente in einer 180°-Wand (BLOCH-Wand) zwischen zwei Domänen.

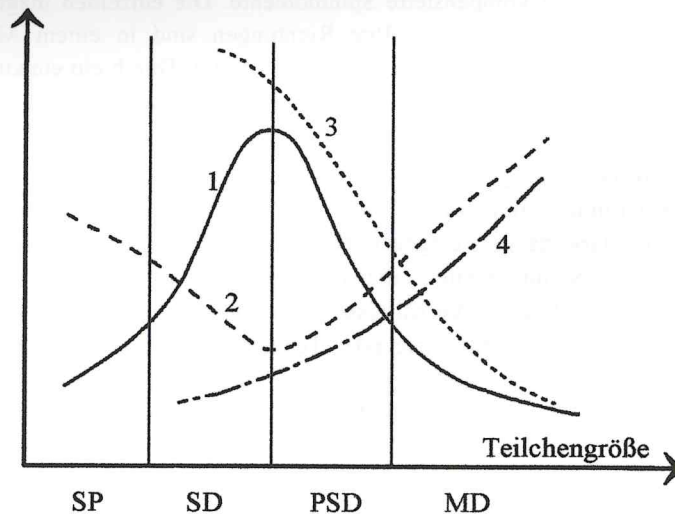


Abb. 36: Schematische Darstellung der Abhängigkeit von B_C (1), der Suszeptibilität κ (2), und der Verhältnisse M_{SR}/M_S (3) und B_{CR}/B_C (4) von der Teilchengröße im Übergangsbereich SP-, SD-, PSD- und MD-Teilchen (aus Soffel 1991).

Teilchen, in denen sich mehrere Domänen ausgebildet haben, werden als Mehrbereichsteilchen (multi-domain; MD-Teilchen) bezeichnet. Wird an ein solches MD-Teilchen ein äußeres Feld angelegt, beginnt sofort eine Verschiebung der BLOCH-Wände (Wandverschiebungsprozess) zugunsten der Domänen, deren Magnetisierung parallel zum einwirkenden Feld liegt. Nach Entfernen des angelegten Feldes wird nicht überall wieder der Ausgangszustand erreicht, so dass eine remanente Magnetisierung zurückbleibt. Sie kann erst durch ein entgegengerichtetes äußeres Feld entfernt werden. Die hierzu benötigte Feldstärke wird als Remanenzkoerzitivkraft (B_{CR}) bezeichnet, im Gegensatz zur Koerzitivkraft (B_C), bei der im feldfreien Raum eine Magnetisierung erhalten bleibt.

Teilchen, die so klein sind, dass es energetisch gesehen keine Vorteile bringt, mehrere Domänen anzulegen, bezeichnet man als Einbereichsteilchen (single-domain; SD-Teilchen). Die Ausrichtung parallel zu einem äußeren Feld geschieht hier durch ein Herausdrehen der magnetischen Momente aus der Richtung der leichtesten Magnetisierbarkeit, so dass es zu einem sprunghaften „Umklappen“ (Drehprozess) kommt. SD-Teilchen besitzen eine höhere Koerzitivkraft als Mehrbereichsteilchen (Abb. 36), da für die Drehung magnetischer Momente eine höhere Energie benötigt wird als für die Bereichsvergrößerung durch Wandverschiebungsprozesse.

Zwischen den SD- und den MD-Teilchen liegen die Pseudo-Einbereichsteilchen (pseudo-single-domain; PSD-Teilchen), die zwar mehrere Domänen aufweisen, sich aber effektiv wie SD-Teilchen verhalten. In magnetischen Teilchen mit einer Größe $< 0,1 \mu\text{m}$ (z.B. Magnetit und Hämatit: $0,03 \mu\text{m}$, nach DUNLOP & ÖZDEMİR 1997) entspricht jedoch die Energie der thermischen Agitation der vorhandenen magnetischen Energie, so dass diese sehr feinkörnigen Partikel nur bei niedrigen Temperaturen wie stabile SD-Teilchen reagieren. Dieses Verhalten wird als Superparamagnetismus (SP) bezeichnet.

Die Grenzen zwischen den drei Teilchenarten sind abhängig von der Form sowie der Zusammensetzung der Teilchen. Unmagnetische Einschlüsse, Kristallbaufehler und örtliche Verspannungen des Kristallgitters bilden für eine BLOCH-Wand Hindernisse, die diese häufig „festhalten“ und somit Wandverschiebungen nicht vollständig rückgängig gemacht werden können. Bei Verschwinden des induzierenden Feldes bleibt demnach eine als Remanenz bezeichnete Magnetisierung zurück.

Der reine Ferromagnetismus mit einer Parallelstellung aller vorhandenen nicht kompensierten magnetischen Momente (ungepaarte Elektronen des 3d-Orbitals) tritt bei Mineralen nicht auf, sondern nur bei den Elementen der Eisen-Gruppe (Fe, Ni, Co) sowie Gadolinium.

Antiferromagnetische Stoffe bestehen aus zwei Untergittern, die beide für sich ferromagnetisch und zueinander entgegengerichtet sind. Beide Untergitter sind gleich stark ferromagnetisch, ihre Wirkung hebt sich nach außen hin auf. Antiferromagnetischen Stoffen kann eine induzierte Magnetisierung durch ein äußeres Magnetfeld aufgeprägt werden, die nach „Abschalten“ des Feldes wieder verloren geht, so dass antiferromagnetische Substanzen keine Informationen über frühere Magnetisierungszustände speichern können.

Bei zahlreichen antiferromagnetischen Substanzen sind die Spinmomente aber auf den Plätzen des einen Untergitters dem Betrag nach größer als die auf den Plätzen des anderen Untergitters, so dass keine vollständige Kompensation der magnetischen Momente bei Abwesenheit eines äußeren Feldes erreicht wird. Somit bleibt ein äußerlich messbares Gesamtmoment (NRM) übrig. Man nennt diese Erscheinung nach NÉEL (1948) Ferrimagnetismus. Zu den wichtigsten ferrimagnetischen Mineralen gehören Magnetit, Titanomagnetit, Maghemit, Goethit und Hämatit. Bei den weiteren Ausführungen werden alle ferrimagnetischen Minerale kurz als magnetische Minerale bezeichnet.

Die unvollständige Kompensation der magnetischen Momente, die den Ferrimagnetismus verursacht, kann folgende Gründe haben:

- systematisch verschieden große magnetische Momente der beteiligten paramagnetischen Ionen, wie z.B. beim antiferromagnetischen Magnetit;
- eine Unterbesetzung eines Untergitters mit paramagnetischen Ionen und ein resultierendes Defektmoment, wie z.B. beim antiferromagnetischen Goethit;
- eine Abweichung von der exakten Antiparallelstellung der magnetischen Momente, d.h. eine „Verkantung“ („spin canting“), die z.B. beim antiferromagnetischen Hämatit auftritt.

Magnetische Minerale können Informationen über frühere Magnetisierungszustände in Form der NRM speichern. Für die paläomagnetischen Untersuchungen muss die Grundbedingung erfüllt sein, dass diese Magnetisierung über geologische Zeiträume wenigstens partiell erhalten bleibt. Der Betrag der NRM nimmt exponentiell mit der Zeit ab und wird nach NÉEL (1949) für SD-Teilchen wie folgt beschrieben:

$$M_{(t)} = M_0 \cdot e^{-t/\tau_0}$$

$M_{(t)}$ = Magnetisierung nach der Zeit t

M_0 = Anfangsmagnetisierung

τ_0 = Relaxationszeit; die Zeit nach der die Magnetisierung auf den 1/e-ten Teil abgeklungen ist; sie ist stark temperaturabhängig

Die Relaxationszeit gibt Auskunft über die Beständigkeit der Remanenz. Sie ist stark temperaturabhängig. Die Temperatur, unterhalb der die Remanenz „eingefroren“ ist, wird als Blockungstemperatur (T_B) bezeichnet.

Die NRM ist metastabil, da die magnetischen Momente dazu neigen, sich in Richtung des herrschenden Magnetfelds auszurichten, da diese die minimale Energie-Konfiguration repräsentiert. Die Zeit, die notwendig ist, sich in die neue Konfiguration einzuregeln, hängt von der Höhe der Energiebarriere zwischen der alten und der neuen Richtung in jedem einzelnen magnetischen Mineral ab. Wenn sich diese Umorientierung schnell vollzieht, dann spricht man von einer kurzen Relaxationszeit. Die resultierende NRM ist viskos. Wenn sich die Umorientierung langsam - in geologischen Zeiträumen - vollzieht, dann spricht man von einer langen Relaxationszeit. Die NRM ist stabil. In einem Gestein gibt es normalerweise ein Kontinuum an Relaxationszeiten, die von Laborzeiten bis zu geologischen Zeiträumen von mehreren hundert Millionen Jahren reichen (SOFFEL 1991).

7.3 Magnetische Minerale

Eisen ist das vierthäufigste Element der Erdkruste und wichtiger Bestandteil vieler gesteinsbildender Minerale. Zu den Hauptträgern der magnetischen Eigenschaften der Gesteine zählen die Eisen-Titan-Oxide, die im ternären System mit den Endgliedern Wüstit (FeO), Hämatit (α -Fe₂O₃) und Rutil (TiO₂) dargestellt werden können (Abb. 37). Weitere wichtige Gruppen magnetischer Minerale bilden die Eisensulfide und -oxihydroxide. Die wichtigsten Eigenschaften der in den bearbeiteten Gesteinen auftretenden magnetischen Minerale sind in Tab. 3 dargestellt.

7.3.1 Eisen-Titan-Oxide

7.3.1.1 Magnetit

Magnetit (Fe₃O₄) ist ein kubisches Mineral mit inverser Spinell-Struktur, bei dem im einen Untergitter (Tetraeder-Plätze) Fe³⁺-, im anderen Untergitter (Oktaeder-Plätze) je zur Hälfte Fe³⁺- und Fe²⁺-Kationen auftreten. Durch die unterschiedlich starken magnetischen Momente der beiden Eisenkationen (Fe²⁺, Fe³⁺) und deren ungleiche Verteilung in den beiden Untergittern resultiert ein unkompensiertes magnetisches Restmoment, das den Ferrimagnetismus des Magnetits bedingt. Oberhalb der Curie-Temperatur (T_C) von 580°C verliert der Magnetit seinen Ferrimagnetismus und verhält sich wie ein paramagnetischer Stoff. Je nach Zusammensetzung - vor allem Verunreinigungen durch Fremdionen sowie Gitterfehler - weisen natürliche Magnetite eine T_C von 570 -

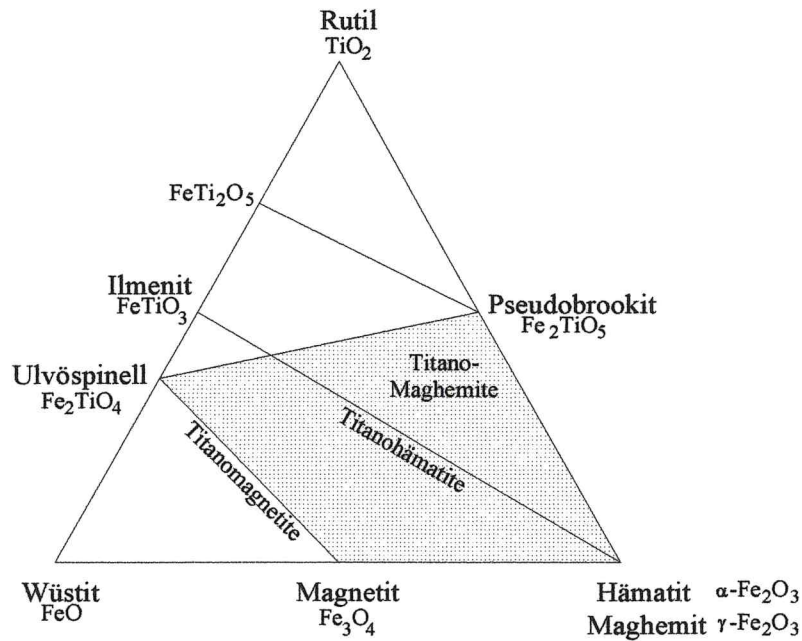


Abb. 37: Ternäres System der Eisen-Titan-Oxide mit den Endgliedern Rutil, Wüstit und Hämatit bzw. Maghemit sowie den Mischreihen der Titanomagnetite und Titanohämatite und dem Feld der Titanomaghemite (verändert nach SOFFEL 1991).

Mineral	Zusammensetzung (Summenformel)	Curie-/Néel-Temperatur (°C)	maximale Koerzitivkraft (mT)	Spezifische Suszeptibilität ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)
Magnetit	Fe_3O_4	578	300	$10^6 - 10^7$
Titanomagnetit	$x\text{Fe}_2\text{TiO}_4 (1-x) \text{Fe}_3\text{O}_4$ [$1 \geq x \geq 0$]	-200 - 578	300	$10^2 - 10^7$
Hämatit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	675	500 - 1500	$10^2 - 10^3$
Maghemit	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	578 - 675	300	$10^5 - 10^7$
Goethit	$\alpha\text{-FeOOH}$	80 - 120	> 5000	10^3

Tab. 3: Einige Eigenschaften der wichtigsten im Unteren Buntsandstein auftretenden magnetischen Minerale (nach LOWRIE 1990, SOFFEL 1991).

590°C auf. Bei einer Temperatur von etwa -150°C, dem sog. VERWEY-Übergang (T_V) wird die kubische Struktur des Magnetits in eine monokline Struktur umgestellt. Die Koerzitivkraft, die korngroßen- und formabhängig ist, variiert zwischen 100 - 300 mT.

7.3.1.2 Titanomagnetit

Die Titanomagnetite bilden oberhalb von 800°C eine vollkommene Mischreihe mit den Endgliedern Magnetit und Ulvöspinell (Fe_2TiO_4). Längs der Mischreihe der Titanomagnetite ändern sich viele magnetische und strukturelle Eigenschaften kontinuierlich. So sinkt z.B. T_C mit wachsendem Ti^{4+} -Gehalt. Sie variiert je nach Zusammensetzung zwischen -200°C und 580°C. Die Titanomagnetite haben wie der Magnetit ein inverses Spinellgitter. Die allgemeine Formel lautet: $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$.

7.3.1.3 Hämatit

Hämatit ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) ist ein rhomboedrisches Mineral mit Korund-Struktur. Im antiferromagnetischen Hämatit sind beide Untergitter mit Fe^{3+} -Kationen besetzt. Aus einer leichten Abweichung der Spinnomente von der exakten Antiparallelstellung, der sogenannten „Spin-Verkantung“, resultiert beim Hämatit ein schwacher Ferrimagnetismus, der eine hohe Stabilität hat. Dem magnetischen Restmoment durch „Spin-Verkantung“ ist meist noch ein zusätzlicher Defektmoment variabler Intensität überlagert. Er entsteht durch Gitterfehler oder unmagnetische Fremdionen (z.B. Al^{3+}). Solche Defektmomente treten prinzipiell bei allen magnetischen Mineralen auf, wirken sich aber nur bei den schwach ferrimagnetischen Mineralen, wie Hämatit, substantiell aus. Die Curie-Temperatur von Hämatit liegt bei etwa 675°C . Unterhalb von etwa -10°C , dem sog. MORIN-Übergang, (T_M) verschwindet der Ferrimagnetismus zugunsten eines perfekten Antiferromagnetismus, bei dem kein Restmoment mehr auftritt. Die Koerzitivkraft von Hämatit hängt in starkem Maße von der Korngröße ab, mit einer Zunahme von wenigen 100 mT bei MD-Teilchen bis zu 1000 mT für SD-Teilchen.

7.3.1.4 Titanohämatit

Die Titanohämatite sind rhomboedrisch mit Korund-Struktur. Die allgemeine Formel lautet: $\text{Fe}_Y^{2+}\text{Fe}_{2-2Y}^{3+}\text{Ti}_Y^{4+}\text{O}_3$. Die Titanohämatite bilden im Temperaturbereich $>900^\circ\text{C}$ eine Mischreihe mit den Endgliedern Hämatit ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) und Ilmenit (FeTiO_3). Die Curie-Temperatur der Titanohämatit-Mischreihe sinkt mit zunehmendem Titangehalt.

7.3.1.5 Maghemit

Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) ist das vollständig oxidierte Äquivalent des Magnetits. Er hat eine inverse Spinell-Struktur. Die allgemeine Formel lautet: $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}_{5/3}^{3+}\square_{1/3}]\text{O}_4$. Maghemit ist ferrimagnetisch durch einen durchschnittlichen Überschuss von $2/3 \text{ Fe}^{3+}$ im B-Untergitter: $\text{Fe}_{8/3}\text{O}_4$. Die Curie-Temperatur ist schwierig zu bestimmen, da Maghemit oberhalb 400°C instabil wird und sich zu Hämatit umwandelt. Nach ÖZDEMIR & BANERJEE (1984) beträgt sie 645°C . Die Koerzitivkraft von Maghemit beträgt etwa 100 mT.

7.3.1.6 Titanomaghemit

Das Zusammensetzungsfeld der Titanomaghemite ist in Abb. 35 dargestellt. Einen wichtigen Eckpunkt dieses Feldes stellt der Maghemit dar. Titanomaghemite entstehen aus Titanomagnetiten durch Oxidation bei Temperaturen unter 300°C , wobei in Oktaederplätze des Spinellgitters Leerstellen entstehen. Mit zunehmender Maghemitisierung werden die Titanomaghemite mineralogisch immer instabiler und zerfallen zunehmend in die stabileren Formen Hämatit und Ilmenit. Die Curie-Temperatur steigt bei fortschreitender Maghemitisierung an.

7.3.2 Eisenoxihydroxide

Es gibt zwei Formen natürlich vorkommender Eisenoxihydroxide: Goethit ($\alpha\text{-FeOOH}$) und Lepidokrokit ($\gamma\text{-FeOOH}$). Sie dehydrieren zu Hämatit bei etwa $250 - 400^\circ\text{C}$. Der antiferromagnetische Goethit besitzt ähnlich Hämatit einen schwachen Ferrimagnetismus, der durch ein Defektmoment entsteht. Die Kristallstruktur von Goethit ist orthorhombisch, die Curie-Temperatur beträgt etwa $90 - 120^\circ\text{C}$. Goethit besitzt eine hohe Kristallanisotropie, woraus die hohe Koerzitivkraft von bis zu 3000 mT resultiert. Lepidokrokit mit einer T_C von -196°C ist bei Raumtemperatur paramagnetisch.

7.3.3 Eisensulfide

Pyrrhotin (Fe_{1-x}S) ist ein rhomboedrisches Mineral und besitzt ein Defektmoment aufgrund einer geregelten Anordnung der Fe^{2+} -Ionen in einem Untergitter. Die Curie-Temperatur von Pyrrhotin liegt bei etwa 320°C mit geringen Variationen je nach Zusammensetzung. Bei der Verwitterung ist Pyrrhotin sehr anfällig und wandelt sich in Magnetit, Hämatit und Pyrit um.

7.4 Remanente Magnetisierung

Vom Zeitpunkt der Entstehung bis zur Messung im Labor ist ein Gestein den unterschiedlichsten physikalischen und chemischen Prozessen (z.B. Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Tektonik, Magmatismus) unterworfen, die zu verschiedensten Arten des Remanenzserwerbs bzw. der Remanenzänderung führen können. Bei diesen Einflüssen werden im Normalfall immer nur Teile der magnetischen Minerale erfasst, z.B. bestimmte

Korngrößenbereiche oder nur spezielle Minerale. Aufgabe im Paläomagnetismus ist es, diese komplexe NRM mit Hilfe der verschiedenen Untersuchungsmethoden zu analysieren, um die Richtung und Intensität der Anteile einzelner Remanenztypen an der NRM zu entschlüsseln. Nach ihrer Entstehungsgeschichte unterscheidet man verschiedene Arten der remanenten Magnetisierung.

7.4.1 Sedimentationsremanenz (DRM), Postsedimentationsremanenz (PDRM)

Wenn magnetische Teilchen bei Anwesenheit eines äußeren Feldes sedimentieren, so werden sie durch die einregelnde Wirkung so ausgerichtet, dass ihre magnetischen Momente im Mittel in Richtung des äußeren Feldes zeigen (IRVING & MAJOR 1964, KING 1955, VEROSUB 1977). Nicht kugelförmige Partikel legen sich in der Regel flach auf die Sedimentationsfläche und verfälschen daher die Inklination zu kleineren Werten hin. Bei der DRM tritt daher ein von der geomagnetischen Breite abhängiger sogenannter Inklinationsfehler (KING 1955) auf. Durch Kompaktion im Zuge der Diagenese kann dieser Effekt noch verstärkt werden, wobei der Inklinationsfehler aber im allgemeinen kleiner als 10° ist.

Man nimmt an, dass bei der Sedimentation von magnetischen Partikeln nur die grobkörnige Fraktion mehr oder weniger sofort nach ihrer Einregelung durch das Erdmagnetfeld im Sediment mechanisch fixiert. Die kleineren Teilchen können im Porenraum durch die thermische Agitation oder auch durch die Porenwasserzirkulation in Bewegung gehalten werden. Erst infolge der diagenetischen Verfestigung des Sediments in Verbindung mit der Schließung des Porenraums wird auch diese Kornfraktion fixiert und ihre magnetischen Momente werden „eingefroren“. Man bezeichnet diesen Magnetisierungstyp als Postsedimentationsremanenz (VEROSUB 1977, PAYNE & VEROSUB 1982). Die PDRM zeigt im Gegensatz zur DRM keinen Inklinationsfehler.

7.4.2 Chemische remanente Magnetisierung (CRM)

Entsteht ein magnetisches Mineral durch einen chemischen Prozess oder durch eine Phasenumwandlung und wächst in einem Magnetfeld bei Temperaturen unterhalb T_C heran, so erwirbt es eine CRM. In Gesteinen kann eine CRM bei Oxidations- bzw. Reduktionsprozessen, bei Rekristallisationen, chemischer Ausscheidung oder Entmischung der magnetischen Mineralkomponente entstehen – soweit diese Prozesse unterhalb T_C ablaufen. Entsprechend ist in fast allen Gesteinen zu einem gewissen Anteil auch eine CRM vorhanden und trägt zur Gesamtmagnetisierung bei. Eine CRM bildet sich häufig im Zuge der Verwitterung aus und wird insbesondere durch die Minerale Hämatit, Maghemit und Goethit getragen. Bei Karbonatgesteinen ist häufig sekundär gebildeter Goethit sowie Greigit (Fe_3S_4) Träger einer CRM (SOFFEL 1991).

In klastischen Rotsedimenten ist eine CRM besonders häufig ausgebildet und überwiegend an Hämatit gebunden (COLLINSON 1974). Der Zeitpunkt dieser Umwandlung und des Erwerbs der CRM ist eine wichtige Frage, die in den letzten drei Jahrzehnten sehr kontrovers diskutiert wurde (z.B. BUTLER 1992: 197-203). Aus Sicht der Magnetostratigraphie erfolgt der Remanenzwerb im günstigsten Fall syndimentär-frühdiagenetisch, so dass eine Verwendung der Ergebnisse für die Magnetostratigraphie möglich ist. Es hat sich gezeigt, dass es sowohl brauchbare als auch unbrauchbare Resultate aus klastischen Rotsedimenten gibt (z.B. TURNER et al. 1989).

7.4.3 Viskose remanente Magnetisierung (VRM), isothermale remanente Magnetisierung (IRM)

Ist eine Gesteinsprobe über längere Zeit einem schwachen Feld, wie dem Erdmagnetfeld ausgesetzt, so kann sie eine VRM in Richtung dieses Feldes erwerben (DUNLOP 1973, WALTON 1983). Träger dieser Remanenz sind besonders „weichmagnetische“ Teilchen – solche mit einer geringen Koerzitivkraft – bei denen „Wandverschiebungsprozesse“ leicht ablaufen. Da die VRM in der Regel eine nur sehr geringe Stabilität aufweist, ist sie durch Abmagnetisierungsverfahren leicht zu entfernen. Bei den paläomagnetischen Untersuchungen stellt die VRM ein Störsignal dar. Der in Rotsedimenten auftretende Hämatit-Anteil ist oft so feinkörnig, dass sich die Teilchen im superparamagnetischen oder SD-Zustand befinden und häufig eine intensive VRM in Richtung des heutigen Erdmagnetfelds besitzen (SOFFEL 1991).

Während eine VRM in schwachen Feldern entsteht, bezeichnet man eine bei hohen Feldstärken innerhalb kurzer Zeit erzeugte künstliche Remanenz als isothermale remanente Magnetisierung (IRM). Zu den gesteinsmagnetischen Untersuchungen gehört die systematische Erzeugung einer IRM mit dem Ziel, die magnetischen Phasen anhand ihrer spezifischen IRM-Akquisitionsraten und Koerzitivkraft zu identifizieren (Kap. 8.2.2). Auch auf natürlichem Wege kann eine IRM infolge von Blitzschlag entstehen.

8 Methoden (Gesteins- und paläomagnetische Untersuchungen)

8.1 Probenahme

Die untersuchten Profile wurden mit einem stratigraphischen Abstand von 0,5 - 2 m beprobt. Die Probenahme wurde mit einem Handbohrgerät durchgeführt, mit dem Gesteinszylinder mit einem Durchmesser von 2,54 cm (= 1 inch) und maximal 10 cm Länge erbohrt werden können. Von jeder Probe wurde die Orientierung im Raum der Bohrlochlängsachse bzw. der Längsachse des Probezylinders und der jeweilige Schichtlagerungswert mit einem Geologenkompass eingemessen. Mit Hilfe dieser Werte kann die ermittelte Magnetisierungsrichtung auf die ursprüngliche Schichtlagerung (geographische und tektonische Korrektur) bezogen werden. In den unorientierten Kernen der Bohrung Schlierbachswald 4 wurde die Probenahme parallel zur Schichtung durchgeführt. Die entnommenen Gesteinszylinder wurden nach der Probenahme im GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM auf eine Länge von 2,2 cm gesägt und mit den Aufschlussinitialen sowie einer fortlaufenden Nummer versehen.

8.2 Gesteinsmagnetische Untersuchungen

8.2.1 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität (κ) ist ein Maß, mit dem sich die Magnetisierbarkeit einer Probe festlegen lässt. Definiert als Quotient aus induzierter Magnetisierung und Stärke des einwirkenden Feldes, ist sie abhängig von Art, Konzentration, Kornform und insbesondere von Größe der Mineralkörner (Abb. 36). Die Messung der Suszeptibilität erfolgte mit einer KLY-2 Kappabridge der Firma GEOFYZIKA BRNO. Das magnetische Moment einer Gesteinsprobe erzeugt in einer Wechselstrombrücke eine Verstimmung, deren automatischer Ausgleich das Messsignal liefert (JELINEK 1973).

Bei der thermischen Abmagnetisierung der NRM wurde nach jedem Temperaturschritt die Suszeptibilität gemessen, um eventuelle Mineralumwandlungen in der Gesteinsprobe während des Heizvorgangs feststellen zu können (DUNLOP 1974).

8.2.2 Isothermale remanente Magnetisierung (IRM)

Die IRM wurde mit einem 2G ENTERPRISES 660 Pulsmagnetisierer (Maximalfeld 2,7 T) aufgebracht. Die Messung der Intensität der IRM erfolgte mit einem MOLYNEUX Minispin Fluxgate Magnetometer. Eine repräsentative Anzahl der Proben unter Berücksichtigung aller Gesteinstypen wurde schrittweise mit Feldern von 10, 20, 40, 60, 80, 100, 120, 160, 200, 250, 300, 350, 400, 500, 650, 800, 1000, 1200, 1500, 1900, 2300 und 2700 mT entlang der positiven z-Achse aufmagnetisiert. Die Ergebnisse werden als sogenannte IRM-Erwerbsskurven dargestellt. Hierbei wird die auf das höchste gewählte Feld von 2700 mT normierte Intensität der IRM als Funktion des in den oben genannten Schritten angelegten Magnetfelds aufgetragen. Anhand des Verlaufs der sogenannten IRM-Erwerbsskurven lassen sich Aussagen über die Zusammensetzung der magnetischen Fraktion im Sediment treffen. Der Vorteil dieser Methode liegt darin, dass man die magnetischen Minerale sehr schnell bestimmen kann, auch dann noch, wenn sie in einer hohen Verdünnung in der Gesteinsprobe auftreten.

Das Prinzip, das man sich zur Identifikation der magnetischen Minerale zunutze macht, ist die unterschiedliche Feldstärke, bei der die einzelnen Minerale ihre Sättigungsremanenz erlangen, die wiederum von der Koerzitivkraft abhängt. Eine geringe Koerzitivkraft hat eine Sättigung bei niedrigen Feldstärken zur Folge. Dies trifft besonders für (Titano-)Magnetit zu, der schon in Feldern von 100 - 300 mT die Sättigung erreicht. Minerale mit niedriger Koerzitivkraft werden auch als weichmagnetisch bezeichnet. Hämatit und Goethit haben aufgrund ihrer höheren Koerzitivkraft Sättigungsremanenzen von 300 - 600 mT bzw. mehr als 1000 mT. Sie werden als hartmagnetische Minerale gekennzeichnet.

Zur Bestimmung des Anteils der hochkoerzitiven magnetischen Minerale Hämatit und Goethit wurde bei einer repräsentativen Anzahl von Proben (10%) der verschiedenen Gesteinstypen nach Aufprägen der Magnetisierung bei 2700 mT einem Feld von 300 mT in entgegengesetzter Richtung (-z) ausgesetzt. Der Anteil der hochkoerzitiven Fraktion kann mit dem Verhältnis s-Ratio = $\frac{1}{2} (1 - \text{IRM}_{0,3T} / \text{SIRM}_{2,7T})$ abgeschätzt werden, wobei die Werte von 0 für reinen Hämatit und Goethit bis 1 für reinen Magnetit (BLOEMENDAL et al. 1992) variieren.

Mit den IRM-Erwerbsskurven erhält man Informationen über die Verteilung der Koerzitivkräfte in den Gesteinsproben, die für die weiteren paläomagnetischen Untersuchungen von großer Bedeutung sind. Hochkoerzitive Minerale wie Hämatit und Goethit können nur thermisch ausreichend abmagnetisiert werden. Gesteinsproben die

überwiegend Magnetit oder Titanomagnetit enthalten können auch im Wechselfeld entscheidend abmagnetisiert werden. Weitere Informationen zur Analyse von IRM-Erwerbskurven sind bei DUNLOP (1972), HELLER (1978) sowie LOWRIE & HELLER (1982) zu entnehmen.

8.3 Paläomagnetische Untersuchungen

8.3.1 Wechselfeld-Abmagnetisierung

Die NRM wurde mit einem vollautomatischen DC-SQUID 2G ENTERPRISES 755 SRM Kryogenmagnetometer mit integriertem triaxialem Wechselfeldentmagnetisierer gemessen. Bei der Abmagnetisierung im Wechselfeld können die einzelnen Bestandteile der NRM nach ihrer Koerzitivkraft getrennt werden. Ein einwirkendes Wechselfeld entblockt die magnetischen Momente entsprechend ihrer Koerzitivkraft. Dieser Vorgang wird mit einer sukzessive erhöhten Maximalamplitude wiederholt. Die Abmagnetisierung erfolgte in den Schritten: 0 (NRM), 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 65, 80 und 100 mT. Nach jedem Schritt wurde die verbleibende Remanenz gemessen. Magnetische Minerale mit sehr hohen Koerzitivkräften, wie Hämatit und Goethit, können im Wechselfeld nicht ausreichend abmagnetisiert werden. Die Wechselfeld-Abmagnetisierung führte nur bei den grauen (Kalk-)Sandsteinen sowie den grauen oolithischen Kalksteinen (graue Proben), die niedrigkoerzitive Minerale, wie Titanomagnetit und Magnetit führen, zu guten Ergebnissen.

8.3.2 Thermische Abmagnetisierung

Die thermische Abmagnetisierung dient zur Untersuchung von Gesteinsproben, die hochkoerzitive magnetische Minerale führen und durch die Wechselfeld-Abmagnetisierung nicht ausreichend abmagnetisiert werden können. Dies trifft auf die bearbeiteten rotbraunen Sandsteine (rote Proben) zu. Mit der thermischen Abmagnetisierung können die einzelnen Bestandteile der NRM entsprechend ihrer Blockungstemperatur (T_B) isoliert werden. Beim Überschreiten der T_B werden deren magnetische Momente statistisch verteilt, so dass deren remanente Magnetisierung verloren geht.

Zur thermischen Abmagnetisierung wurden zwei unterschiedliche Gerätekombinationen verwendet. Ein Teil der Proben wurde mit einem im MAVACS (Magnetic Vacuum Control System) positionierten unmagnetischen Ofen thermisch abmagnetisiert und die verbleibende Remanenz mit dem Rotationsmagnetometer JR5A der Firma AGICO ermittelt. Die anderen Proben wurden im abgeschirmten Ofen MMTD 1 der Firma MAGNETIC MEASUREMENTS thermisch abmagnetisiert. Die Remanenz wurde mit dem vollautomatischen DC-SQUID 2G ENTERPRISES 755 SRM Kryogenmagnetometer ermittelt.

Die Abmagnetisierungsergebnisse der beiden verwendeten Verfahren zeigen keine markanten gerätespezifischen Unterschiede. Je nach Gesteinstyp bzw. magnetischem Mineralgehalt wurde die Abmagnetisierung in 8 bis maximal 14 Temperaturschritten durchgeführt. Die höchste zur Abmagnetisierung verwendete Temperatur beträgt 685°C.

8.4 Bestimmung der charakteristischen remanenten Magnetisierung (ChRM)

Als ChRM bezeichnet man die Magnetisierungsrichtung, die man nach Entfernen der sekundär erworbenen Remanenzen als signifikant (primär) für die untersuchte Probe erachtet. Die Richtung der ChRM wurde durch die Analyse der bei der Abmagnetisierung getrennten Remanenzkomponenten x, y und z bestimmt. Die resultierenden Vektoren der ChRM wurden gemittelt. Das benutzte Verfahren basiert auf der FISHER-Statistik (FISHER 1953, SOFFEL 1991). Grundlage der ChRM-Bestimmung waren immer mindestens drei aufeinander folgende Abmagnetisierungsschritte.

Die vektorielle Darstellung der Richtungsänderungen der NRM während der Abmagnetisierung geschieht mit Hilfe von orthogonalen Diagrammen (abgewandelte ZIJDERVELD-Diagramme) sowie Stereogrammen. Die von ZIJDERVELD (1967) entwickelte Methode ermöglicht die Darstellung der Richtungen und der Intensität einer schrittweise abmagnetisierten Gesteinsprobe in einem rechtwinkligen Koordinatensystem. Hierzu werden in einem Diagramm die X-Komponente (Nordkomponente) des Remanenzvektors gegen die Y-Komponente (Ostkomponente) zur Darstellung der Deklination und in einem weiteren abgewandelten Diagramm die Z-Komponente (Vertikalkomponente) gegen die durch die X- und Y-Komponente aufgespannte XY-Ebene (H-Richtung) zur Darstellung der Inklination aufgetragen. Anhand dieser Diagramme ist es möglich, die Zerstörung der NRM durch die Abmagnetisierungsverfahren schrittweise zu verfolgen sowie die sukzessive entfernten Remanenzkomponenten verschiedenen Koerzitivkräften bzw. Blockungstemperaturen zuzuordnen. Bei nur einer

Richtungskomponente hat der Vektor einen in den Ursprung des Koordinatensystems gerichteten linearen Verlauf. Bei mehreren Magnetisierungskomponenten können ebenso viele verschieden orientierte Teilgeraden in den Diagrammen erkannt werden. Je größer die Überlappung der Blockungstemperatur- bzw. Koerzitivkraftbereiche der einzelnen Remanenzträger in einer Gesteinsprobe ist, desto mehr werden aus den Teilgeraden gekrümmte Linien.

In flächentreuen stereographischen Projektionen können sowohl die durch schrittweise Abmagnetisierung entfernten Remanenzanteile (Differenzvektoren) als auch die noch verbliebenen Anteile der Restremanenz betrachtet werden. In den Stereogrammen werden die Deklination im Uhrzeigersinn von 0° - 360° , die Inklination von außen (0°) nach innen (90°) aufgetragen. Positive Inklinationswerte werden mit einem geschlossenen, negative Werte mit einem offenen Symbol gekennzeichnet.

Die erwartete primäre Magnetisierungsrichtung (ChRM) für söhlig gelagerte Gesteine aus dem Zeitraum höchstes Oberperm - Untertrias im Untersuchungsgebiet bei einem normal polarisierten Erdmagnetfeld hat einen Deklinationswert von etwa 020° und einen positiven Inklinationswert von etwa $+25^\circ$ (VAN DER VOO & FRENCH 1974, VAN DER VOO 1993, MUTTONI et al. 1996). Bei einem invers polarisierten Erdmagnetfeld entspricht dies einem Deklinationswert von etwa 200° und einem zugehörigen negativen Inklinationswert von etwa -25° . BERES & SOFFEL (1985) geben einen mittleren Deklinationswert von $025,5^\circ$ und einen mittleren Inklinationswert von $+26^\circ$ an. Die erwartete (sub)rezente Magnetisierungsrichtung im Untersuchungsgebiet hat einen Deklinationswert von 000° bei einem zugehörigen positiven Inklinationswert von $+67^\circ$.

Im Stereogramm wurden Sektoren für eine primäre normale und eine primäre inverse Polarität definiert. Proben mit einem Deklinationswert von $020^\circ \pm 30^\circ$ sowie einem Inklinationswert von $+25^\circ \pm 15^\circ$ gelten als normal polarisiert. Solche mit einem Deklinationswert von $200^\circ \pm 30^\circ$ und einem Inklinationswert von $-25^\circ \pm 15^\circ$ gelten als invers polarisiert. Davon abweichende sowie (sub)rezent magnetisierte Proben wurden für die Magnetostratigraphie nicht genutzt.

9 Gesteinsmagnetische Ergebnisse

Von einer repräsentativen Anzahl an Proben (10%) wurden unter Berücksichtigung aller auftretenden Gesteinstypen IRM-Erwerbskurven erstellt (Kap. 8.2.2). Anschließend wurden die Proben thermisch abmagnetisiert. Mit Hilfe des Verlaufs der IRM-Erwerbskurven sowie der thermischen Abmagnetisierungskurven können die in den verschiedenen Gesteinstypen auftretenden magnetischen Minerale anhand ihrer charakteristischen Koerzitivkraft bzw. ihrer Blockungstemperatur identifiziert werden. Im Folgenden werden die Unterschiede im magnetischen Mineralbestand der verschiedenen Gesteinstypen des Unteren Buntsandsteins anhand typischer Beispiele erläutert.

In Abb. 38a sind die Ergebnisse einer unverwitterten grauen (TL₁₆) und einer verwitterten gelbgrauen (WE₆) oolithischen Kalksteinprobe dargestellt. Der Verlauf der IRM-Erwerbskurve der Probe TL₁₆ zeigt einen steilen Anstieg und eine vollständige Sättigung bei etwa 300 mT an. Diese niedrige Koerzitivkraft deutet auf das weichmagnetische Mineral Magnetit hin. Die in der Literatur angegebenen Sättigungsremanenzwerte für Magnetit variieren korngößenabhängig zwischen 50 - 300 mT (COLLINSON 1983, O'REILLY 1984, MAHER 1988, PETERS & THOMPSON 1998). Nach Sättigung der weichmagnetischen Komponente ist bis zum höchsten angelegten Feld von 2700 mT kein weiterer Anstieg der IRM-Erwerbskurve mehr festzustellen. Die Probe TL₁₆ enthält demnach keine hochkoerzitiven Minerale. Der Verlauf der auf 1 normierten Intensität der zugehörigen thermischen Abmagnetisierungskurve (AK) zeigt eine Komponente mit einer maximalen Blockungstemperatur von etwa 590°C an. Je nach Zusammensetzung weisen natürliche Magnetite eine T_C von 570 - 590°C auf (SOFFEL 1991). Durch die Kombination von IRM-Erwerbskurve und thermischer Abmagnetisierungskurve lässt sich demnach Magnetit eindeutig als Hauptremanenzträger in den unverwitterten Kalksteinen identifizieren.

Die in Abb. 38a dargestellte Probe WE₆ ist charakteristisch für verwitterte graugelbe oolithische Kalksteine. Der Verlauf der IRM-Erwerbskurve weicht deutlich von dem der Probe TL₁₆ ab. Nach einem anfänglich steilen Anstieg verflacht die Kurve oberhalb von 200 mT. Bis zur höchsten angelegten Feldstärke folgt ein weitgehend linearer Anstieg. Die Probe enthält demzufolge ein magnetisches Mineral, das bei etwa 200 mT gesättigt ist, sowie eine hartmagnetische Komponente, die auch bei 2700 mT keine Sättigung erreicht. Bei der weichmagnetischen Komponente handelt es sich um Magnetit, was durch die maximale Blockungstemperatur von etwa 590°C in der zugehörigen AK bestätigt wird. Der Kurvenverlauf zeigt darüber hinaus eine zweite Komponente mit einer maximalen Blockungstemperatur von etwa 100°C an. Bei diesem hochkoerzitiven Mineral handelt es sich um Goethit, dessen Blockungstemperatur etwa 80 - 120°C beträgt (HEDLEY 1971, SOFFEL 1991). Die maximale Koerzitivkraft von Goethit wird mit > 5000 mT angegeben (LOWRIE 1990). In den verwitterten graugelben Kalksteinen treten demnach zwei magnetische Minerale auf.

Die in Abb. 38b dargestellte graue Dolomitsteinprobe CW₁ zeigt einen für Magnetit charakteristischen Verlauf sowohl der IRM-Erwerbskurve mit einer Sättigung bei 200 mT als auch der Abmagnetisierungskurve mit einer maximalen Blockungstemperatur von etwa 590°C.

Die bearbeiteten Sandsteinproben lassen sich in zwei Gruppen unterteilen. Die Proben TL₂₆ und NS₈₃ sind signifikant für die untersuchten grauen Sandsteine und Kalksandsteine (Abb. 38c). In beiden IRM-Erwerbskurven können mindestens zwei magnetische Minerale identifiziert werden. Bei der ersten Komponente, die bei etwa 300 mT gesättigt ist, handelt es sich um Magnetit. Dies wird durch den Knick im Verlauf der AK bei etwa 580°C bestätigt. Das zweite hochkoerzitive Mineral, das zwischen 500 - 1500 mT die Sättigung erfährt, deutet auf Hämatit hin. In der Literatur werden Sättigungsremanenzen von 300 - 1500 mT für Hämatit angegeben (O'REILLY 1984, LOWRIE 1990, DUNLOP & ÖZDEMİR 1997). Die Curie-Temperatur von Hämatit beträgt 675°C (O'REILLY 1984). In beiden Abmagnetisierungskurven lässt sich eine Blockungstemperatur zwischen 670 - 680°C ausmachen. Die IRM-Erwerbskurve der Probe NS₈₃ erreicht beim höchsten angelegten Feld von 2700 mT nicht die vollständige Sättigung. In dieser Probe ist vermutlich auch Goethit enthalten, der auch in der zugehörigen AK mit einer Blockungstemperatur von etwa 90°C identifiziert werden kann.

Die in Abb. 38d dargestellte Probe BL₆₉ ist typisch für die untersuchten braunen und rotbraunen Sandsteine. Sowohl durch den Verlauf der IRM-Erwerbskurve, mit einer Sättigung bei etwa 1000 mT, als auch anhand des Intensitätsverlusts der Abmagnetisierungskurve, mit einer maximalen Blockungstemperatur von etwa 680°C, lässt sich Hämatit als Remanenzträger identifizieren. Des Weiteren tritt wiederum Goethit mit seiner charakteristischen Curie-Temperatur von etwa 90°C auf.

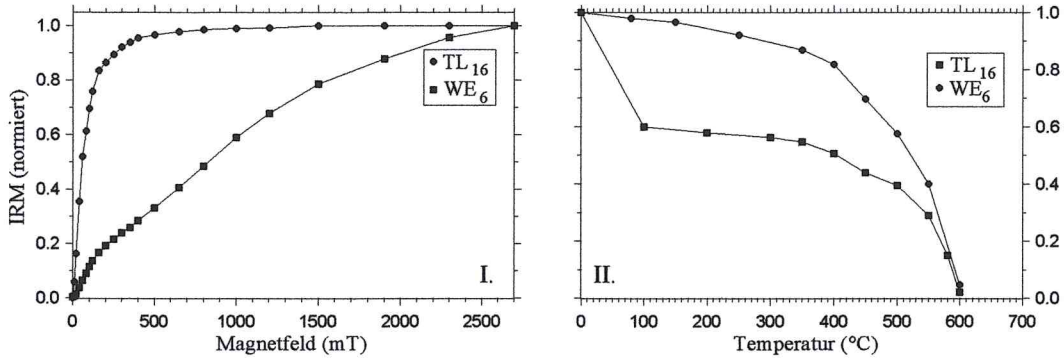


Abb 38a: Typische IRM-Erwerbskurve (I.) und thermische Abmagnetisierungskurve (II.) für unverwitterte, graue sowie verwitterte gelbe oolithische Kalksteine.

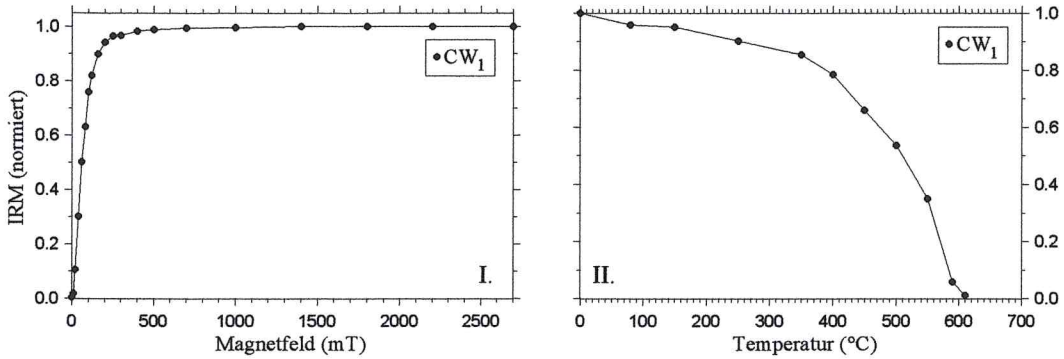


Abb 38b: Typische IRM-Erwerbskurve (I.) und thermische Abmagnetisierungskurve (II.) für graue Dolomitsteine (Plattendolomit, Ca3).

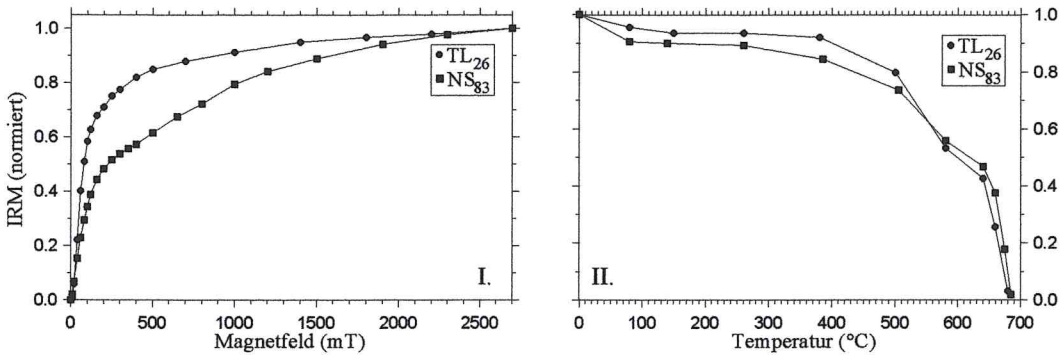


Abb 38c: Typische IRM-Erwerbskurve (I.) und thermische Abmagnetisierungskurve (II.) für graue Sandsteine und Kalksandsteine.

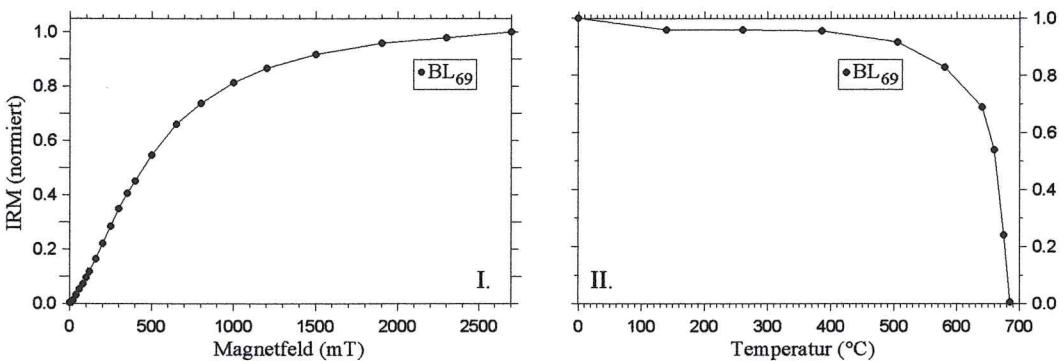


Abb 38d: Typische IRM-Erwerbskurve (I.) und thermische Abmagnetisierungskurve (II.) für rotbraune Sandsteine

Nach der Methode von THOMPSON & OLDFIELD (1986) lässt sich durch das Verhältnis von Sättigungsremanenz (SIRM) zu magnetischer Volumenssuszeptibilität (κ) eine Unterscheidung zwischen Magnetit und Hämatit treffen (Abb. 39). Während die SIRM-Werte der oolithischen Kalksteine und grauen (Kalk-)Sandsteine zwischen 100 - 2000 mA m^{-1} variieren, liegen die Werte der rotbraunen Sandsteine mit 2000 - 10000 mA m^{-1} deutlich höher. Die für die oolithischen Kalksteine und die (Kalk-)Sandsteine ermittelten SIRM/ κ -Werte variieren um den für Magnetit typischen Wert von 10 kA m^{-1} . Die Werte der rotbraunen Sandsteine liegen zwischen 10 - 1000 kA m^{-1} . Da die IRM-Erwerbskurven der meisten Sandsteinproben bei 2700 mT aber nicht die vollständige Sättigung erreichen, sind die wahren SIRM-Werte vermutlich deutlich höher, woraus eine Annäherung der SIRM/ κ -Werte an den für Hämatit typischen Wert von 1000 kA m^{-1} resultieren würde.

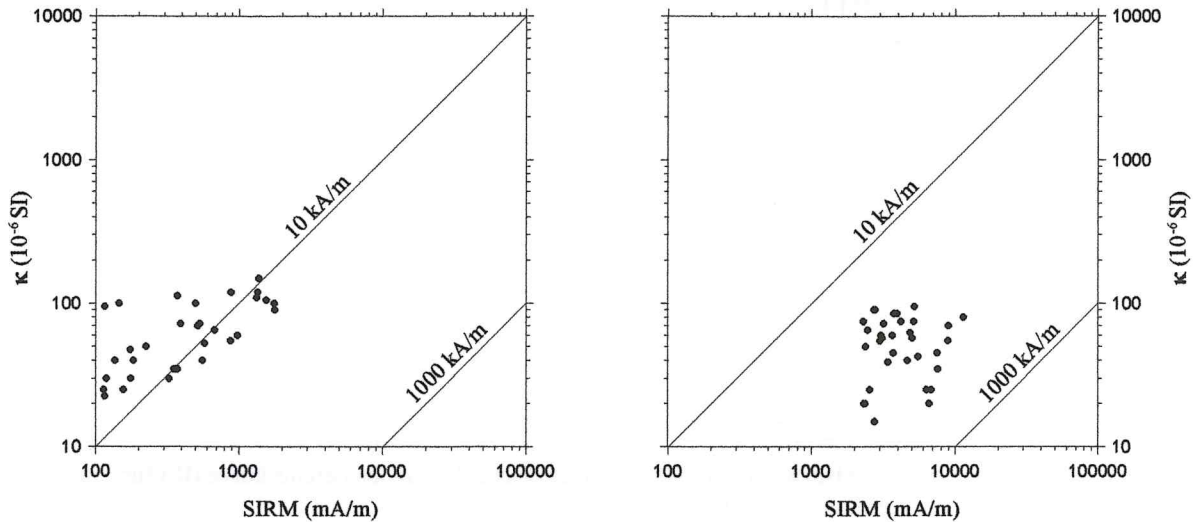


Abb. 39a, b: Das Verhältnis von Sättigungsremanenz (SIRM) zu magnetischer Volumenssuszeptibilität (κ) von a: grauen oolithischen Kalkstein- sowie Kalksandstein-Proben und b: rotbraunen Sandstein-Proben.

10 Paläomagnetische Ergebnisse

10.1 NRM-Intensität, Suszeptibilität

Vor den Experimenten zur Bestimmung der charakteristischen remanenten Magnetisierung (ChRM) wurde von allen Gesteinsproben die Stärke der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) ermittelt. Die NRM-Intensität der Sedimentgesteine wird grundsätzlich von fünf Faktoren bestimmt, der Konzentration der magnetischen Minerale im Sediment, der Art der Remanenzträger, ihrer Korngröße sowie der vektoriellen Orientierung der Remanenzkomponenten und der Stärke des herrschenden Erdmagnetfelds.

Während die NRM-Intensitäten der grauen (Kalk-)Sandsteine und der grauen oolithischen Kalksteine (graue Proben) zwischen $0,1 \times 10^{-3} - 2 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$ variieren, liegen sie bei den rotbraunen Sandsteinen (rote Proben) mit $2 \times 10^{-3} - 21 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$ deutlich höher. Die Suszeptibilitätswerte der NRM variieren abhängig von der Art und Konzentration der magnetischen Minerale zwischen $10 - 250 \times 10^{-6} \text{ SI}$ (Système International d'Unités).

Von den im Rahmen der Untersuchungen entnommenen 1056 Gesteinsproben wurden 889 Proben abmagnetisiert (die Teufen der in den Profilen entnommenen Proben sind der beigefügten Diskette zu entnehmen). Mit Hilfe der NRM-Intensitäten sowie der gesteinsmagnetischen Ergebnisse erhält man Information, die für die Wahl der geeigneten Abmagnetisierungsverfahren von großer Bedeutung sind. Die grauen Proben mit ihren geringen NRM-Werten enthalten niedrigkoerzitive magnetische Minerale wie Titanomagnetit und Magnetit, die sowohl im Wechselfeld als auch thermisch abmagnetisiert werden können. Die roten Proben mit ihren hohen NRM-Intensitäten führen hochkoerzitive magnetische Minerale wie Hämatit und Goethit, die sich nur thermisch hinreichend abmagnetisieren lassen.

10.2 Abmagnetisierungsergebnisse

Im Rahmen der paläomagnetischen Untersuchungen wurden 730 Gesteinsproben thermisch und 159 Proben im Wechselfeld abmagnetisiert (die Rohdaten aller abmagnetisierten Proben sind der beigefügten Diskette zu entnehmen). Bei der überwiegenden Zahl der Proben tragen zwei Richtungskomponenten zur NRM bei. Im Folgenden sollen die Abmagnetisierungsergebnisse anhand einiger signifikanter Beispiele näher erläutert werden.

Mit Hilfe der Resultate der thermisch abmagnetisierten rotbraunen Sandsteinprobe NB₁₁ (Abb. 40) lassen sich zwei Magnetisierungskomponenten unterscheiden. Die Intensität der NRM beträgt $3,72 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Die Komponente A ist bei etwa 200°C entfernt (Abb. 40e). Bei dieser Temperatur hat die Probe etwa 45% der Intensität verloren. Oberhalb von 200°C verflacht die Kurve, bis zwischen 640 und 670°C ein erneuter Anstieg auftritt. Bei der höchsten gewählten Temperatur von 670°C ist die Komponente B vollständig abmagnetisiert. Die beiden Komponenten lassen sich also anhand ihrer charakteristischen Blockungstemperaturen unterscheiden. Während das Blockungstemperaturintervall der Komponente A zwischen 80 - 200°C liegt und auf Goethit als Remanenzträger hinweist, deutet das Temperaturintervall der Komponente B von 640 - 670°C auf Hämatit hin. Diese Annahme wird durch die gesteinsmagnetischen Ergebnisse der Probe bestätigt. Die IRM-Erwerbsskurve zeigt einen für Hämatit typischen Verlauf. Für die Anwesenheit von Goethit spricht, dass bei den höchsten gewählten Feldstärken noch keine vollständige Sättigung erreicht wird.

Im Stereogramm der Differenzvektoren (Abb. 40b) lassen sich die zwei Komponenten anhand ihrer Magnetisierungsrichtungen gut unterscheiden. Die Richtung der Komponente A hat einen steilen positiven Inklinationswert von etwa +60° bei einem Deklinationswert von etwa 005°. Es handelt sich um eine von Goethit getragene (sub)rezente Magnetisierung in Richtung des heutigen Erdmagnetfelds der Beprobungslokation. Die Richtung der Komponente B hat einen deutlich flacheren positiven Inklinationswert um +30°. Der zugehörige Deklinationswert beträgt etwa 025°. Diese Magnetisierung ist typisch für die Magnetisierungsrichtung triassischer Gesteine Mitteleuropas (Deklination: 020°, Inklination etwa $\pm 25^\circ \pm 15^\circ$) und wird als primäre Magnetisierung (ChRM) während eines normal polarisierten Erdmagnetfelds interpretiert. Träger dieser Magnetisierungsrichtung in der Probe NB₁₁ ist Hämatit. Der Verlauf des Restremanenzvektors (Abb. 40a) zeigt eine auffallende Richtungsstabilität. Im Zuge der thermischen Abmagnetisierung nimmt der Inklinationswert geringfügig von +40° auf etwa +25° ab.

Auch in den modifizierten ZIJDERVELD-Diagrammen (Abb. 40c-d) lassen sich die beiden Komponenten anhand ihrer charakteristischen Magnetisierungsrichtung trennen. In beiden Diagrammen lassen sich zwei Teilgeraden

unterscheiden. Die der Komponente A zugehörige Teilgerade hat einen steilen positiven mittleren Inklinationswert von etwa $+60^\circ$ (Abb. 40d). Der Deklinationswert der Komponente A weist in Richtung Norden und beträgt etwa 005° (Abb. 40c). Die der Komponente B entsprechende Teilgerade weist einen geradlinigen Verlauf in den Koordinatenursprung auf (Abb. 40d). Der mittlere Inklinationswert dieser Komponente ist mit etwa $+25^\circ$ deutlich flacher. Der Deklinationswert beträgt etwa 020° (Abb. 40c). Die zugehörige Teilgerade B verläuft im spitzen Winkel zur H-Achse in Richtung Koordinatenursprung.

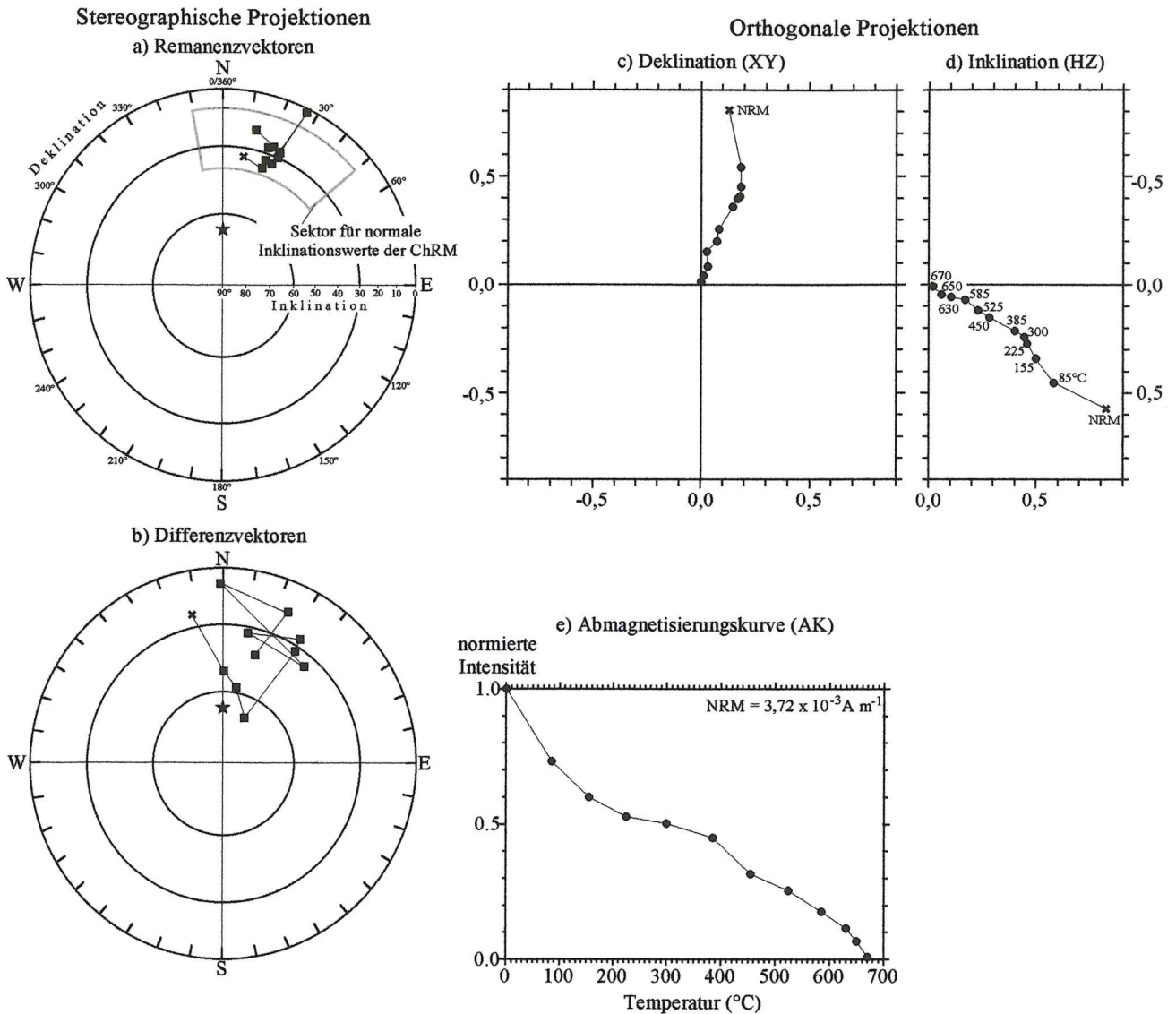


Abb. 40: Thermisch abmagnetisierte rotbraune Feinsandstein-Probe NB₁₁ aus dem Aufschluss ehem. Tongrube bei Nelben.

Legende gilt für die Abb. 40 - 47:

- ★ = Deklination und Inklination des rezenten Erdmagnetfelds in Mitteldeutschland
- = positiver Inklinationswert
- = negativer Inklinationswert

Die thermische Abmagnetisierung der rotbraunen Sandsteinprobe NB₂₁ führt zu sehr ähnlichen Ergebnissen (Abb. 41). Auch hier lassen sich zwei Magnetisierungskomponenten unterscheiden. Während die Richtung der Komponente A zwischen 80 - 150°C entfernt ist, liegt das Blockungstemperaturintervall der Komponente B zwischen 380 - 670°C (Abb. 41e). Im Stereogramm der Differenzvektoren (Abb. 41b) und in den abgewandelten ZUIDERVELD-Diagrammen (Abb. 41c-d) lassen sich beide Magnetisierungsrichtungen deutlich voneinander trennen. Im Stereogramm der Restremanenzvektoren (Abb. 41a) nimmt die Inklination sukzessive von +30° auf einen stabilen Endpunkt von etwa +20° ab. Die NRM-Intensität der Probe NB₂₁ beträgt $5,31 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$.

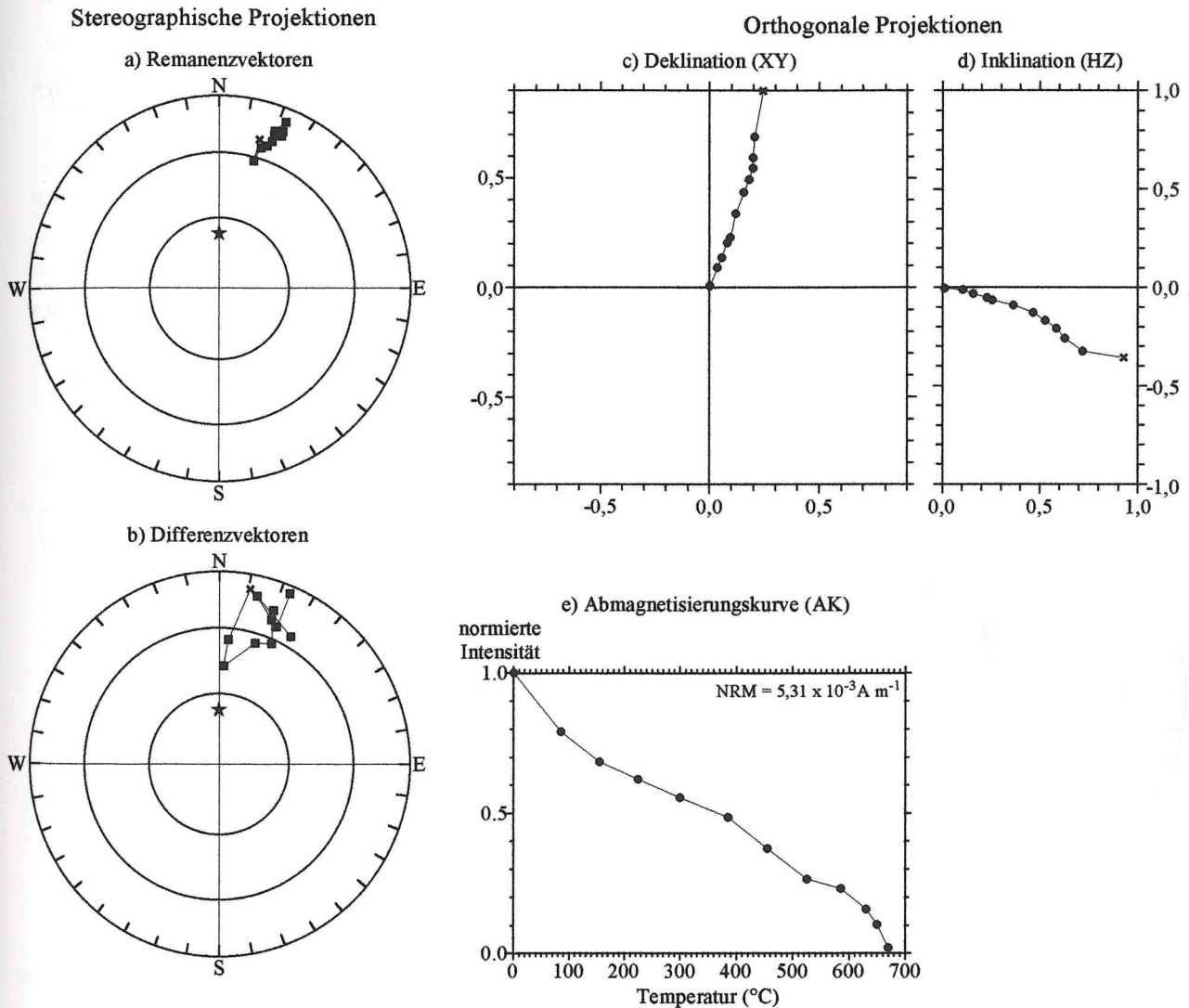


Abb. 41: Thermisch abmagnetisierte rotbraune Feinsandstein-Probe NB₂₁ aus dem Aufschluss ehem. Tongrube bei Nelben.

Auch die NRM der Gesteinsprobe BL₇₁ setzt sich aus zwei Magnetisierungskomponenten zusammen (Abb. 42). Wie aus dem Verlauf der Abmagnetisierungskurve hervorgeht (Abb. 42e), sind bei 600°C nur etwa 30% der Intensität der NRM entfernt. Zwischen 640 und 680°C werden weitere 60% zerstört. Die von Hämatit getragene ChRM ist demnach sehr stabil. Nach SOFFEL (1991) weist ein solcher Abmagnetisierungsverlauf auf SD-Teilchen hin, deren Hauptblockungstemperatur sehr nahe dem Idealwert von 675°C liegt. Im Stereogramm der Restremanenzvektoren (Abb. 42a) ergibt sich eine Abnahme der Inklinationswerte von etwa +35° auf einen stabilen Endpunkt von +25°. Die NRM-Intensität der Gesteinsprobe beträgt $5,15 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$.

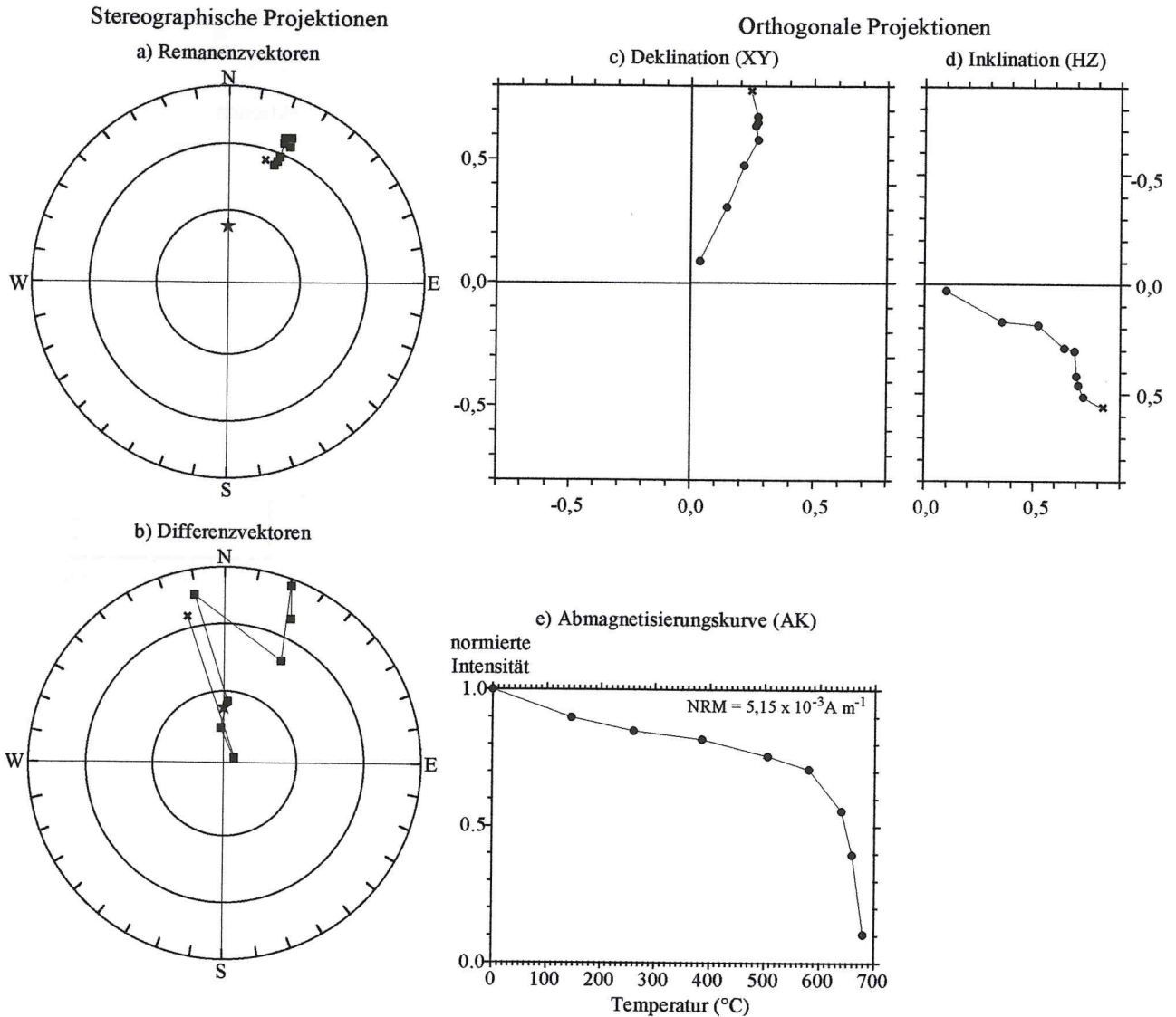


Abb. 42: Thermisch abmagnetisierte graubraune Feinsandstein-Probe BL₇₁ aus dem Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen.

Auch aus den Resultaten der thermisch abmagnetisierten Sandsteinprobe BL₂₄ lassen sich zwei Magnetisierungskomponenten ableiten (Abb. 43). Bei dieser Probe sind die Komponenten A und B nahezu antiparallel gerichtet. Bis 380°C wird die Komponente A entfernt (Abb. 43e). Die Anfangsintensität der NRM, die $3,04 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$ beträgt, nimmt bis zu dieser Temperatur etwas zu. Oberhalb 380°C verringert sich die NRM-Intensität dann wieder geringfügig. Erst zwischen 650 - 670°C wird die Komponente B entscheidend abmagnetisiert. In diesem Temperaturbereich werden etwa 80% der NRM entfernt. Auch bei der Probe BL₂₄ tritt demnach Hämatit als Remanenzträger auf.

Anhand der Ergebnisse der thermisch abmagnetisierten grauen Sandsteinprobe TL₁₃ lassen sich wiederum zwei Magnetisierungskomponenten unterscheiden (Abb. 44). Die Komponente A ist zwischen 80 - 150°C zerstört worden. Erneut handelt es sich bei dieser Komponente um eine von Goethit getragene Magnetisierung. Oberhalb von 150°C wird die Komponente B abmagnetisiert. Zwischen 350 - 520°C ist diese Komponente hinreichend abmagnetisiert. Remanenzträger dieser Komponente ist vermutlich (Titano-)Magnetit. Der Verlauf der Restremanenzvektoren (Abb. 44a) zeigt eine deutliche Abnahme der Inklinationswerte von etwa +55° zu einem stabilen Endpunkt bei +25°. Die von der Komponente B getragene Richtung wird als ChRM während eines normal polarisierten Magnetfelds interpretiert. Die Intensität der NRM der Probe TL₁₃ beträgt $2,56 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$.

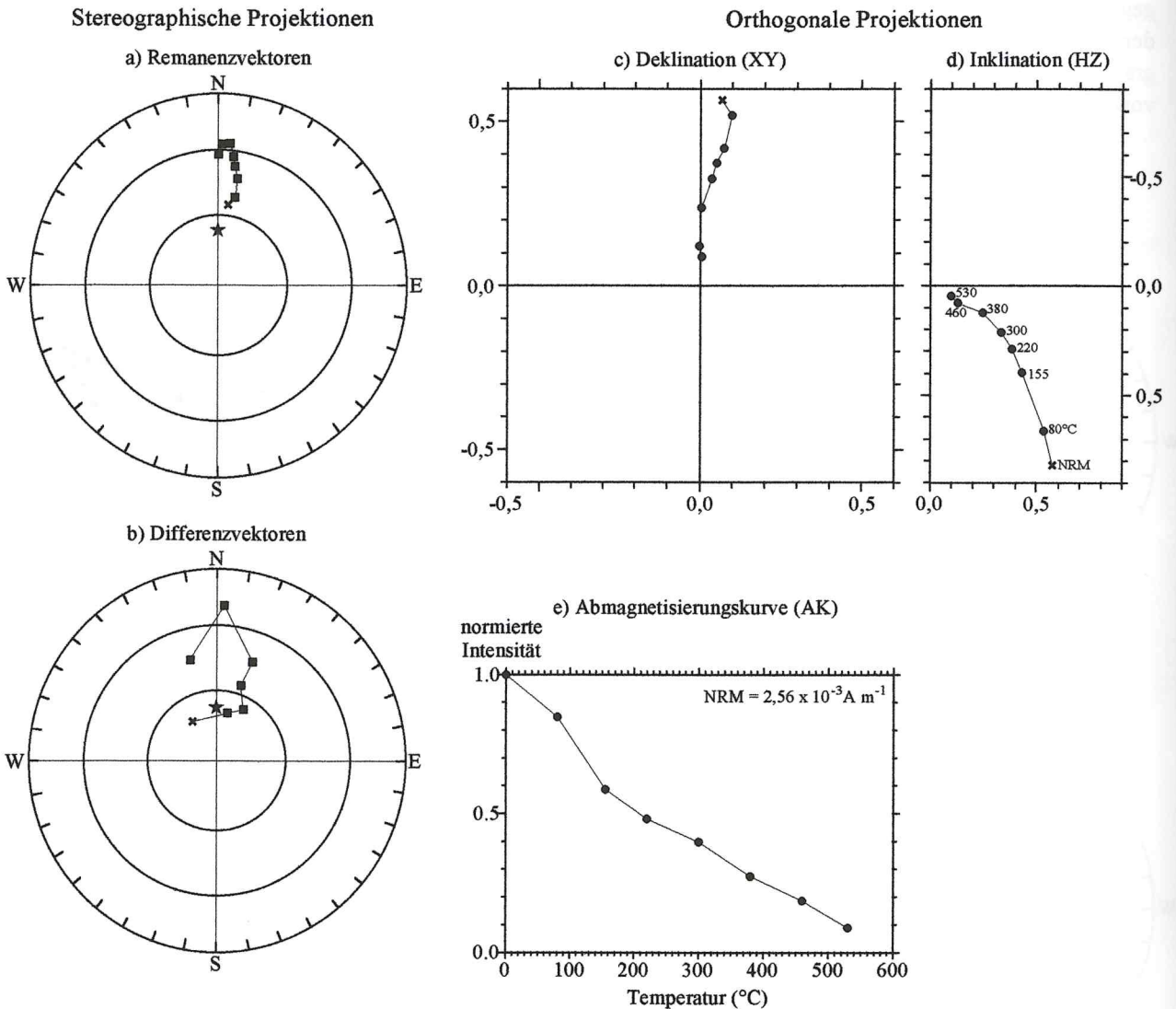


Abb. 44: Thermisch abmagnetisierte graue Feinsandstein-Probe TL₁₃ aus dem Aufschluss Südbahneinschnitt Thale.

Ein vergleichbares Verhalten zeigt die graue Kalksandsteinprobe BS₅₉ (Abb. 45). Die Intensität der NRM beträgt $14,43 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Neben einer sekundären vermutlich an Goethit gebundenen Magnetisierung in Richtung des heutigen Erdmagnetfelds tritt eine zweite vermutlich von Magnetit getragene Magnetisierungsrichtung auf. Diese Richtung wird als ChRM während eines normal polarisierten Erdmagnetfelds interpretiert. Der Verlauf der Restremanenzvektoren (Abb. 45a) zeigt eine Änderung der Inklination von $+50^\circ$ auf etwa $+20^\circ$, bei einem zugehörigen Deklinationswert von etwa 010° , entsprechend einer normalen Polarität in mitteleuropäischen Gesteinen triassischen Alters.

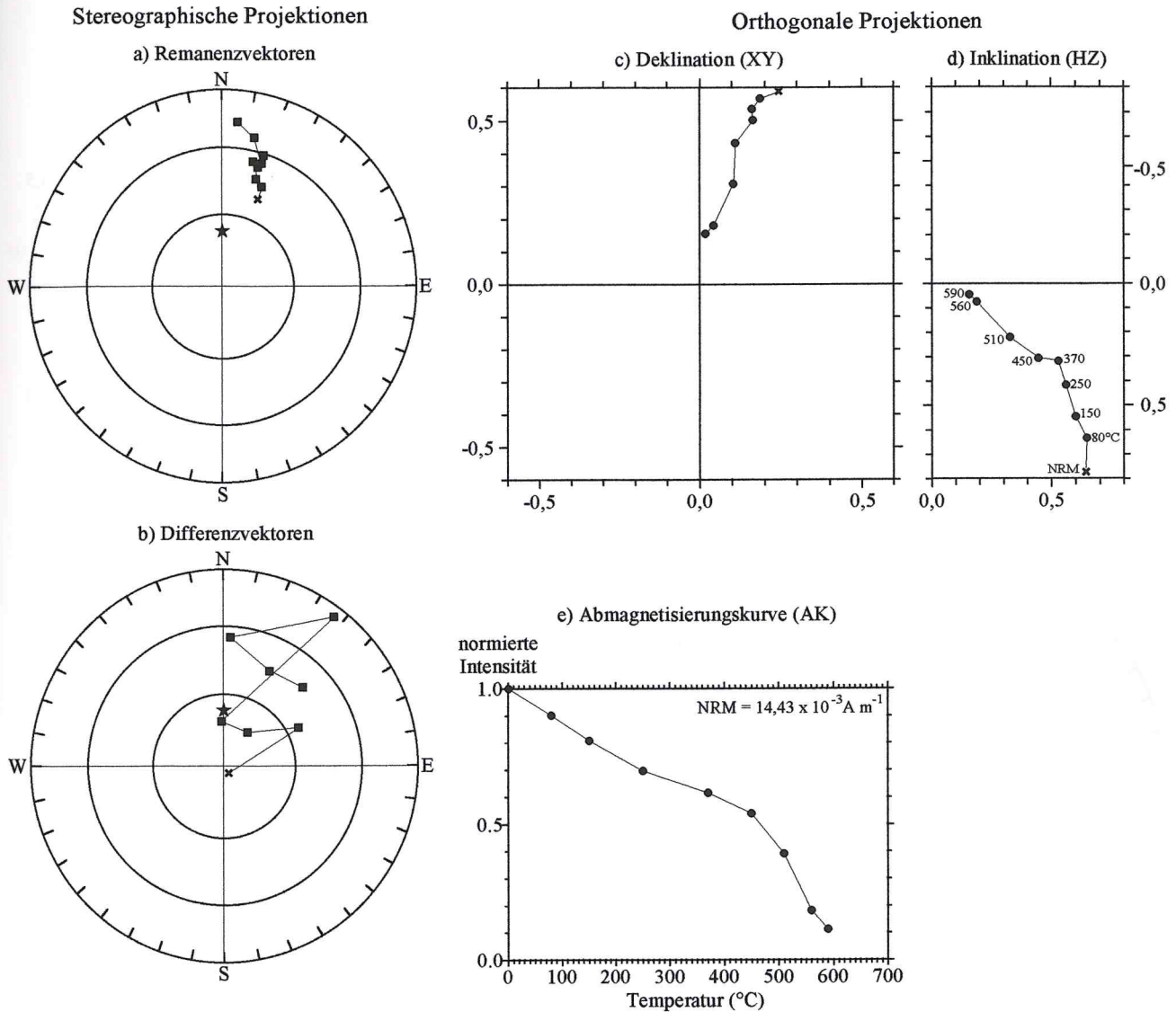


Abb. 45: Thermisch abmagnetisierte graubraune Kalksandstein-Probe BS₅₉ aus dem Aufschluss Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth.

Bei der grauen Kalksteinprobe TL₁₅ liegen die Verhältnisse etwas anders (Abb. 47). Bei der Wechselfeldabmagnetisierung wird nur eine Komponente entfernt. Sie weist bei einem Inklinationwert von etwa +60° einen stabilen Endpunkt auf. Die Probe TL₁₅ ist demnach vollständig in Richtung des heutigen Erdmagnetfelds remagnetisiert und kann nicht für die Magnetostratigraphie verwendet werden. Die sekundäre Magnetisierung wird vermutlich von Magnetit getragen. Der MDF_{NRM}-Wert (median-destructive-field) ist sehr klein (5 mT), was auf einen sehr instabilen Remanenzträger schließen lässt. Die NRM-Intensität beträgt $2,32 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$.

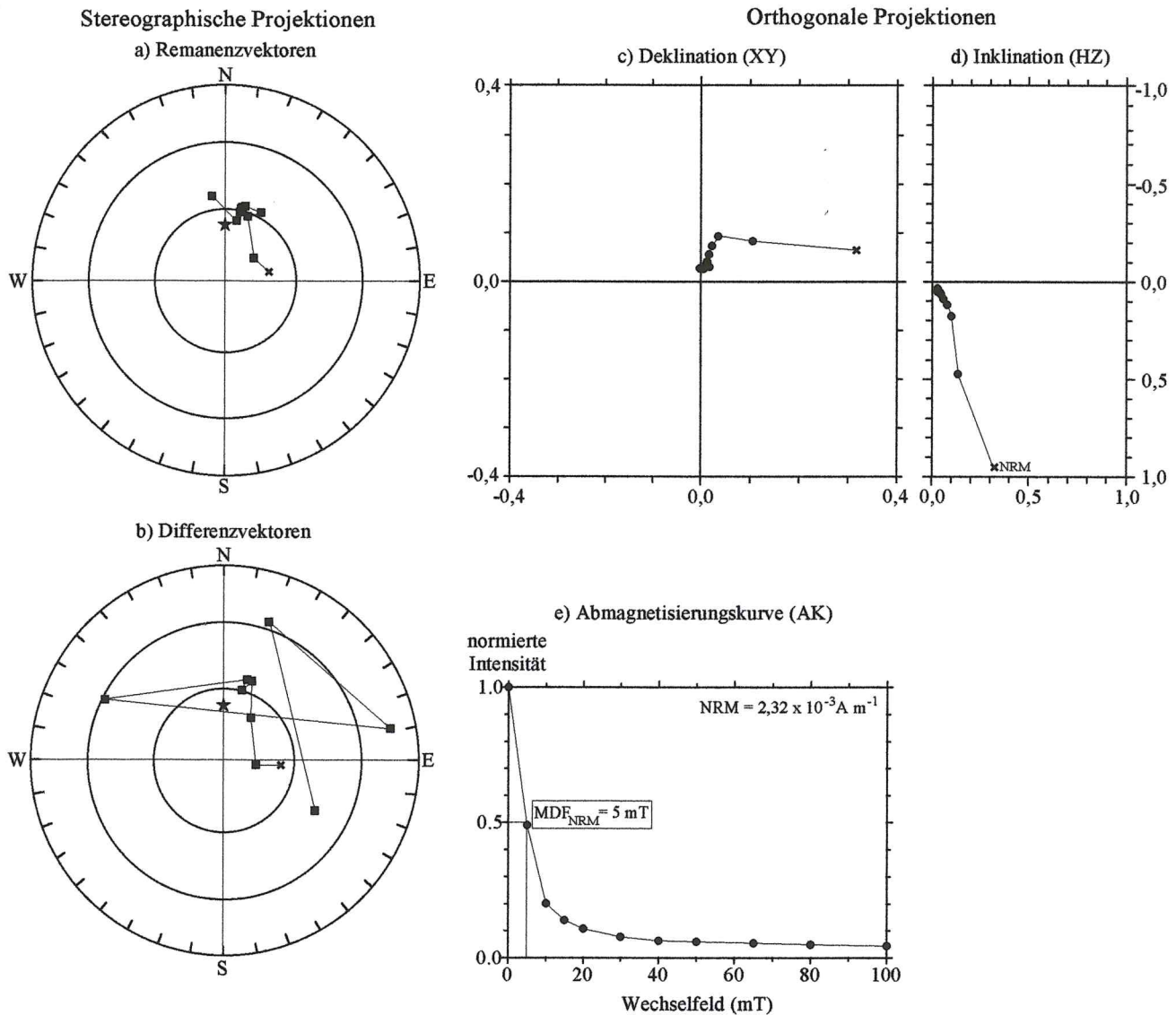


Abb. 47: Im Wechselfeld abmagnetisierte graue Kalkstein-Probe TL₁₅ aus dem Aufschluss Südbahneinschnitt Thale.

11 Magnetostratigraphie

11.1 Magnetische Polaritätsskalen der untersuchten Profile

11.1.1 Südbahneinschnitt Thale (TL)

Das 70,9 m mächtige Profil wurde im Abstand von 0,5 - 1 m beprobt (Abb. 48). Insgesamt konnten dabei 214 Gesteinsproben gewonnen werden. Von den 162 paläomagnetisch untersuchten Proben wurden 101 thermisch und 61 im Wechselfeld abmagnetisiert (Anhang D). Bei 118 Gesteinsproben (73%) konnte eine primäre Magnetisierung (ChRM) isoliert werden, die im Stereogramm eine sehr dichte Gruppierung im Nordost-Quadranten aufweisen (Abb. 49). Die Deklinations- und Inklinationswerte der für die Magnetostratigraphie verwendeten Gesteinsproben sind in Abb. 48 gegen die Teufe dargestellt. Des Weiteren werden die in Richtung des heutigen Erdmagnetfelds remagnetisierten Proben wiedergegeben. Die an Hämatit gebundene ChRM ist mit geschlossenen Kreisen, die von (Titano-)Magnetit getragene ChRM mit offenen Kreisen markiert. Beide Minerale weisen die gleiche primäre Magnetisierungsrichtung auf, d.h. die im Zuge der Abmagnetisierung isolierte ChRM zeigt keine lithofazielle Abhängigkeit bzw. keine Richtungsänderungen mit dem Wechsel des Remanenzträgers. Die übrigen Proben sind entweder vollständig in Richtung des heutigen Erdmagnetfelds remagnetisiert oder zeigen eine nicht zu trennende Summenrichtungen aus primärer und sekundärer Magnetisierung. Sie sind durch schwarze Kreuze gekennzeichnet.

Alle für die Magnetostratigraphie geeigneten Proben zeigen nach der geographischen und tektonischen Korrektur ausschließlich positive flache Inklinationswerte von im Mittel $+27,5^\circ$ sowie Deklinationswerte von im Mittel $018,5^\circ$ (Abb. 48, 49). Sie werden einer magnetischen Zone normaler Polarität zugeordnet. Es handelt sich um die erste normal polarisierte magnetische Zone (n1) des Buntsandsteins (s), die als **sn1** bezeichnet wird. Sie umfasst in Thale die Kleinzyklen 2 - 6 der Calvörde-Formation und ist mit 118 Proben belegt. Bei einem normal polarisierten Magnetfeld beträgt der für die Magnetostratigraphie verwendete Deklinationswert $020^\circ \pm 30^\circ$, der zugehörige Inklinationswert $+25^\circ \pm 15^\circ$ (vgl. Kap. 8.4). Diese Sektoren sind in Abb. 48 grau unterlegt.

Von jeder Probe ist die Stärke der NRM in einem gesonderten Diagramm dargestellt (Abb. 48). Sie variiert zwischen $0,1 - 21,5 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Auch anhand der NRM-Werte kann der kleinzyklische Aufbau des Unteren Buntsandsteins nachvollzogen werden. Die in den sandig-oolithischen Basisbereichen entnommenen Gesteinsproben haben im Mittel niedrigere Intensitäten als die in den feinklastischen Dachbereichen gewonnenen Proben. Die niedrigsten NRM-Werte korrelieren mit den grauen Kalksandsteinen und Oolithen.

11.1.2 Ehemalige Tongrube bei Nelben (NB)

In dem im Abstand von 0,5 - 2 m beprobten 24,5 m mächtigen Profil konnten 61 Gesteinsproben gewonnen werden (Abb. 50). Von den 46 paläomagnetisch untersuchten Proben wurden 34 thermisch und 12 im Wechselfeld abmagnetisiert (Anhang D). Die NRM-Intensität variiert zwischen $0,1 - 11 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Bei 42 Gesteinsproben (91%) konnte eine primäre Magnetisierung isoliert werden, die im Stereogramm eine dichte Gruppierung im Nordost-Quadranten ergeben (Abb. 51). Alle für die Magnetostratigraphie verwendeten Proben zeigen eine ChRM mit ausschließlich positiven flachen Inklinationswerten von im Mittel $+25,2^\circ$. Der zugehörige mittlere Deklinationswert beträgt 017° . Alle Gesteinsproben können einer magnetischen Zone mit normaler Polarität zugeordnet werden. Sie umfasst in Nelben den höchsten Oberen Bröckelschiefer sowie die Kleinzyklen 1 - 2 der Calvörde-Formation und wird als **sn1** bezeichnet. Diese Zone ist in Nelben mit 42 Proben belegt.

11.1.3 Ziegeltongrube Westeregeln (WE)

Das lückenhafte etwa 78 m mächtige Profil wurde im Abstand von 0,5 - 2 m beprobt (Abb. 52). Dabei konnten 62 Gesteinsproben entnommen werden. Von den 46 paläomagnetisch untersuchten Proben wurden 33 thermisch und 13 im Wechselfeld abmagnetisiert (Anhang D). Die NRM-Intensität variiert zwischen $0,1 - 12 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Bei 33 Gesteinsproben (72%) konnte eine primäre Magnetisierung isoliert werden. Im Stereogramm weisen sie eine dichte Gruppierung im Nordost-Quadranten auf (Abb. 53). Alle für die Magnetostratigraphie geeigneten Proben zeigen ausnahmslos flache positive Inklinationswerte von im Mittel $+29,9^\circ$ an. Der zugehörige mittlere Deklinationswert beträgt $014,4^\circ$. Die Proben können einer magnetischen Zone normaler Polarität (**sn1**) zugeordnet werden, die in Westeregeln den höchsten Oberen Bröckelschiefer sowie die Kleinzyklen 1 - 4 der Calvörde-Formation umfasst.

Aufschluss Südbahneinschnitt Thale (TL)

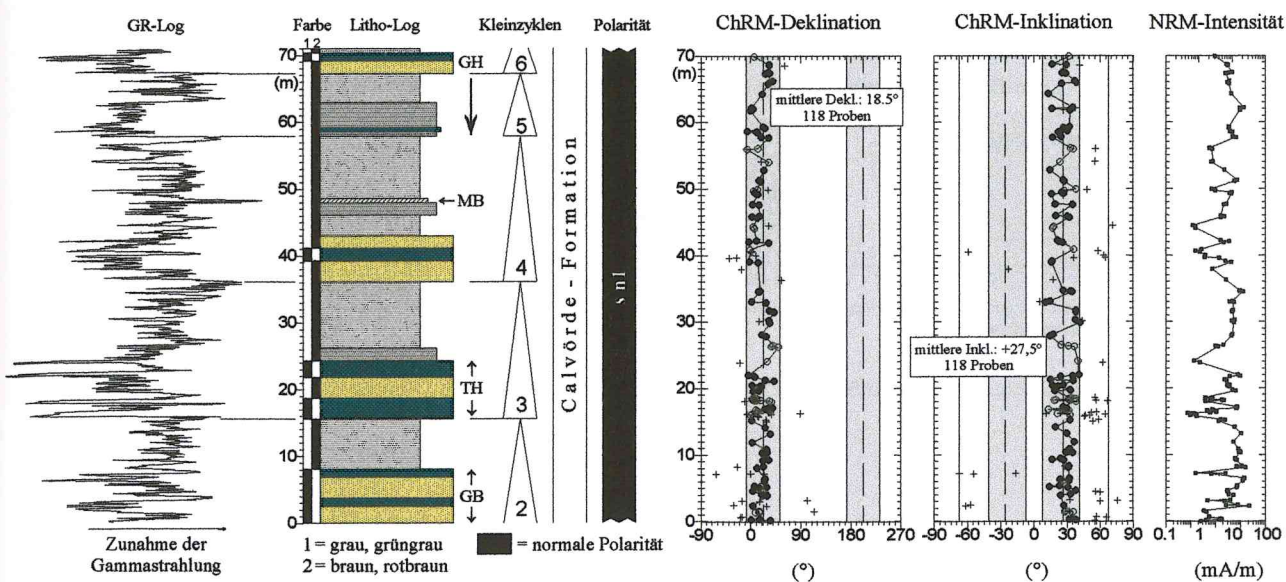


Abb. 48: Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Südbahneinschnitt Thale (TL).

Erläuterungen zu den Abb. 48 - 56:

- Mittel- und Grobsandstein
- Feinsandstein
- Feinsandstein-Tonsiltstein
- Tonsiltstein
- dolomitischer Tonmergelstein ("Malachitbank")
- oolithischer Kalkstein
- Dolomitstein
- GB = Graubankbereich
- TH = Thale-Horizont
- MB = Malachitbank
- GH = Gamma-Horizont
- GK = Grobbank
- HRZ = Hauptrogensteinzone
- RS = Remlingen-Sandstein
- HRB = Hauptrogensteinbank
- OOZ = obere oolithische Zone

- ChRM = charakteristische remanente Magnetisierung nach der tektonischen Korrektur
- NRM = natürliche remanente Magnetisierung
- = Hämatit als ChRM-Träger
- = (Titanio-)Magnetit als ChRM-Träger
- + = remagnetisierte Proben, die die heutige Richtung bzw. eine nicht zu trennende Summenrichtung aus primärer und sekundärer Magnetisierung aufweisen
- = Intensität der NRM
- = erwartete Deklination/Inklination der ChRM
- = Bandbreite der Deklination/Inklination der ChRM
- = (sub)rezente Inklination

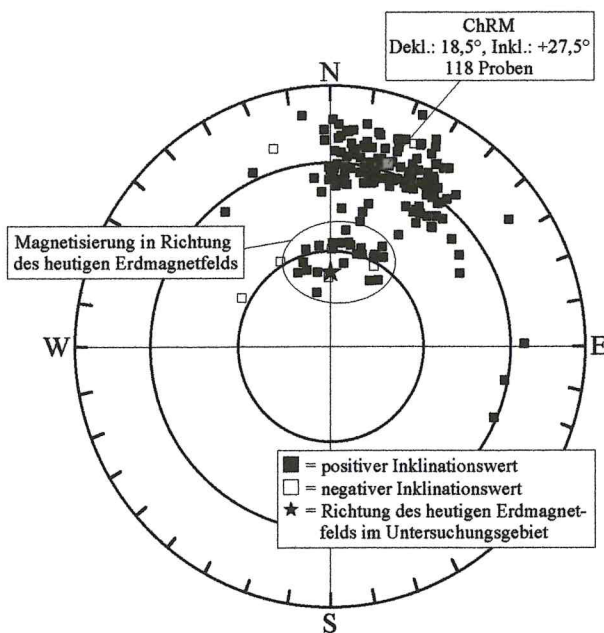


Abb. 49: Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Südbahneinschnitt Thale nach der geographischen und tektonischen Korrektur.

Aufschluss ehemalige Tongrube bei Nelben (NB)

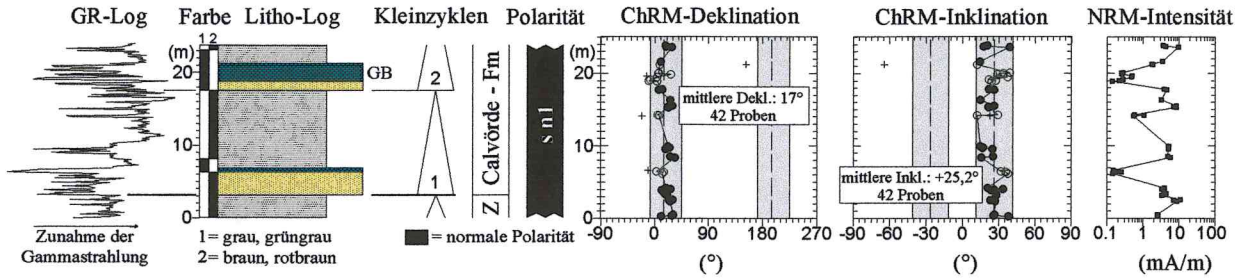


Abb. 50: Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss ehemalige Tongrube bei Nelben (NB); Legende siehe Abb. 48.

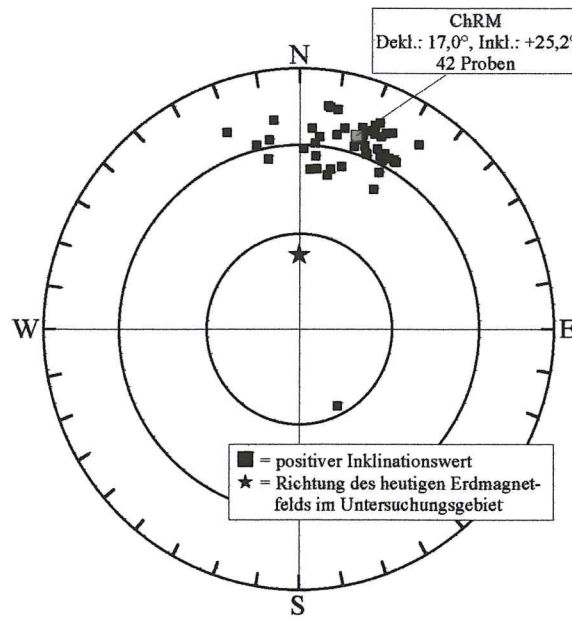


Abb. 51: Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss ehemalige Tongrube bei Nelben nach der geographischen und tektonischen Korrektur

Aufschluss Ziegeltongrube Westeregeln (WE)

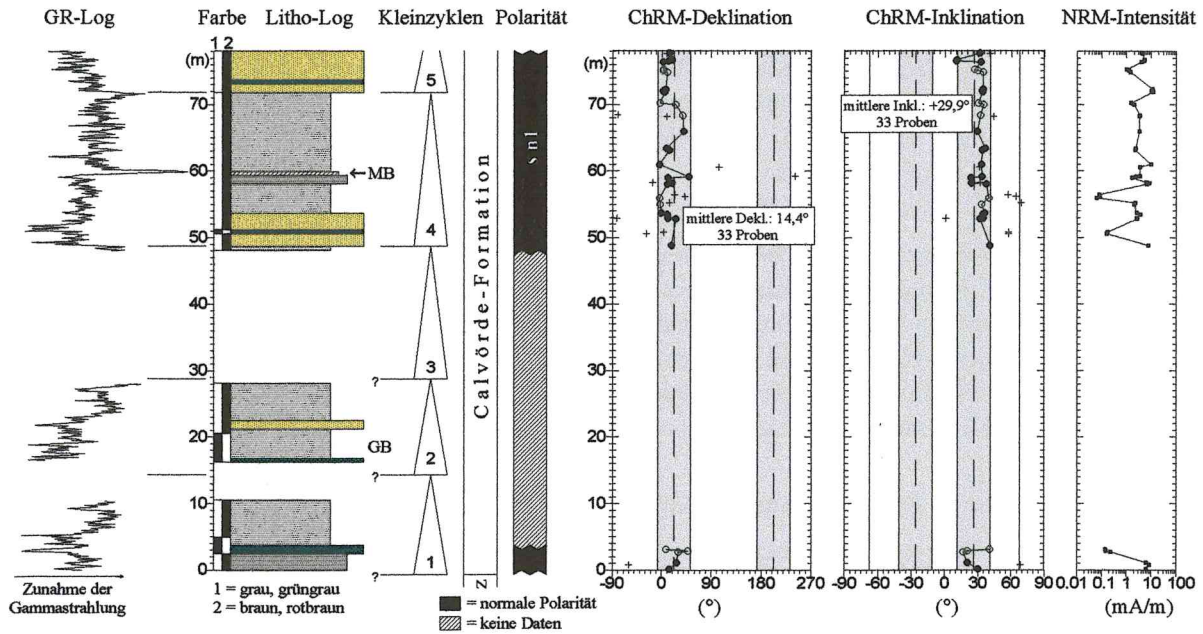


Abb. 52: Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Ziegeltongrube Westeregeln (WE); Legende siehe Abb. 48.

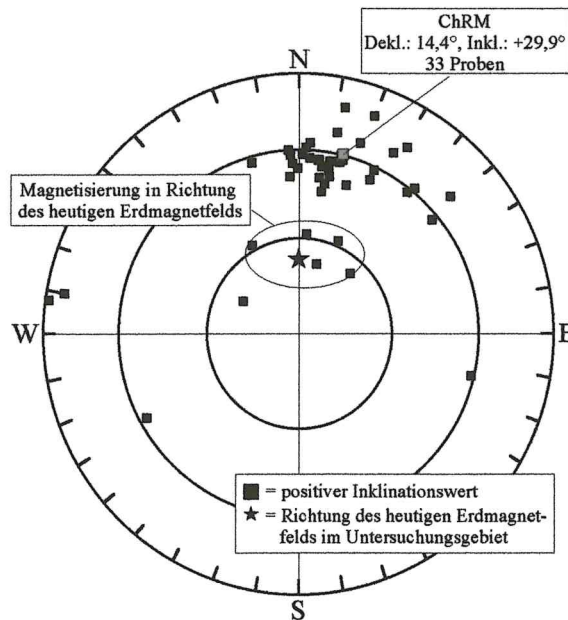


Abb. 53: Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Ziegeltongrube Westeregeln nach der geographischen und tektonischen Korrektur.

11.1.4 Plattendolomitbruch Caaschwitz (CW)

Das lückenhafte 78 m mächtige Profil wurde im Abstand von wenigen m beprobt (Abb. 54). Insgesamt wurden 33 Gesteinsproben entnommen. Von den 32 paläomagnetisch untersuchten Proben wurden 24 thermisch und 8 im Wechselfeld abmagnetisiert (Anhang D). Bei nur 17 Gesteinsproben (53%) konnte eine primäre Magnetisierung isoliert werden (Abb. 55). Alle ChRM weisen eine dichte Gruppierung im Nordost-Quadranten auf.

Es bleibt festzuhalten, dass die überwiegende Zahl der in diesem Randfazies-Profil beprobten Mittel- und Grob-sandsteine vollständig remagnetisiert und für die Magnetostratigraphie unbrauchbar sind. Diese grobklastischen Gesteine waren vermutlich anfälliger für postsedimentär zirkulierende Porenwässer. Während die NRM-Intensitäten der grobkörnigen Sandsteine zwischen $0,1 - 1 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$ variieren, liegen sie bei den Feinsandsteinen und Siltsteinen zwischen $0,1 - 8 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$.

Auch in diesem Aufschluss konnten nur ChRM eines normal polarisierten Erdmagnetfelds isoliert werden. Der mittlere Inklinationswert beträgt $+32,2^\circ$, der mittlere Deklinationswert liegt bei $016,9^\circ$. Der Abschnitt Oberer Bröckelschiefer - Kleinzyklus 3 der Calvörde-Formation wird der Zone **sn1** zugeordnet. Sie ist in Caaschwitz mit 14 Proben belegt. Die im Plattendolomit (Ca3) der Leine-Formation (z3) entnommenen Proben zeigen ebenfalls positive Inklinationswerte, die einer als **zny** benannten normal polarisierten magnetischen Zone angehören. Diese Zone ist in Caaschwitz mit 3 Gesteinsproben besetzt.

11.1.5 Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (BL)

Das 55 m mächtige Profil wurde im Abstand von 0,5 - 1 m beprobt (Abb. 56). Insgesamt konnten dabei 139 Gesteinsproben gewonnen werden. Von den 108 paläomagnetisch untersuchten Proben wurden 91 thermisch und 17 im Wechselfeld abmagnetisiert (Anhang D). Die NRM-Intensität variiert zwischen $0,1 - 21 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Bei 94 Gesteinsproben (87%) konnte eine primäre Magnetisierung isoliert werden.

Die paläomagnetischen Daten ergeben ein zweigeteiltes Bild. Die Proben der unteren Profilhälfte weisen ausschließlich flache negative Inklinationswerte von im Mittel $-24,1^\circ$ auf. Der zugehörige mittlere Deklinationswert beträgt $200,8^\circ$. Diese Proben werden einer als **sr2** bezeichneten Zone inverser Polarität zugeordnet. Sie umfasst in Beesenlaublingen die Kleinzyklen 1 - 3 der Bernburg-Formation und ist mit 43 Proben besetzt. Die ChRM weist eine sehr dichte Gruppierung im Nordost-Quadranten auf (Abb. 57). Im höchsten Teil des Kleinzyklus 3 wechselt die ChRM aller folgenden Proben in die Gegenrichtung. Der mittlere jetzt positive Inklinationswert beträgt $+26,4^\circ$, bei einem zugehörigen Deklinationswert von $019,4^\circ$. Der die Kleinzyklen 4a - 5a umfassende Profilabschnitt wird der Zone **sn3** zugeordnet. Sie ist in Beesenlaublingen mit 51 Proben belegt. Die nahezu antiparallelen Proben weisen eine dichte Gruppierung im Südwest-Quadranten auf (Abb. 57). Zwischen den Kleinzyklen 3 und 4a ist eine Feldumkehr von einem invers zu einem normal polarisierten Erdmagnetfeld dokumentiert. Dieser Polaritätswechsel kann in Beesenlaublingen auf etwa 2 m eingengt werden.

11.1.6 Lindenschlucht bei Seeburg (LS)

Das 68 m mächtige Profil wurde im Abstand von wenigen m beprobt (Abb. 58), wobei 33 Gesteinsproben gewonnen werden konnten. Von den 32 paläomagnetisch untersuchten Proben wurden 8 thermisch und 24 im Wechselfeld abmagnetisiert (Anhang D). Die geringen NRM-Intensitäten variieren zwischen $0,1 - 3 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Bei nur 19 Gesteinsproben (59%) konnte eine primäre Magnetisierung isoliert werden.

Der tiefere Profiltail enthält nur Proben mit flachen negativen Inklinationswerten von im Mittel $-23,4^\circ$. Der entsprechende Deklinationswert liegt bei $188,7^\circ$. Alle Proben können der inversen Zone **sr2** zugeordnet werden. Sie ist mit 10 Proben belegt. Zwischen den Kleinzyklen 3 und 4 der Bernburg-Formation ist ein Polaritätswechsel überliefert, der sich auf etwa 8 m eingrenzen lässt. Darüber folgen nur noch Proben mit flachen positiven Inklinationswerten von im Mittel $+26,7^\circ$ und einem Deklinationswert von $005,9^\circ$. Diese Proben können der normal polarisierten Zone **sn3** zugeordnet werden. Sie ist in der Lindenschlucht mit 9 Proben belegt. Die ChRM beider abgetrennten magnetischen Zonen sind nahezu antiparallel (Abb. 59).

Aufschluss Plattendolomitbruch Caaschwitz (CW)

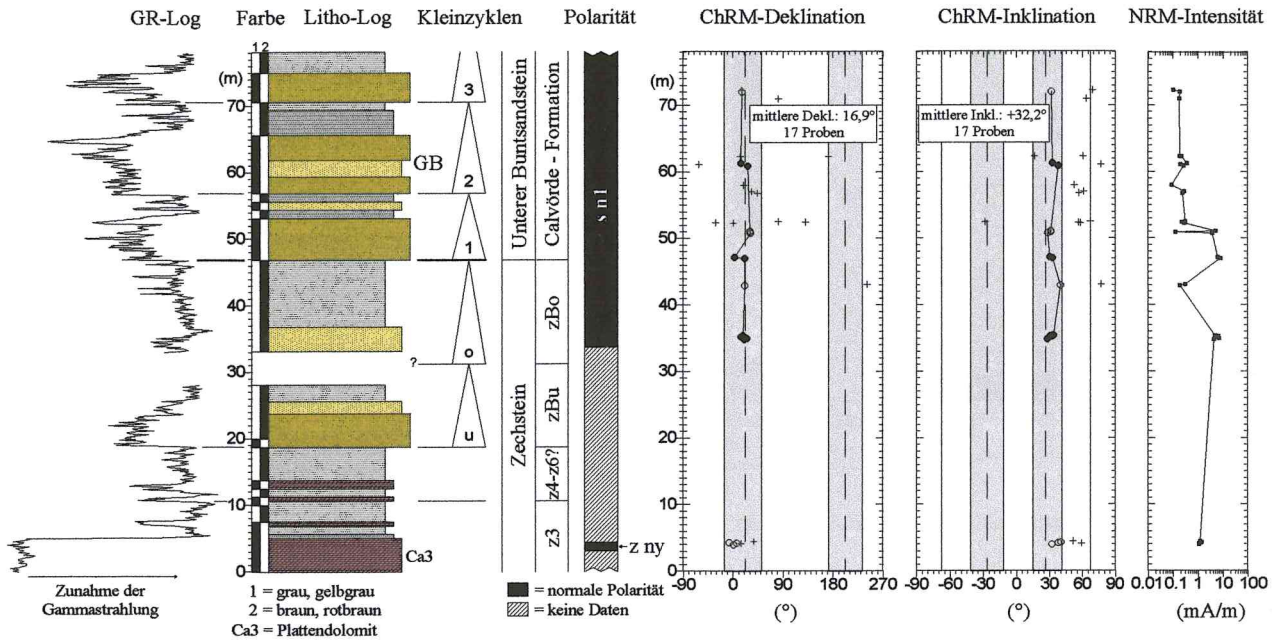


Abb. 54: Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Plattendolomitbruch Caaschwitz (CW); Legende siehe Abb. 48.

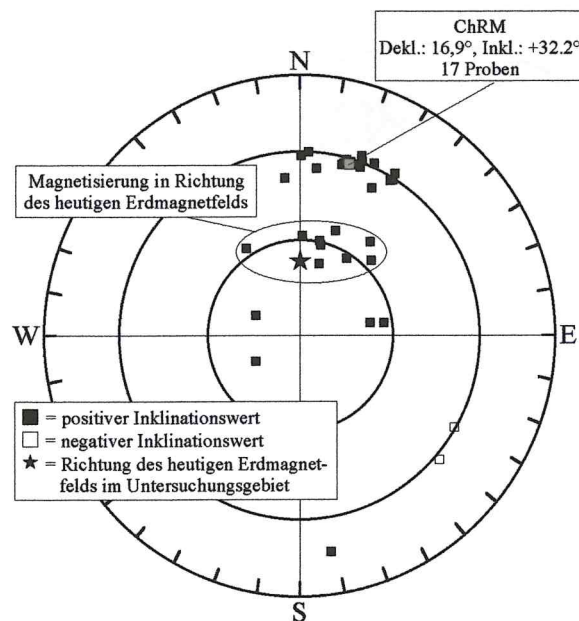


Abb. 55: Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Plattendolomitbruch Caaschwitz nach der geographischen und tektonischen Korrektur.

Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (BL)

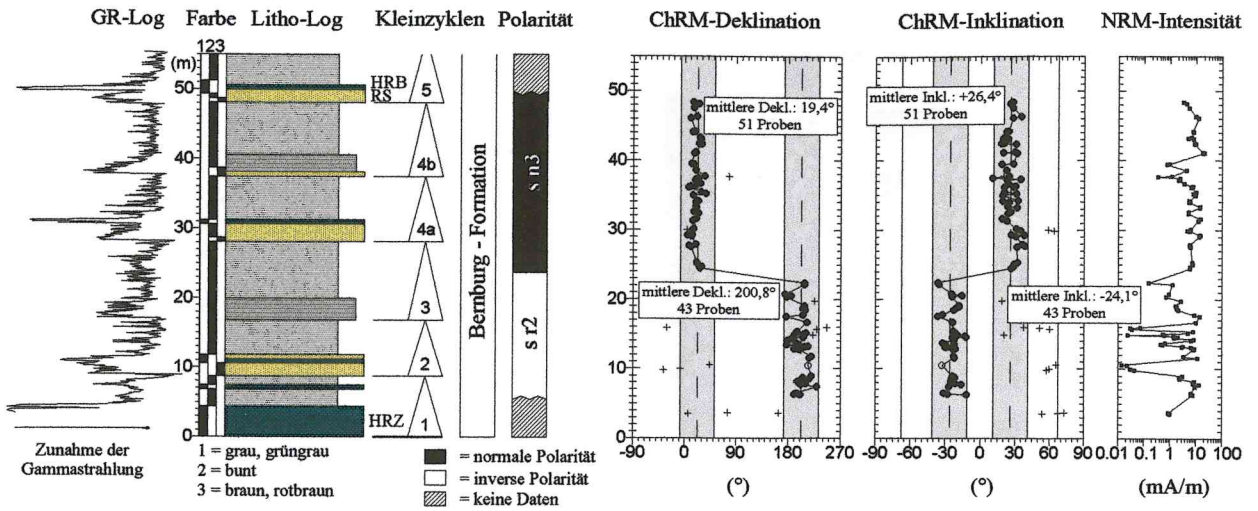


Abb. 56: Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (BL); Legende siehe Abb. 48.

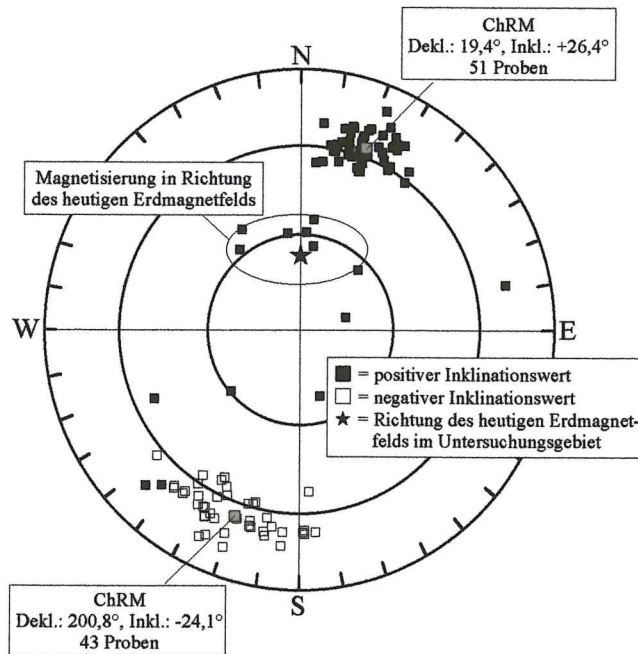


Abb. 57: Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen nach der geographischen und tektonischen Korrektur.

Aufschluss Lindenschlucht bei Seeburg (LS)

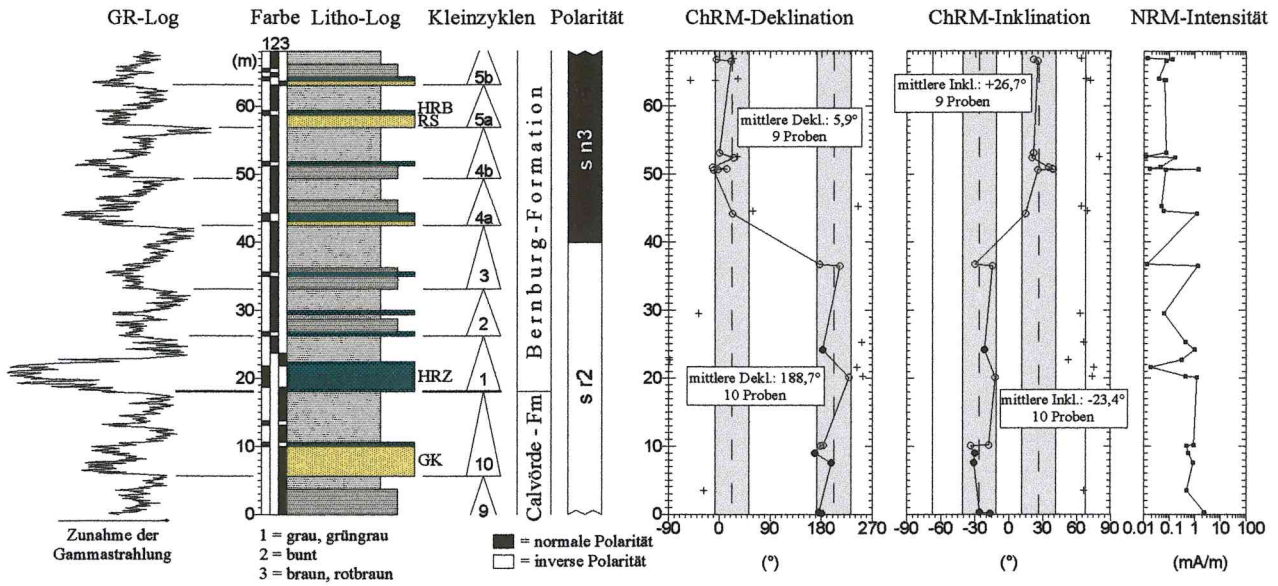


Abb. 58: Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Lindenschlucht bei Seeburg (LS); Legende siehe Abb. 48.

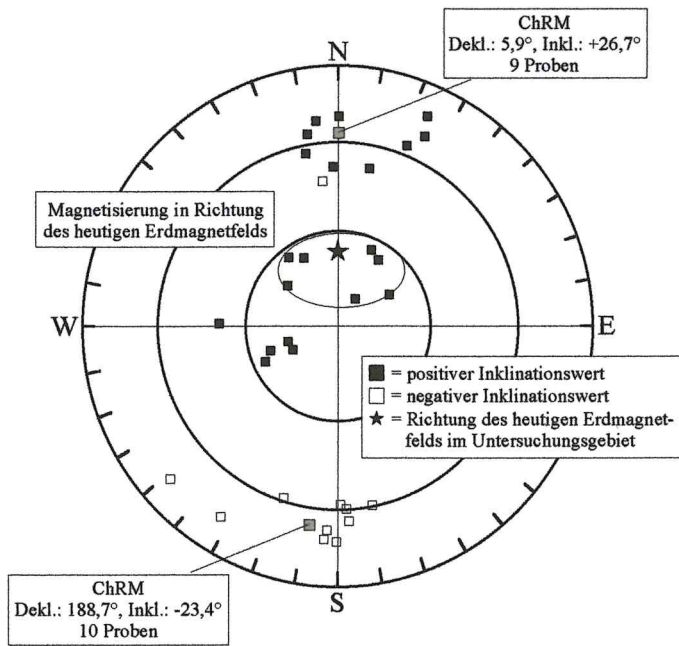


Abb. 59: Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Lindenschlucht bei Seeburg nach der geographischen und tektonischen Korrektur.

11.1.7 Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth (BS)

In dem im Abstand von 0,5 - 2 m beprobten 111 m mächtigen Profil konnten 116 Gesteinsproben gewonnen werden (Abb. 60). Von den 115 paläomagnetisch untersuchten Proben wurden 90 thermisch und 25 im Wechsel-feld abmagnetisiert (Anhang D). Die NRM-Intensität variiert zwischen $0,1 - 19 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Bei 96 Gesteinsproben (83%) konnte eine primäre Magnetisierung isoliert werden.

Die Auswertung der Untersuchungsergebnisse ergibt ein dreigeteiltes Bild (Abb. 60). Der die Kleinzyklen 1 - 3 der Bernburg-Formation umfassende tiefere Profilschnitt führt ausnahmslos Proben mit flachen negativen Inklinationswerten von im Mittel $-20,1^\circ$ und einem zugehörigen Deklinationswert von $199,7^\circ$. Diese Proben werden der magnetischen Zone **sr2** zugeordnet, die in Bad Salzdetfurth mit 8 Proben besetzt ist. Zwischen den Kleinzyklen 3 und 4 ist auch in diesem Profil eine Feldumkehr überliefert, die sich auf etwa 5 m eingrenzen lässt. Der darüber folgende Abschnitt, der die Kleinzyklen 4a - 8 umfasst, weist ausschließlich flache positive Inklinationswerte von im Mittel $+24,2^\circ$ auf. Der zugehörige Deklinationswert beträgt $009,8^\circ$. Diese mit 71 Proben belegte magnetische Zone wird als **sn3** bezeichnet. Im Kleinzyklus 8 der Bernburg-Formation ist eine Feldumkehr von normaler zu inverser Polarität dokumentiert. Sie kann auf 0,5 m eingengt werden. Alle folgenden Proben haben flache negative Inklinationswerte von im Mittel $-21,5^\circ$ und einen zugehörigen Deklinationswert von $195,9^\circ$. Sie werden der invers polarisierten magnetischen Zone **sr3** zugeordnet. Sie umfasst in Bad Salzdetfurth den höheren Teil des Kleinzyklus 8 sowie den Kleinzyklus 9 der Bernburg-Formation und ist mit 17 Proben belegt. Während sich die Proben mit den positiven Inklinationswerten im Nordost-Quadranten gruppieren, ordnen sich die Proben mit den negativen Inklinationswerten nahezu antiparallel im Südwest-Quadranten an (Abb. 61).

11.1.8 Straßenanschnitt und ehemaliger Steinbruch an der Marienburg (MG)

Das etwa 140 m mächtige Profil wurde im Abstand von 0,5 - 2 m beprobt (Abb. 62), wobei insgesamt 168 Gesteinsproben entnommen werden konnten. Alle 151 paläomagnetisch untersuchten Proben wurden thermisch abmagnetisiert (Anhang D). Die NRM-Intensität variiert zwischen $0,4 - 21 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Bei 107 Proben (71%) konnte eine primäre Magnetisierung isoliert werden.

Die ermittelten ChRM zeigen ein dreigeteiltes Bild (Abb. 62). Die tiefsten dem Kleinzyklus 3 entnommenen 6 Proben weisen flache negative Inklinationswerte auf und werden der invers polarisierten magnetischen Zone **sr2** zugeordnet. Zwischen den Kleinzyklen 3 und 4a der Bernburg-Formation ist eine Feldumkehr von inverser zu normaler Polarität überliefert, die auf etwa 1 m eingengt werden kann. Die folgende Zone normaler Polarität wird als **sn3** bezeichnet und umfasst die Kleinzyklen 4a - 8. Sie ist an der Marienburg mit 55 Proben belegt. Die ChRM ordnen sich im Nordost-Quadranten an (Abb. 63). Der mittlere Inklinationswert beträgt $+25,1^\circ$. Der entsprechende Deklinationswert liegt bei $025,1^\circ$. Im tiefsten Teil des Kleinzyklus 8 ist eine Feldumkehr von normaler zu inverser Polarität dokumentiert, die sich auf 3,5 m eingrenzen lässt. Die folgenden Proben weisen flache negative Inklinationswerte von im Mittel $-23,5^\circ$ auf. Der zugehörige Deklinationswert beträgt $194,6^\circ$. Diese als **sr3** bezeichnete magnetische Zone inverser Polarität umfasst an der Marienburg die Kleinzyklen 8 - 10 der Bernburg-Formation sowie den Volpriehausen-Sandstein des Mittleren Buntsandsteins. Sie ist mit 46 Proben belegt. Die ChRM der invers polarisierten Zonen **sr2** und **sr3** weisen eine dichte Gruppierung im Südwest-Quadranten auf (Abb 63).

11.1.9 Bohrung Schlierbachswald 4 (SW4)

Das etwa 400 m mächtige Kernbohrprofil wurde im Abstand von 1 - 2 m beprobt (Abb. 64). Insgesamt konnten 229 Gesteinsproben entnommen werden. Alle 197 paläomagnetisch untersuchten Proben wurden thermisch abmagnetisiert (Anhang D). Die NRM-Intensitäten variieren zwischen 0,1 und $10 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Bei 175 Gesteinsproben (89%) konnte eine primäre Magnetisierung isoliert werden.

Aus den paläomagnetischen Untersuchungen ergibt sich eine Gliederung in 5 normale und 4 inverse magnetische Zonen (Abb. 64). Die tiefsten 3 Zonen umfassen Abschnitte des höchsten Zechsteins (z). Sie wurden von unten nach oben mit den Buchstaben y und z bezeichnet. Der tiefsten invers polarisierten magnetischen Zone **zry** gehört der höchste Anteil der Leine-Formation und fast die gesamte Aller-Formation an. Sie ist durch drei Proben belegt. Der Polaritätswechsel zwischen der magnetischen Zone **zry** und der anschließenden Zone **znz** kann auf etwa 3 m eingegrenzt werden. Die normal polarisierte Zone **znz** umfasst den Abschnitt höhere Aller-Formation - tieferer Unterer Bröckelschiefer. Der mittlere Inklinationswert der 7 Proben beträgt $+27,8^\circ$. Über

Aufschluss Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth (BS)

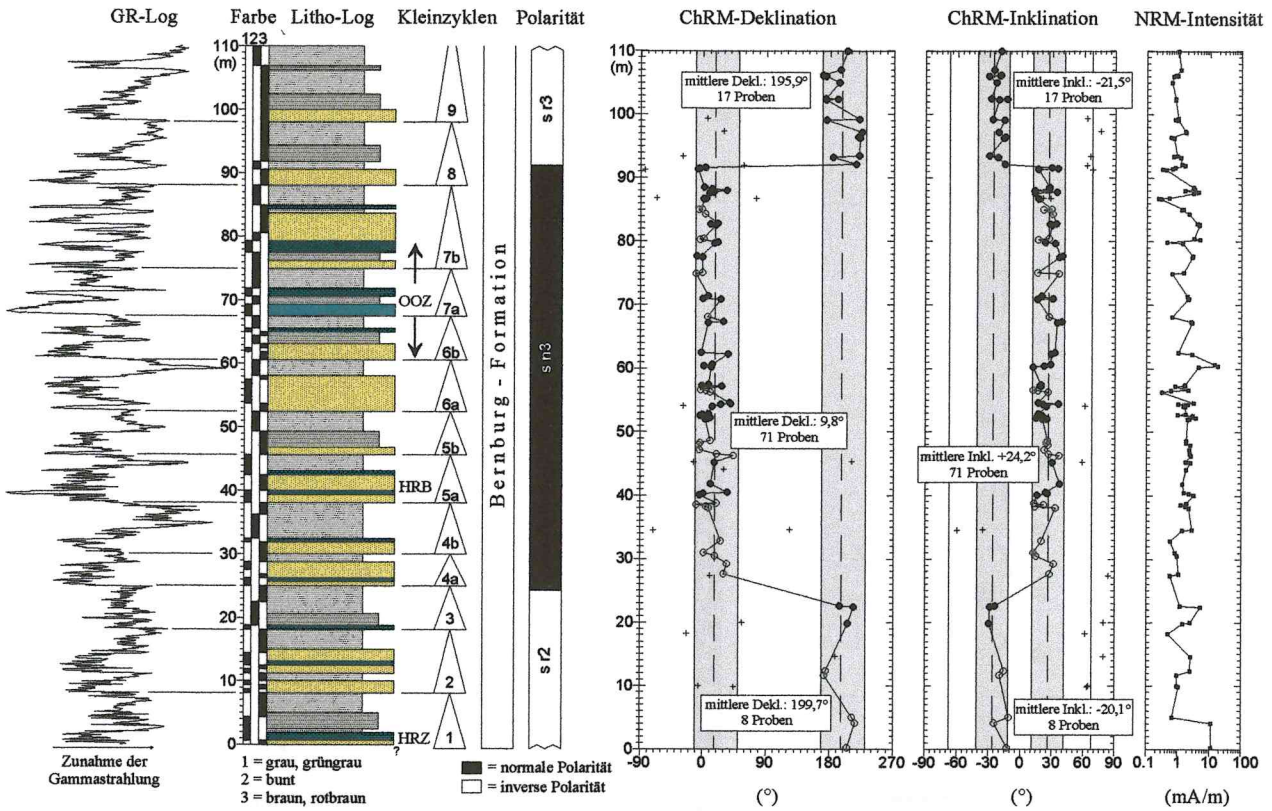


Abb. 60: Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth (BS); Legende siehe Abb. 48.

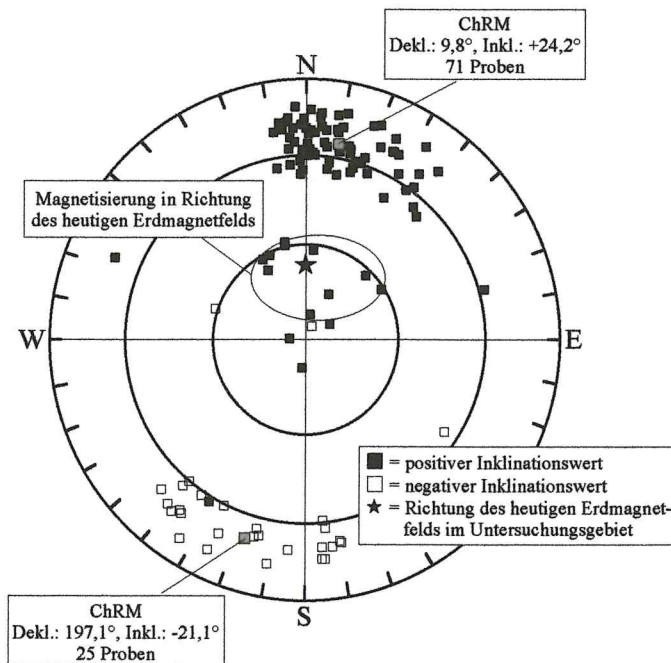


Abb. 61: Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth nach der geographischen und tektonischen Korrektur.

Aufschlüsse Straßenanschnitt und ehemaliger Steinbruch an der Marienburg (MG)

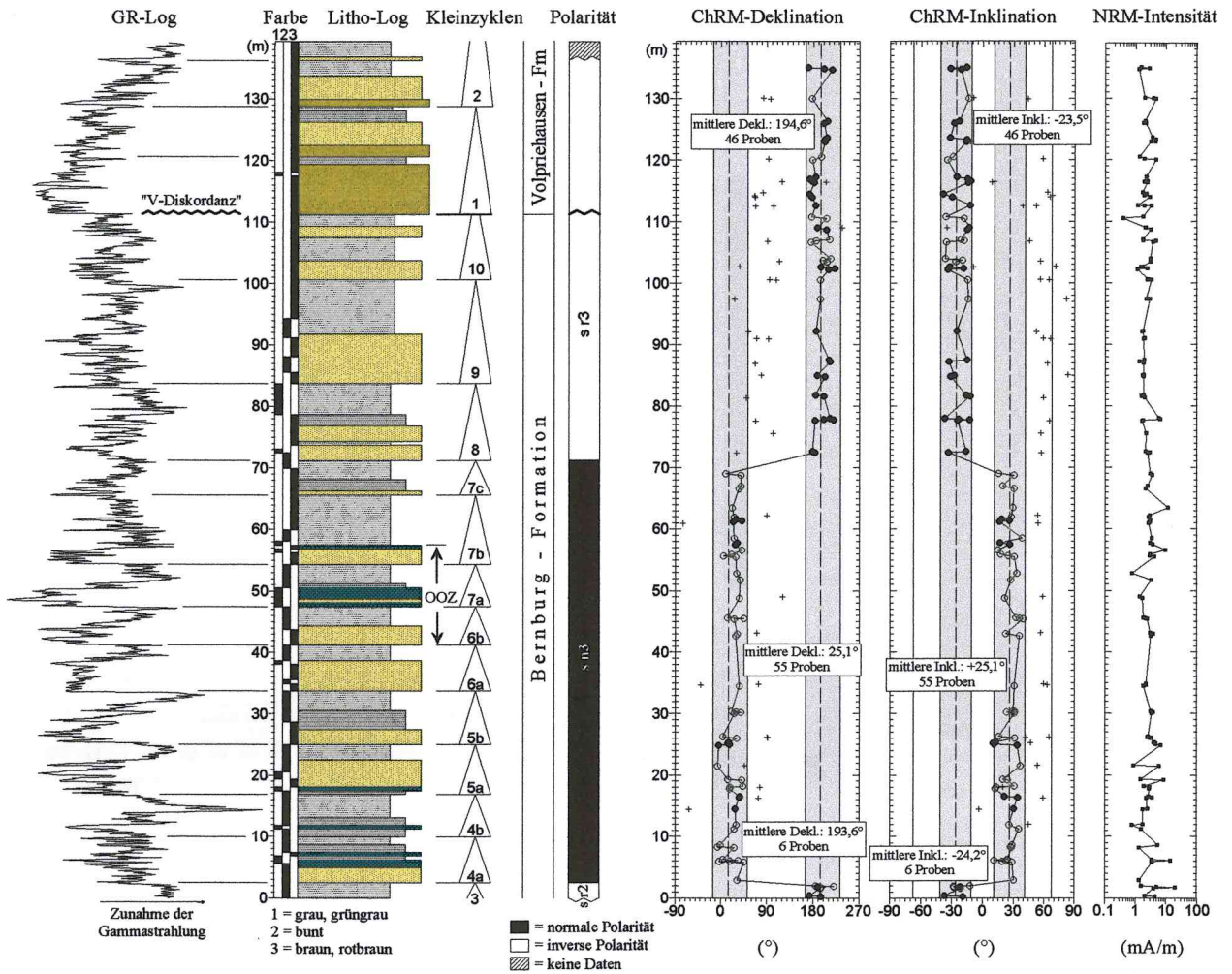


Abb. 62: Paläomagnetische Ergebnisse in den Aufschlüssen an der Marienburg (MG); Legende siehe Abb. 48.

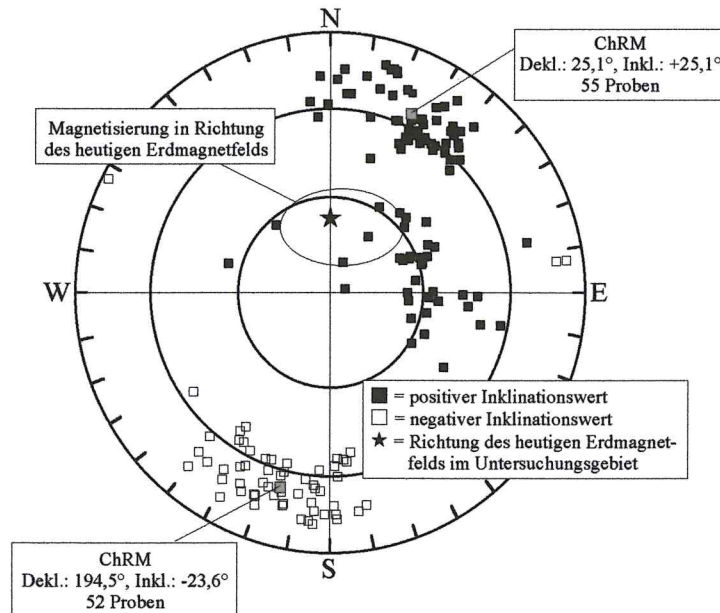


Abb. 63: Magnetisierungsrichtungen in den Aufschlüssen an der Marienburg nach der geographischen und tektonischen Korrektur.

Bohrung Schlierbachswald 4 (SW4)

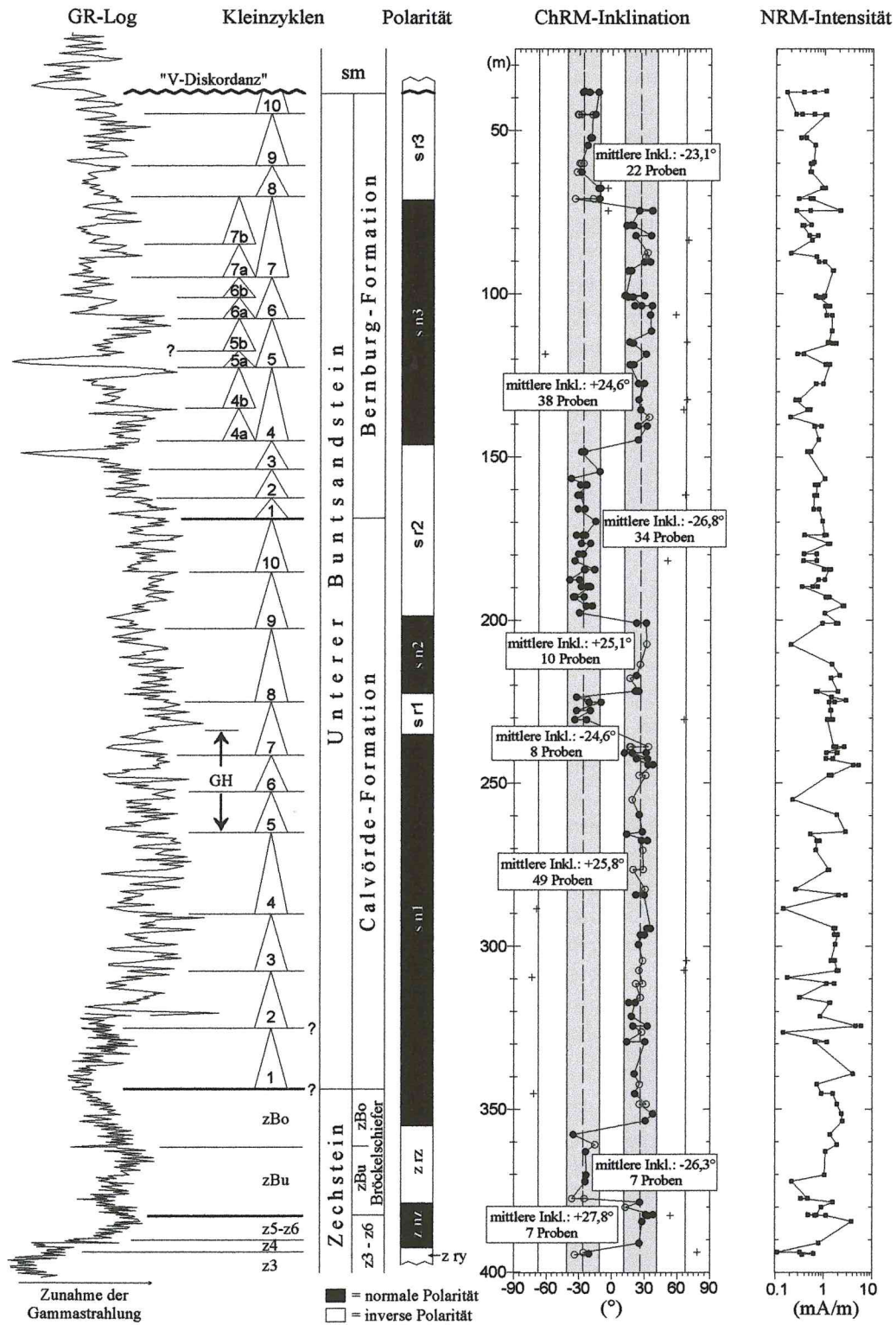


Abb. 64: Paläomagnetische Ergebnisse in der Bohrung Schlierbachswald 4 (SW4); Legende siehe Abb. 48.

einer auf etwa 1 m eingrenzenden Feldumkehr folgt die invers polarisierte Zone **zrz**, die mit 7 Proben besetzt ist. Sie umfasst den höheren Teil des Unteren Bröckelschiefers sowie den tieferen Oberen Bröckelschiefer. Der mittlere Inklinationswert liegt bei $-26,3^\circ$. Im Oberen Bröckelschiefer ist ein Polaritätswechsel dokumentiert, der auf 4 m eingengt werden kann.

Die folgende mächtige normal polarisierte Zone, die den höchsten Oberen Bröckelschiefer und die Kleinzyklen 1 - 7 der Calvörde-Formation umfasst, ist in der Bohrung Schlierbachswald 4 durch 49 Proben belegt und wird als **sn1** bezeichnet. Der mittlere Inklinationswert beträgt $+25,8^\circ$. Über einer erneuten Feldumkehr, die auf etwa 8 m eingengt werden kann, folgt eine geringmächtige invers polarisierte Zone **sr1**, die den höheren Teil des Kleinzyklus 7 umfasst. Der mittlere Inklinationswert dieser durch 8 Proben belegten Zone beträgt $-24,6^\circ$. Daran schließt die mit 10 Proben besetzte normal polarisierte Zone **sn2** an. Die Feldumkehr lässt sich auf 2 m eingrenzen. Sie umfasst den Kleinzyklus 8 der Calvörde-Formation. Der mittlere Inklinationswert beträgt $+25,1^\circ$. Zwischen den Kleinzyklen 8 und 9 ist ein Polaritätswechsel von normaler zu inverser Polarität dokumentiert, der sich auf 3 m einengen lässt. Die durch 34 Proben belegte invers polarisierte Zone **sr2** umfasst die Kleinzyklen 9 und 10 der Calvörde-Formation sowie die Kleinzyklen 1 - 3 der Bernburg-Formation. Der mittlere Inklinationswert beträgt $-26,8^\circ$. Zwischen den Kleinzyklen 3 und 4a der Bernburg-Formation ist eine weitere Feldumkehr überliefert. Sie kann auf 4 m eingengt werden. Die folgende normal polarisierte Zone **sn3** umfasst die Kleinzyklen 4 - 7. Sie ist durch 38 Proben besetzt. Der mittlere Inklinationswert beträgt $+24,6^\circ$. Die an einen erneuten Polaritätswechsel anschließende invers polarisierte Zone **sr3** umfasst in der Bohrung Schlierbachswald 4 die Kleinzyklen 8 - 10 der Bernburg-Formation sowie den tiefsten Teil des Volpriehausen-Sandsteins. Sie ist durch 22 Proben belegt. Der mittlere Inklinationswert beträgt $-23,1^\circ$. Die Feldumkehr zwischen den Zonen **sn3** und **sr3** lässt sich auf etwa 3 m einengen.

11.2 Magnetische Polaritätsskala des Unteren Buntsandsteins von Mitteldeutschland

Die Kombination von lithologischer und radiometrischer Profilaufnahme ermöglicht die Einordnung der untersuchten Aufschlüsse in die auf Bohrlochmessungen basierende Feingliederung (Log-Stratigraphie) des Unteren Buntsandsteins. Auf diese Weise lassen sich alle untersuchten Lokalitäten in das norddeutsche Referenzprofil (u. a. Bohrung Remlingen 5) einfügen. Anhand dieser Ergebnisse können die paläomagnetischen Resultate metergenau positioniert und zu einer Magnetischen Polaritätsskala (MPS) von Mitteldeutschland zusammengestellt werden (Abb. 65).

Es werden 5 normal und 5 invers polarisierte magnetische Zonen unterschieden (Abb. 65). Der Plattendolomit der Leine-Formation gehört der normal polarisierten Zone **zny** an. Sie ist im Plattendolomitbruch Caaschwitz belegt. Der tiefere und höhere Abschnitt der Leine-Formation wurde im Rahmen der Untersuchungen nicht beprobt. Der höchste Teil der Leine-Formation wird der invers polarisierten Zone **zry** zugeordnet. Die genaue Position des Polaritätswechsels zwischen diesen beiden Zonen bleibt vorerst offen. Die Proben aus dem Abschnitt höchste Aller-Formation - Friesland-Formation sowie der tiefste Teil des Unteren Bröckelschiefers gehören der normal polarisierten Zone **znz** an. Wieviel Zeit durch die geringmächtige Schichtenfolge **z4** - **z6** dokumentiert ist, ist nicht abschließend geklärt. Insgesamt bedarf der höhere Zechstein noch weitergehender paläomagnetischer Untersuchungen.

Die invers polarisierte magnetische Zone **zrz** umfasst den Unteren Bröckelschiefer sowie den tiefsten Abschnitt des Oberen Bröckelschiefers. Der höchste Teil des Oberen Bröckelschiefers und die Kleinzyklen 1 - 6 der Calvörde-Formation gehören der mächtigen normal polarisierten Zone **sn1** an. Sie ist auch in den Aufschlüssen Thale (TL), Nelben (NB), Westeregeln (WE) und Caaschwitz (CW) belegt. Daran schließt die invers polarisierte Zone **sr1** an. Sie umfasst den Kleinzyklus 7. Auch die nachfolgende normal polarisierte magnetische Zone **sn2**, der der Kleinzyklus 8 sowie der tiefste Teil des Kleinzyklus 9 angehören, konnte in der Bohrung Schlierbachswald 4 (SW4) untersucht werden.

Im tiefsten Teil des Kleinzyklus 9 der Calvörde-Formation beginnt mit einer Feldumkehr die invers polarisierte Zone **sr2**, die bis zur Basis des Kleinzyklus 4a der Bernburg-Formation reicht. Sie ist auch in den Profilen Beesenlaublingen (BL), Bad Salzdetfurth (BS), Seeburg (LS) sowie an der Marienburg (MG) nachgewiesen. In allen angeführten Aufschlüssen sowie in der Bohrung Schlierbachswald 4 (SW4) ist an der Basis des Kleinzyklus 4a ein Polaritätswechsel manifestiert. Mit dem Kleinzyklus 4a beginnt die normal polarisierte Zone **sn3**, die auch in den Aufschlüssen Beesenlaublingen (BL), Bad Salzdetfurth (BS), Seeburg (LS) und an der Marienburg (MG) belegt ist.

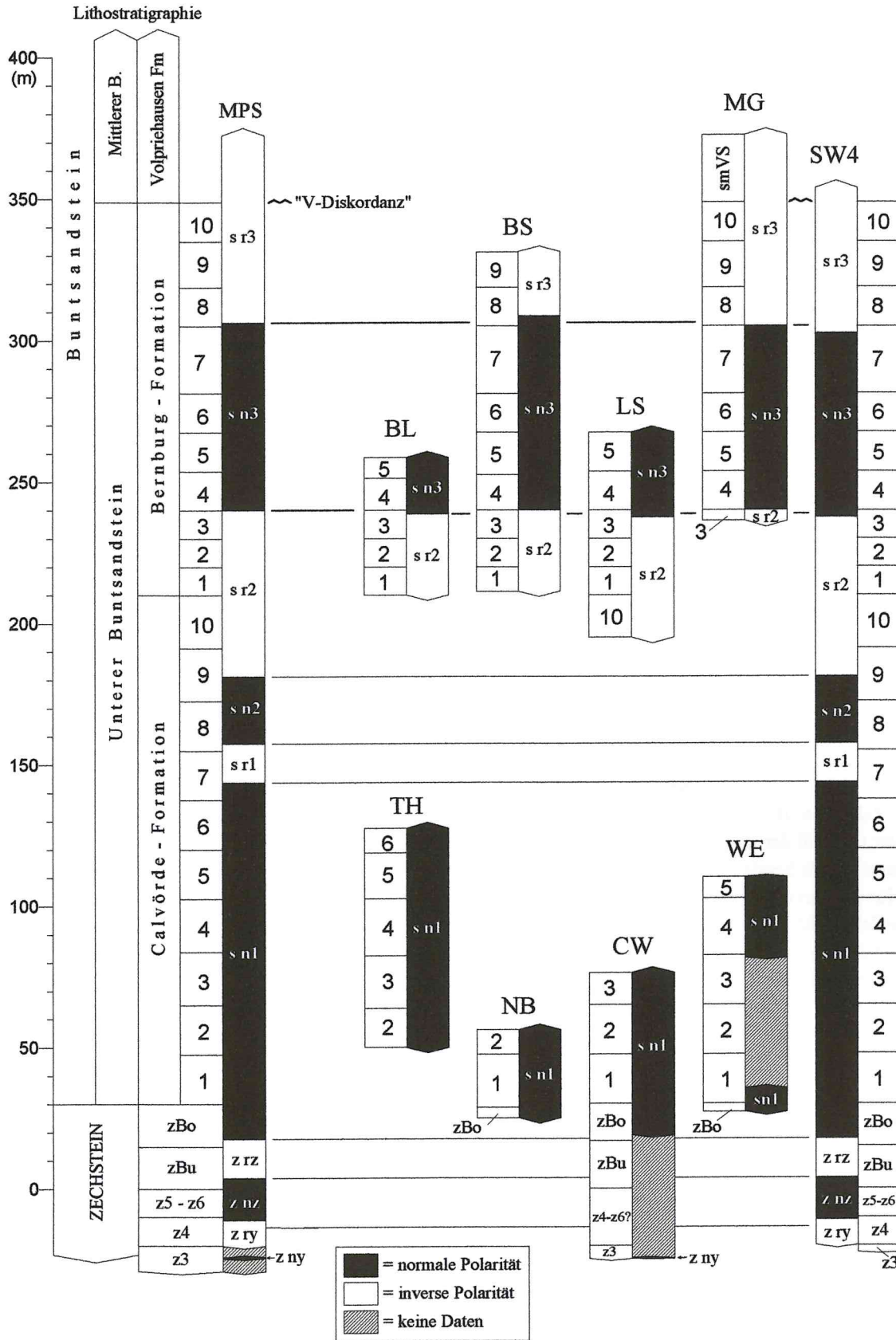


Abb. 65: Links: Zusammengesetzte Magnetische Polaritätsskala (MPS) und Lithostratigraphie (Nummern der Kleinzyklen) des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland; Mitte und rechts: Polaritäten und Lithostratigraphie der einzelnen bearbeiteten Aufschlüsse. TH = Südbahneinschnitt Thale, NB = Tongrube bei Nelben, CW = Plattendolomitbruch Caaschwitz, WE = Ziegeleitongrube Westeregeln, BL = Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen, BS = Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth, LS = Lindenschlucht bei Seeburg, MG = Aufschlüsse an der Marienburg, SW4 = Bohrung Schlierbachswald 4.

An der Basis des Kleinzyklus 8 der Bernburg-Formation ist in den Profilen Bad Salzdetfurth (BS) und an der Marienburg (MB) ein weiterer Polaritätswechsel dokumentiert. Mit dem Kleinzyklus 8 beginnt die invers polarisierte Zone sr3, die bis in den Mittleren Buntsandsteins reicht. Sie ist auch in den Profilen Bad Salzdetfurth (BS) und an der Marienburg (MG) nachgewiesen. Die Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein wird durch die „V-Diskordanz“ markiert. Sie ist auch biostratigraphisch nachweisbar (KOZUR & SEIDEL 1983b). Nach RÖHLING (1999) ist an dieser Grenze mit einer größeren Schichtlücke zu rechnen, da zwischen der Bernburg- und Volpriehausen-Formation im Beckenzentrum noch die Quickborn-Formation eingeschaltet ist. GELUK & RÖHLING (1997) kalkulieren eine Überlieferungslücke von 0,5 Ma. Die meisten Autoren nehmen aber nur einen geringfügigen Schichtausfall zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein an (u.a. BRÜNING 1986).

Während die Polaritätswechsel der Bernburg-Formation vielfach belegt sind, sollten die Feldumkehrungen der Calvörde-Formation und die Polaritätsabfolge im höheren Zechstein zur endgültigen Bestätigung in zukünftigen Untersuchungen noch in weiteren Profilen bestätigt werden. Auffällig ist, dass die Polaritätswechsel nahe von Kleinzyklen-Grenzen auftreten. Dies könnte auf mögliche geringfügige Schichtausfälle im Bereich dieser Grenzen hindeuten. Dass die Polaritätswechsel nicht immer mit den Zyklengrenzen zusammenfallen, sondern etwas darüber liegen, könnte dann an der sogenannten „Einschließzeit“ („lock-in time“) liegen, also dem Zeitraum bis zu dem die Magnetisierungsrichtung in den magnetischen Mineralen „eingefroren“ wurde.

11.3 Andere paläomagnetische Untersuchungen im Mitteleuropäischen Becken

Die älteren Untersuchungen zur Magnetostratigraphie der Germanischen Trias in Deutschland konzentrieren sich auf Teilabschnitte des südwestdeutschen Buntsandsteins (BUREK 1967, 1970, DACHROTH 1971, 1976), also auf vorwiegend grobklastische Sedimente der Randfazies des buntsandsteinzeitlichen Sedimentationsraums.

BUREK (1967, 1970) dokumentierte paläomagnetische Ergebnisse aus 12 Aufschlüssen aus Rheinland-Pfalz, dem Saarland, Baden-Württemberg und Lothringen (Frankreich). Er entnahm 244 Gesteinsproben aus dem Mittleren und Oberen Buntsandstein. Von den 57 abmagnetisierten Proben (23%) wurden 43 thermisch bis 635°C behandelt. Die Messung der NRM erfolgte mit einem astatischen Magnetometer. Als Remanenzträger identifizierte BUREK Hämatit.

In den bei BUREK (1967) dargestellten Abbildungen sind abmagnetisierte und nichtabmagnetisierte Daten (NRM-Werte) nicht zu trennen. Er unterschied im Oberen Buntsandstein 9 inverse und 10 normale Zonen. Nach den in dieser Arbeit definierten Sektoren für primäre normale und inverse Magnetisierung, müssen die überwiegende Zahl von BUREKS Deklinations- und Inklinationenwerten einer sekundären Richtung zugeordnet werden. Der Großteil der dargestellten Inklinationenwerte variiert zwischen +50 und +80° (BUREK 1967), also im Bereich einer für das heutige Erdmagnetfeld typischen Magnetisierungsrichtung. Nur wenige Proben erfüllen die Kriterien für eine primäre ChRM. Da aber im Sektor der für die Magnetostratigraphie verwendeten Daten auch eine große Zahl nicht abmagnetisierter Proben zu erwarten ist und außerdem keine Abmagnetisierungsdiagramme wiedergegeben werden, ist eine Bewertung der Aussagekraft dieser Daten nicht möglich. Die wenigen dargestellten Stereogramme der thermisch behandelten Proben zeigen eine weiträumige Änderung der Magnetisierungsrichtung zwischen den einzelnen Heizschritten. Es wird in keinem Fall ein stabiler Endpunkt erreicht. Des Weiteren sind die NRM-Intensitäten der von BUREK untersuchten Mittel- und Grobsandsteine äußerst niedrig ($< 0,1 - 1 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$).

DACHROTH (1971, 1976) untersuchte permische und triassische Gesteine aus Tagesaufschlüssen in Hessen, Rheinland-Pfalz, Baden-Württemberg und im Saarland. Dazu entnahm er 540 Gesteinsproben, die er im Wechselfeld bzw. thermisch abmagnetisierte. Die thermische Abmagnetisierung wurde nur bis 570°C durchgeführt. Die Remanenzmessung erfolgte mit einem astatischen Magnetometer. Da in den untersuchten Gesteinen nach DACHROTH (1976) Hämatit als Remanenzträger fungiert, ist dessen Blockungstemperaturintervall durch die Abmagnetisierung gar nicht vollständig erfasst worden. Die NRM-Intensitäten der untersuchten grobkörnigen Sandsteine sind sehr gering ($0,1 - 1 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$). Wie bei BUREK (1967) spricht die Mehrzahl der dargestellten Deklinations- und Inklinationenwerte für eine sekundäre (sub)rezente Richtung bzw. eine nicht zu trennende Summenrichtungen aus primärer und sekundärer Magnetisierung. Da DACHROTH keine Abmagnetisierungsdiagramme darstellt, ist eine Bewertung der Resultate nicht möglich.

Die Ergebnisse von BUREK (1967) und DACHROTH (1971, 1976) sind mit unterschiedlicher Sicherheit in das norddeutsche Referenzprofil des Buntsandsteins zu übertragen (MENNING, in Vorb.). Außerdem sind in den südwestdeutschen Randprofilen größere Schichtlücken anzunehmen.

Die neueren paläomagnetischen Untersuchungen umfassen Abschnitte des Buntsandsteins der südwest- und süddeutschen Randfazies (BERES & SOFFEL 1985, PUCHER 1990, MANGOLD 1997, SOFFEL & WIPPERN 1998). BERES & SOFFEL (1985) untersuchten 257 Gesteinsproben aus dem Zechstein und Unteren Buntsandstein der Bohrung Obernsees (Nordbayern) bei einem Beprobungsabstand von 0,5 - 1 m. Die Untersuchungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität ergaben ein ursprüngliches sedimentäres Gefüge. Die Stärke der NRM variiert zwischen $1 - 2 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Die Messung der Remanenzrichtung wurde mit einem DIGICO-Spinnermagnetometer durchgeführt. Die Bestimmung der Magnetisierungsrichtung der unorientierten Bohrerkerne erfolgte anhand der Inklinationenwerte. Abmagnetisierte und nicht abmagnetisierte Proben sind nicht unterscheidbar (BERES & SOFFEL 1985, Abb. 2). BERES & SOFFEL trennen 8 normal und 9 invers polarisierte Zonen ab. Aus der Darstellung der Inklinationenwerte (BERES & SOFFEL 1985, Abb. 2) lassen sich auch positive Inklinationenwerte zwischen $+50^\circ$ und $+80^\circ$ ableiten, die auf eine sekundäre Magnetisierung in Richtung des heutigen Erdmagnetfelds schließen lassen.

SOFFEL & WIPPERN (1998) bearbeiteten 488 permisch-triassische Gesteinsproben der Bohrung Obernsees bei einem Beprobungsabstand von 0,5 - 10 m. Die Messung der Remanenzrichtung erfolgte mit einem RS 01 Kryogenmagnetometer sowie einem 2G Kryogenmagnetometer. Die Stärke der NRM variiert zwischen $1 - 10 \times 10^{-3} \text{ A m}^{-1}$. Als Hauptremanenzträger wurde Hämatit identifiziert. SOFFEL & WIPPERN (1998, Abb. 5) unterscheiden 48 normal und 48 invers polarisierte Zonen aus. Sie postulieren, dass jede durch eine Probe belegte magnetische Zone als ein für die Magnetostratigraphie nutzbarer Polaritätswechsel angesehen werden kann (SOFFEL & WIPPERN 1998, S. 278). Die stratigraphische Einstufung des Profils kann nicht ohne weiteres auf die norddeutsche Gliederung übertragen werden (KÄDING pers. Mitt.). Nach KÄDING liegt die Grenze Zechstein/Buntsandstein etwa 20 m höher als in der lithostratigraphischen Gliederung nach GUDDEN (1985) und damit in einem Abschnitt normaler Polarität. Dieser Bereich könnte der Zone sn1 der mitteldeutschen MPS entsprechen (Abb. 66). Der höhere Teil des Unteren Buntsandsteins ist auch in der Bohrung Obernsees von inverser Polarität dominiert. Etwa in der Mitte dieses inversen Abschnitts tritt eine geringmächtige normal polarisierte Zone auf, die der Zone sn2 entsprechen könnte. Das heißt, dass trotz der höheren Anzahl magnetischer Zonen eine grundsätzliche Übereinstimmung der Polaritätsmuster der Bohrung Obernsees und der mitteldeutschen MPS feststellbar ist. Im Gegensatz zur mitteldeutschen MPS befindet sich der Grenzbereich Unterer/Mittlerer Buntsandstein der Bohrung Obernsees aber in einem Abschnitt normaler Polarität. Die Ursache hierfür könnte die in Süddeutschland ausgeprägtere Schichtlücke an der Basis des Mittleren Buntsandsteins sein.

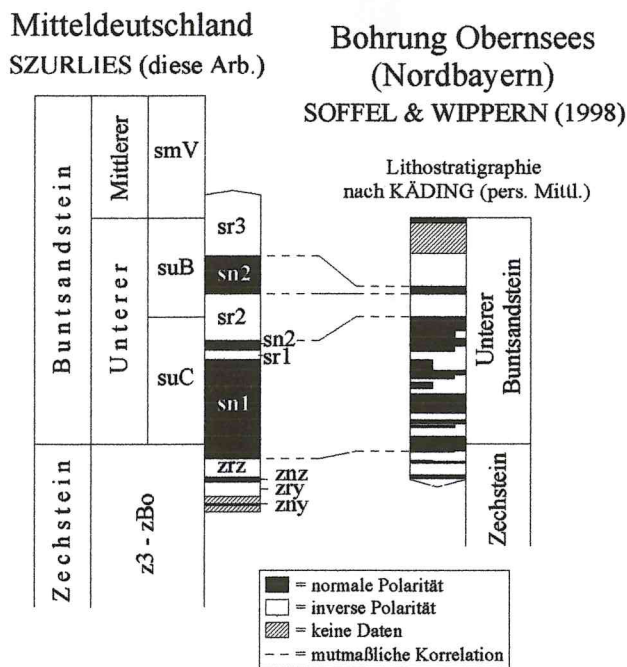


Abb. 66: Vergleich der Magnetischen Polaritätsskala (MPS) von Mitteldeutschland mit der Magnetischen Polaritätsskala der Bohrung Obernsees (SOFFEL & WIPPERN 1998). Die vertikalen Abstände der dargestellten Skalen sind nicht zeit- oder mächtigkeitsbezogen.

Im polnischen Teil des Mitteleuropäischen Beckens liegt eine neuere paläomagnetische Arbeit von NAWROCKI (1997) vor. Er untersuchte 723 permisch-triassische Proben aus 15 Tagesaufschlüssen sowie 11 Bohrungen. Die Remanenzmessung der thermisch abmagnetisierten Gesteinsproben erfolgte mit dem Rotationsmagnetometer JR5A der Firma AGICO. Der mittlere Inklinationswert für eine primäre ChRM beträgt bei einem normalen Erdmagnetfeld +29° und in einem inversen Feld -29°. Die Ergebnisse stellte NAWROCKI (1997) zu einer Magnetischen Polaritätsskala für Nordostpolen zusammen. Er ordnete die Proben aus dem Buntsandstein 14 magnetischen Zonen zu.

Der Vergleich der zwei MPS aus dem Mitteleuropäischen Becken zeigt gute Übereinstimmungen (Abb. 67). In beiden Skalen tritt im höchsten Teil des von inverser Polarität dominierten höheren Zechsteins eine geringmächtige Zone normaler Polarität auf (znz). Sowohl im Plattendolomit von Caaschwitz als auch in dem von NAWROCKI (1997) in der Bohrung Jaworzna IG-1 bearbeiteten PZ3 (= Leine-Formation) ist eine zweite geringmächtige normal polarisierte Zone enthalten. Der tiefere Teil des Unteren Buntsandsteins ist durch eine bis in den höchsten Zechstein reichende mächtige normale polarisierte Zone repräsentiert. Diese als **sn1** bezeichnete Zone entspricht vermutlich der Zone **Tbn1** der polnischen MPS. Die Grenze Zechstein/Buntsandstein liegt demzufolge sowohl in Nordostpolen als auch in Mitteldeutschland im tieferen Teil einer mächtigen normal polarisierten Zone. In beiden Skalen schließen sich im Hangenden je eine geringmächtige Zone inverser und normaler Polarität an. Die magnetischen Zonen **sr1** und **sn2** werden mit den Zonen **Tbr1** und **Tbn2** korreliert. Die darüber folgende invers polarisierte Zone **sr2**, die die Grenze Calvörde-/Bernburg-Formation beinhaltet, entspricht vermutlich der Zone **Tbr2**. Daran schließt sich eine Zone normaler Polarität an (**sn3** bzw. **Tbn3**). Der Untere Buntsandstein bzw. die Baltic-Formation enden mit einer mächtigen Zone inverser Polarität (**sr3** bzw. **Tbr3**). Die Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein befindet sich in dieser invers polarisierten Zone.

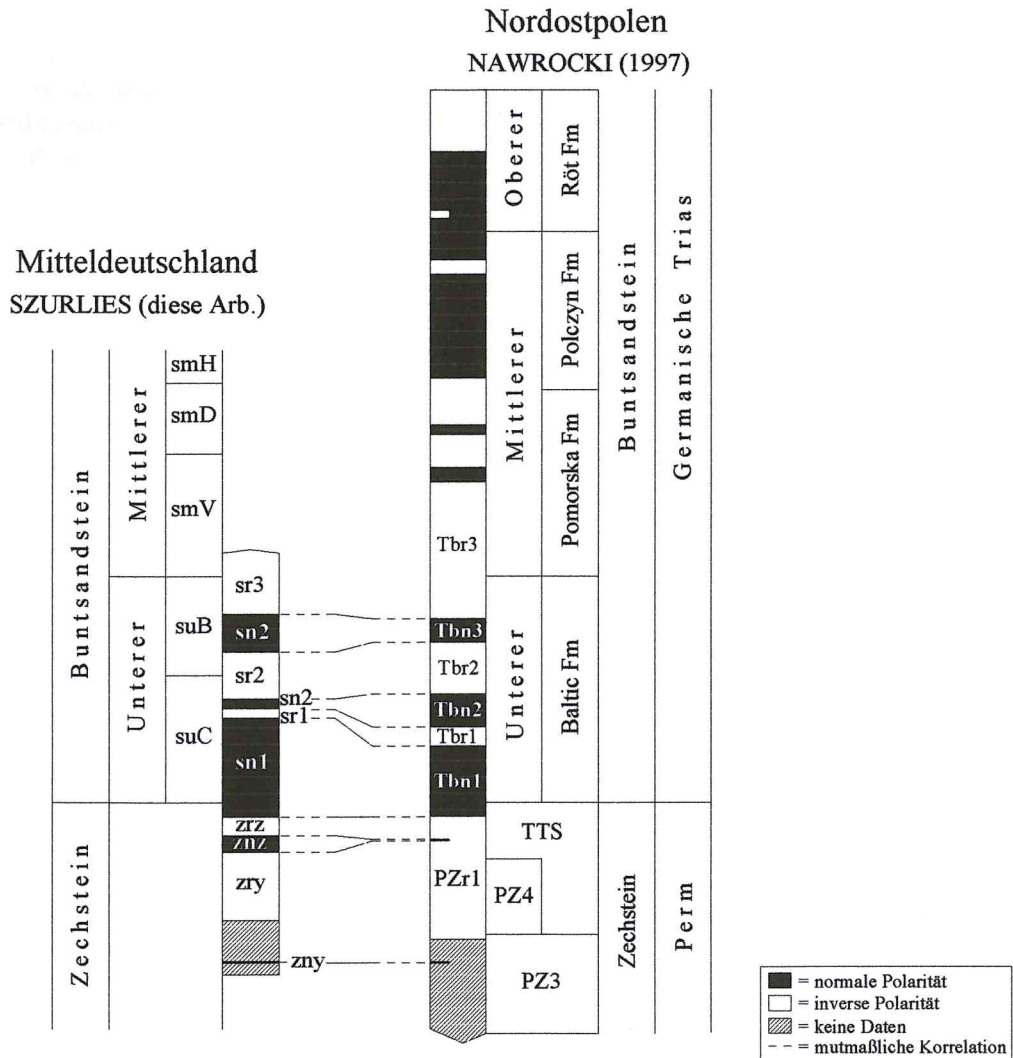


Abb. 67: Vergleich der Magnetischen Polaritätsskala (MPS) von Mitteldeutschland mit der Magnetischen Polaritätsskala von Nordostpolen nach NAWROCKI (1997). Die vertikalen Abstände der dargestellten Skalen sind nicht zeit- oder mächtigkeitsbezogen.

Die beiden MPS zeigen sehr gute Übereinstimmungen, die den Vergleich des polnischen und deutschen Buntsandsteins wesentlich verbessern. Nach NAWROCKI (1997) entspricht der deutsche Untere Buntsandstein der polnischen Baltic-Formation. WAGNER (1991) korreliert die Untergrenze der Baltic-Formation mit der Basis des Oberen Bröckelschiefers. Dies muss aufgrund der paläomagnetischen Ergebnisse nun angezweifelt werden. Die Präzisierung der dargestellten stratigraphischen Korrelation durch eine kombiniert lithostratigraphisch-radio-metrische Arbeit wird zurzeit von ROMAN (in Arb.) durchgeführt.

11.4 Korrelation der MPS mit Gliederungen der Borealen und Tethyalen Trias

Mit Hilfe der mitteldeutschen MPS wird ein Vergleich mit den Magnetischen Polaritätszeitskalen (MPZS) der Borealen und Tethyalen Trias möglich. Die borealen und tethyalen Ablagerungen werden nach biostratigraphischen Gesichtspunkten gegliedert (Tab. 4). Nach KOZUR (1999a, b) wird die Perm/Trias-Grenze dabei unterschiedlich gezogen. Die ursprüngliche biostratigraphisch definierte Grenze liegt an der Basis der *Otoceras woodwardi*-Zone (MOJSISOVICIS et al. 1895). Diese Indexart ist aber nur auf Teile des östlichen Peri-Gondwanas (Himalaya, Tibet, Kaschmir) beschränkt. Im borealen Faziesraum wird die Perm/Trias-Grenze an die Basis der *Otoceras concavum*-Zone gelegt (TOZER 1967). Die Gleichsetzung dieser Grenzen konnte durch KRYSZYN & ORCHARD (1996) und KOZUR (1999a) widerlegt werden. KOZUR et al. (1996) ziehen die Perm/Trias-Grenze an der Basis der Conodonten-Zone *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA), da dieser sowohl in den tethyalen als auch in den borealen Profilen auftritt und nur geringfügig unterhalb der traditionellen Basis der Trias einsetzt. Diese Grenzziehung erhielt die Zustimmung der INTERNATIONALEN SUBKOMMISSION FÜR TRIAS-STRATIGRAPHIE (2000). Den Ergebnissen von KOZUR (1999a, b) zufolge, müsste die Perm/Trias-Grenze innerhalb der *Otoceras boreale*-Zone gezogen werden.

Mit Hilfe der Gliederung des Buntsandsteins in Conchostraken-Zonen gelang KOZUR (1993, 1999a, b) und KOZUR & MOCK (1993) ein Vergleich des kontinentalen mitteleuropäischen Buntsandsteins mit dem tethyalen Faziesraum. Die Conchostraken-Zone *Falsisca postera* und die Sporomorphen-Zone *Lundbladispora obsoleta* - *Lunatisporites noviaulensis* lassen sich mit dem oberpermischen unteren Tesero-Horizont der Südalpen vergleichen (KOZUR 1989). Die Zechstein/Buntsandstein-Grenze liegt demzufolge innerhalb des höchsten Oberperms. Die internationale Perm/Trias wird von ECKE (1986) und KOZUR (1989) an die Obergrenze des Graubankbereichs (GB) gelegt.

Stufe	Unterstufe	Ammoniten-Zonen		Conodonten-Zonen	Conchostraken-Zonen	Formation	Gruppe		
		tethyal ¹⁾	boreal ²⁾	tethyal ³⁾	kontinental ⁴⁾				
UNTERTRIAS (= SKYTHE)	BRAHMANIUM (INDUSIUM)	<i>Ophiceras tibeticum</i>	<i>Bukkenites strigatus</i>	<i>Clarkina carinata</i> <i>Hindeodus postparvus</i> <i>Hindeodus sosisensis</i>	ohne Conchostraken	Calvörde-Formation	Buntsandstein		
			<i>Ophiceras commune</i>	<i>Isarcicella isarcica</i>	-?				
		<i>Otoceras woodwardi</i> <i>Ophiceras bandoi</i>	<i>Hindeodus parvus</i>	<i>Falsisca n. sp. aff.</i> <i>Falsisca verchojanica</i>					
		<i>Hypophiceras changxingense</i> <i>Otoceras fissisellatum</i>	<i>H. latidentatus praeparvus</i> <i>Clarkina meishanensis</i>	<i>Falsisca postera</i>					
OBERPERM	DORASHAMIUM	<i>Otoceras boreale</i>	<i>Clarkina changxingensis</i> <i>Clarkina deflecta</i> <i>Hindeodus typicalis</i>	<i>Falsisca eotriassica</i> ohne Conchostraken	GB	Zechstein			
							<i>Rotodiscoceras asiaticum</i> <i>Pleuronodoceras mapingense</i>	<i>Otoceras boreale</i>	<i>Falsisca postera</i>
							<i>Paratirolites waageni</i>	<i>Otoceras concavum</i> ↓ ?	<i>Falsisca postera</i>

Tab. 4: Zonierung von Ammoniten, Conodonten und Conchostraken im obersten Perm und in der untersten Trias (nach KOZUR 1999a, b). Die vertikalen Abstände wurden nicht zeitproportional dargestellt. 1) KRYSZYN & ORCHARD (1996), KOZUR (1999a, b); 2) TOZER (1967), DAGYS & ERMAKOVA (1996); 3) KOZUR (1996); 4) KOZUR (1999a, b); GB = Graubankbereich.

Der Vergleich der mitteldeutschen MPS mit der zusammengesetzten Magnetischen Polaritätszeitskala (MPZS) von OGG & STEINER (1991, in GRADSTEIN et al. 1994) sowie OPDYKE (1995) führt zu guten Übereinstimmungen (Abb. 68). Die in der MPZS im tieferen Teil der Trias abgetrennte mächtige normal polarisierte Zone entspricht vermutlich der Zone *sn1* der mitteldeutschen Gliederung. Die erste invers polarisierte Zone bei OGG & STEINER (1991) entspricht wahrscheinlich der magnetischen Zone *sr2*. Das heißt, dass die geringmächtige invers polarisierte Zone *sr1* in der MPZS nicht abgetrennt ist. Zu betonen ist, dass nach OGG & STEINER (1991) im Aufschluss "Griesbach Creek" (Kanada) im entsprechenden Abschnitt ein Hiatus vermutet wird (Abb. 68). Die von OGG & STEINER (1991) gewählte Position der Perm/Trias-Grenze ist die Basis der Ammoniten-Zone *Otoceras concavum*. Diese liegt aber nach KOZUR (1999a) deutlich unterhalb der Basis der Conodonten-Zone *Hindeodus parvus* an der die Perm/Trias-Grenze gezogen wird. Dies hat zur Folge, dass die Basis der Trias in Wirklichkeit deutlich höher innerhalb der Ammoniten-Zone *Otoceras boreale* liegt (KOZUR 1999a, b) und damit innerhalb der mächtigen normal polarisierten Zone.

In der von HOUNSLOW et al. (1996) erstellten MPZS für Spitzbergen ist die erste mächtige Zone normaler Polarität (I1n) vergleichbar der Zone *sn1* der mitteldeutschen MPS durch eine geringmächtige invers polarisierte Zone zweigeteilt (Abb. 68). Die zweite normal sowie die zweite invers polarisierte Zone der MPZS nach OGG & STEINER (1991) entsprechen vermutlich den Zonen *sn3* und *sr3* der mitteldeutschen MPS. Diese Polaritätsabfolge ist auch der MPZS von HOUNSLOW et al. (1996) zu entnehmen (I2n, I2r). Auch HOUNSLOW et al. (1996) benutzen die Basis der Ammoniten-Zone *Otoceras concavum* als Perm/Trias-Grenze. Das heißt, dass auch in diesem Profil die tatsächliche Perm/Trias-Grenze nach KOZUR (1999a) höher innerhalb der mächtigen normal polarisierten Zone I1n liegt.

Auch in den Arbeiten von LI & WANG (1989, GSSP Meishan, China), ZAKHAROV & SOKAREV (1991, Dorasham, Armenien) sowie HELLER et al. (1995, Wulong/Shuijiang, China) befindet sich die Perm/Trias-Grenze im tieferen Teil einer mächtigen normal polarisierten magnetischen Zone. Abweichend davon publizierten STEINER et al. (1989, Shangsi, China), YANMING & YUYAN (1999, GSSP Meishan, China) sowie GALLET et al. (2000, Abadeh, Iran) Magnetische Polaritätszeitskalen, in denen die Perm/Trias-Grenze an die Basis einer mächtigen normal polarisierten Zone gelegt wird.

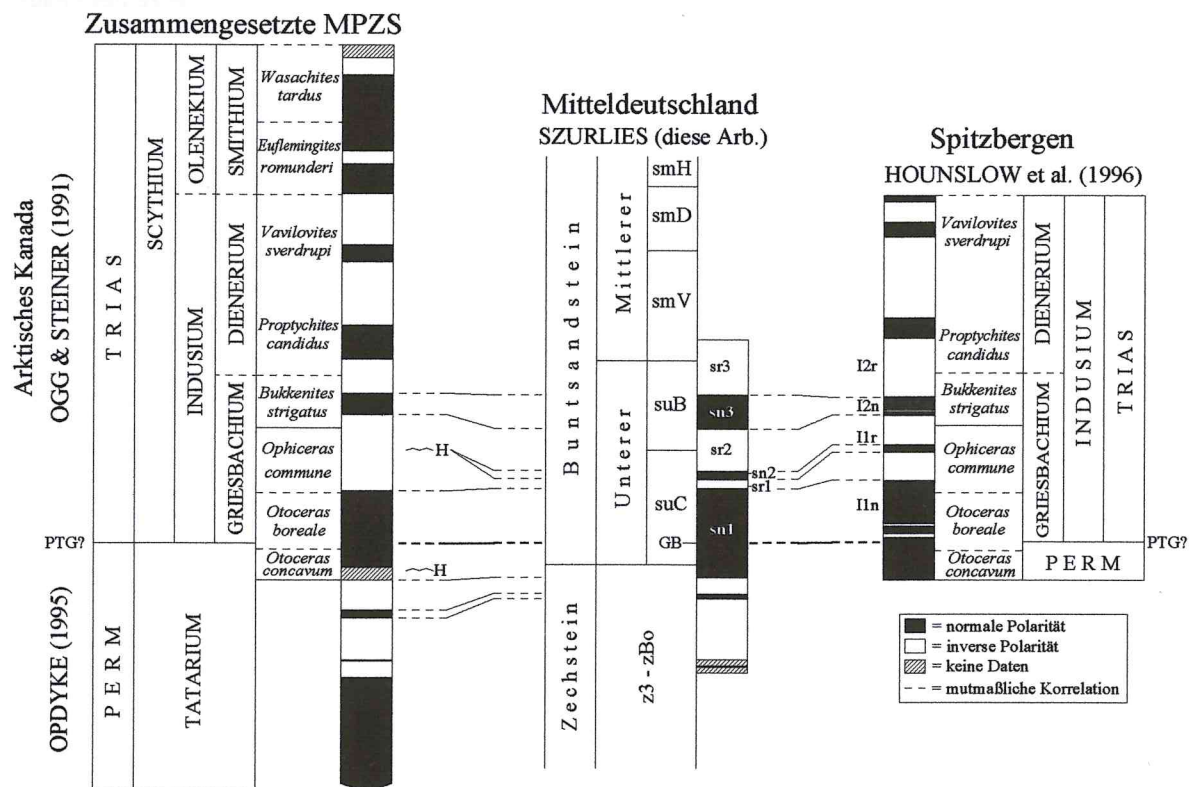


Abb. 68: Vergleich der Magnetischen Polaritätsskala (MPS) von Mitteldeutschland mit der zusammengeführten Magnetischen Polaritätszeitskala (MPZS) nach OGG & STEINER (1991) und OPDYKE (1995) sowie der MPZS nach HOUNSLOW et al. (1996). Die vertikalen Abstände der verschiedenen dargestellten Skalen sind nicht zeit- oder mächtigkeitsbezogen. PTG? = mutmaßliche Position der Perm/Trias-Grenze im Sinne von KOZUR (1999a, b) innerhalb der Ammoniten-Zone *Otoceras boreale*. GB = Graubankbereich, H = Hiatus.

Bis zur endgültigen Klärung der Frage, ob die Perm/Trias-Grenze an einer Feldumkehr von inverser zu normaler Polarität oder im tieferen Abschnitt der ersten normal polarisierten magnetischen Zone der Trias liegt, bleiben auch zwei mögliche Positionen der internationalen Perm/Trias-Grenze im Germanischen Faziesraum bestehen. Nach der ersten Variante befindet sie sich etwa an der Basis des Oberen Bröckelschiefers an einer Feldumkehr von inverser zu normaler Polarität. Die zweite mögliche Position ist der Graubankbereich (GB) im Kleinzyklus 2 der Calvörde-Formation, die aufgrund biostratigraphischer Kriterien favorisiert wird (ECKE 1986, KOZUR 1989). Der GB befindet sich im unteren Drittel der ersten normal polarisierten Zone des Buntsandsteins (sn1). Diese Variante wird durch die von HANSEN et al. (in Vorb.) im Aufschluss ehemalige Tongrube bei Nelben durchgeführten Messungen der magnetischen Suszeptibilität gestützt. Nach HANSEN (pers. Mittl.) entspricht die markante Suszeptibilitätsabnahme an der Basis des Graubankbereichs in Nelben dem typischen Trend an der Perm/Trias-Grenze (HANSEN et al. 2000). Außerdem tritt dort auch ein ausgeprägtes Minimum der $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopie auf. Natürlich besteht auch die Möglichkeit, dass eine dünne nicht beprobte invers polarisierte Zone im tiefsten Teil der Calvörde-Formation auftritt oder dass in diesem Bereich eine Schichtlücke entwickelt ist. Der enge Beprobungsabstand, der im höchsten Oberen Bröckelschiefer und in den tieferen Kleinzyklen der Calvörde-Formation bei z.T. $< 0,5$ m liegt, spricht aber eher gegen die Auslassung einer magnetischen Zone im Zuge der Beprobung. Anzeichen einer größeren Schichtlücke in der tieferen Calvörde-Formation sind bisher nicht bekannt.

Der Vergleich der angeführten paläomagnetischen Ergebnisse legt nahe, dass der Untere Buntsandstein etwa dem Indusium entspricht (vgl. MENNING 2000). Während im tieferen Teil des Indusiums normale Polaritäten vorherrschen, wird der höhere Teil von invers polarisierten Abschnitten dominiert. Annahmen zur Dauer der Kleinzyklen des Buntsandsteins von 100 ka legen eine Zuordnung zu den Exzentrizitäts-Zyklen nahe (PAUL 1992, CLEMMENSEN et al. 1994, GELUK & RÖHLING 1997). GELUK & RÖHLING (1997) kalkulieren abhängig von der Anzahl der abgetrennten Kleinzyklen einen Zeitraum von 2,2 Ma sowie eine Schichtlücke an der Basis des Mittleren Buntsandsteins von etwa 0,5 Ma (Tab. 5). Im Rahmen der eigenen Untersuchungen werden für beide Formationen des Unteren Buntsandsteins jeweils etwa 1,0 Ma veranschlagt. Hierzu wurde die Anzahl der Kleinzyklen mit deren angenommener Dauer von 100 ka multipliziert. Nach MENNING (1995) umfasst der Untere Buntsandstein einen Zeitraum von 3 Ma.

Da im Unteren Buntsandstein der Germanischen Trias Zeitmarken fehlen und Index-Fossilien selten sind und damit ein direkter Vergleich mit den tethyalen Ablagerungen nicht möglich ist, werden solche zeitlichen Einstufungen weiterhin spekulativ bleiben. Mit Hilfe der Magnetostratigraphie ist aber eine globale Korrelationsmethode vorhanden, mit deren Hilfe Zeitmarken in den germanischen Faziesraum übertragen werden können. Zumindest mittelfristig sollte es möglich sein, die Perm/Trias-Grenze in der Germanischen Trias sicher zu lokalisieren und den Buntsandstein mit der marinen Untertrias detaillierter zu vergleichen.

	diese Arb. ¹	GELUK & RÖHLING (1997) ¹	MENNING (1995)
Prä-Volpriehausen-Schichtlücke	?	0,5	
Bernburg-Formation	>1,0	1,4	1,6
Calvörde-Formation	1,0 ²	1,2 ²	1,6

Tab. 5: Geschätzte Zeitdauer (in Ma) der Formationen des Unteren Buntsandsteins; ¹ als Produkt aus der Anzahl der Kleinzyklen und deren angenommener Dauer (100 ka); ² vermutlich teilweise Oberperm.

12 Literaturverzeichnis

- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – *Sediment. Geol.*, **80**: 115-135; Amsterdam.
- AIGNER, T., HORNING, J., JUNGHANS, W.-D. & PÖPPELREITER, M. (1999): Baselevel cycles in the Triassic of the South-German Basin: a short progress report. – *Zbl. Geol. Paläont., Teil I* (1998), **7-8**: 537-544; Stuttgart.
- ALBERTI, F. VON (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. – Cotta: VIII + 366 S.; Stuttgart, Tübingen.
- ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN (ABGL 1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandstein. – *Geol. Jb.*, **A 25**: 123-125; Hannover.
- ARBEITSGRUPPE BUNTSANDSTEIN (in Vorb.): Stratigraphie von Deutschland III - Buntsandstein. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*; Frankfurt.
- BACKHAUS, E. (1996): Eine biostratigraphische Bewertung der Faunen im Buntsandstein des germanischen Beckens. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **78**: 257-279; Stuttgart.
- BERES, J. & SOFFEL, H. (1985): Magnetostratigraphie und Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität von Proben aus der Forschungsbohrung Obernsees zwischen Bohrmeter 1341,15 und 1170,40 (Perm-Trias-Übergang). – *Geol. Bavarica*, **88**: 153-161; München.
- BERGER, A. (1984): Accuracy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary. – In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. [eds] – *Milankovitch and Climate, Part 1*. – 3-41; Dordrecht [Reidel].
- BERGER, A. (1988): Milankovitch theory and climate. – *Rev. Geophys.*, **26**, 4: 624-657; Washington.
- BERGER, A., LOUTRE, M.F. & DEHANT, V. (1989): Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies. – *Terra Nova*, **1**: 474-479; Oxford.
- BEST, G. (1989): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwest-Deutschland nach Bohrlochmessungen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **140**: 73-85; Hannover.
- BEUTLER, G., SCHÜLER, F., WENDLANDT (1987): Aufschluß Ziegeltongrube Westeregeln. – In: BEUTLER, G. [Hrsg.] – *Paläotektonik der Trias*. – 17-18; 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; München [Pfeil].
- BLOEMENDAL, J., KING, J.W., HALL, F.R. & DOH, S.-J. (1992): Rock Magnetism of Late Neogene and Pleistocene Deep-Sea Sediments: Relationship to Sediment Source, Diagenetic Processes, and Sediment Lithology. – *J. Geophys. Res.*, **97**, B 4: 4361-4375; Washington.
- BOIGK, H. (1956): Ausbildung und Paläogeographie des Buntsandstein im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht und seine Beziehungen zu benachbarten Gebieten. – *Geol. Jb.*, **72**: 347-366; 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.
- BORGER, K. (1980): Petrographische Ergebnisse der Tiefbohrung Velpke-Asse Devon 1. – In: KELCH, H.-J., PAULUS, B. [Hrsg.] – *Die Tiefbohrung Velpke-Asse Devon 1*. – *Geol. Jb.*, **A 57**: 33-68; Hannover.
- BRÜNING, U. (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. – *Geol. Jb.*, **A 90**: 3-125; Hannover.
- BUREK, P.J. (1967): Korrelation revers magnetisierter Gesteinsfolgen im Oberen Buntsandstein SW-Deutschlands. – *Geol. Jb.*, **84**: 591-616; Hannover.

- BUREK, P.J. (1970): Magnetic Reversals: Their Application to Stratigraphic Problems. – Am. Ass. Petr. Geol. Bull., **54**, 7: 1120-1139; Menasha.
- BUTLER, R.F. (1992): Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. – 319 pp; Boston [Blackwell].
- CLEMMENSEN, L.B. (1979): Triassic lacustrine red-beds and palaeoclimate: The „Buntsandstein“ of Helgoland and the Malmros Klint Member of East Greenland. – Geol. Rdsch., **68**, 2: 748-774; Stuttgart.
- CLEMMENSEN, L.B. (1985): Desert sand plain and sabkha deposits from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) at the northern margin of the German Basin. – Geol. Rdsch., **74**, 3: 519-536; Stuttgart.
- CLEMMENSEN, L.B. (1991): Controls on aeolian sand-sheet formation exemplified by the Lower Triassic of Helgoland. – In: BARNDORF-NIELSEN, O.E. & WILLETS, B.B. [eds] – Aeolian Grain Transport II: The Erosional Environment. – Acta Mechanica, Suppl. 2: 161-170; Wien.
- 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. [eds] – Orbital forcing and cyclic sequences. – Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., **19**: 439-457; Oxford.
- COLLINSON, D.W. (1983): Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism. Techniques and instrumentation. – 503 S.; London, New York [Chapman & Hall].
- COX, A., DOELL, R.R. & DALRYMPLE, G.B. (1963): Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. – Nature, **198**: 1049 p; London.
- CROSS, T.A., BAKER, M.R., CHAPIN, M.A., CLARK, M.S., GARDNER, M.H., HANSON, M.S., LESSENGER, M.A., LITTLE, L.D., Mc DONOUGH K.-J., SONNENFELD, M.D., VALASEK, D.W., WILLIAMS, M.R. & WITTER, D.N. (1993): Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. – In: ESCHARD, R. & DOLIGEZ, B. [eds] – Subsurface reservoir characterization from outcrop observations. – Editions Technip: 11-33; Paris.
- DACHROTH, W. (1971): Beispiele zur stratigraphischen Anwendung gesteinsmagnetischer Daten. – Geol. Rdsch., **60**, 3: 1061-1087; Stuttgart.
- DACHROTH, W. (1976): Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas (Ein Beitrag zur Anwendung gesteinsmagnetischer Daten in der Stratigraphie). – Geol. Jb., **E 10**: 3-63; Hannover.
- DAGYS, A.S. & ERMAKOVA, S.P. (1993): A Detailed Biostratigraphic Scheme of the Boreal Lower Triassic. – Strat. Geol. Correl., **1**, 2: 154-164.
- DE BOER, P.L. & SMITH, D.G. (1994): Orbital forcing and cyclic sequences. – Spec. Publ. Int. Ass. Sed., **19**: 559 pp; Oxford.
- DEMATHIEU, G. & HAUBOLD, H. (1974): Evolution und Lebensgemeinschaft terrestrischer Tetrapoden nach ihren Fährten in der Trias. – Freiburger Forschungsh., **C 298**, 51-72, Leipzig.
- DIEDERICH, G. (1965): Stratigraphie des Unteren Buntsandstein norddeutscher Auffassung im südlichen Beckenbereich. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 141-146; Wiesbaden.
- DOCKTER, J., SEIDEL, G. & KOZUR, H. (1980): Zur Triasgliederung und Symbolgebung in der DDR. – Z. geol. Wiss., **8**, 8: 951-963; Berlin.
- DUNLOP, D.J. (1972): Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercitivity spectrum analysis. – Geophys. J. R. Astr. Soc., **27**, 1: 37-55; Oxford.
- DUNLOP, D.J. (1973): Theory of the magnetic viscosity of lunar and terrestrial rocks. – Rev. Geophys. Space Phys., **11**: 855-901; Washington.
- DUNLOP, D.J. (1974): Thermal enhancement of magnetic susceptibility. – J. Geophys., **40**: 439-451; Oxford.
- DUNLOP, D.J. (1981): The rock magnetism of fine particles. – Phys. Earth Planet. Inter., **26**: 1-26; Amsterdam.
- DUNLOP, D.J. & ÖZDEMİR, Ö. (1997): Rock Magnetism – Fundamentals and frontiers. – Cambridge Studies in Magnetism, **3**, Cambridge Univ. Press: 573 pp; Cambridge.
- ECKE, H.-H. (1986): Palynologie des Zechsteins und Unteren Buntsandsteins im Germanischen Beckens. – Diss. Univ. Göttingen: 117 S.; Göttingen [unveröff.].

- FISHER, R.A. (1953): Dispersion on a sphere. – Proc. Roy. Soc., A 217: 295-305; London.
- FRANK, U. (1999): Rekonstruktion von Säkularvariationen des Erdmagnetfeldes der letzten 100.000 Jahre – Untersuchungen an Sedimenten aus dem Lago di Mezzano und dem Lago Grande di Monticchio, Italien. – Diss. Univ. Potsdam: 119 S.; Potsdam [unveröff.].
- FRANKE, W. & PAUL, J. (1980): Pelagic redbeds in the Devonian of Germany – Deposition and Diagenesis. – Sed. Geol., 25: 231-256; Amsterdam.
- GALLET, Y., KRYSSTYN, L., BESSE, J., SAIDI, A. & RICOU, L.-E. (2000): New constraints on the Upper Permian and Lower Triassic geomagnetic polarity timescale from the Abadeh section (central Iran). – J. Geophys. Res., 105, B2: 2805-2815; Washington.
- 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; Amsterdam.
- GIANOLLA, P. & JACQUIN, T. (1998): Triassic sequence stratigraphic framework of Western European basins. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 60: 643-650; Tulsa.
- 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, 12: 24051-24074; Washington.
- GRUMBT, E. (1971): Beziehungen zwischen Sedimentationsprozeß und Gefüge in klastischen Sedimenten. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., 16, 3-5: 297-314; Berlin.
- GUDDEN, H. (1985): Der Buntsandstein in der Forschungsbohrung Obernsees. – Geol. Bavarica, 88: 69-81; München.
- HAAG, M & HELLER, F. (1991): Late Permian to Early Triassic magnetostratigraphy. – Earth Planet. Sci. Lett., 107: 42-54; Amsterdam.
- HAHN, G. G. (1986): Die Umpolungen des Erdmagnetfeldes zur Zeit der Schilfsandsteinsedimentation. – Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F., 68: 197-215; Stuttgart.
- HANSEN, H.J., BACHMANN, G.H., TOFT, P. & SZURLIES, M. (in Vorb.): The Continental Permo-Triassic Boundary of the Type Region, Germany: New Paleomagnetic Constraints.
- HANSEN, H.J., LOJEN, S., TOFT, P., DOLENEC, T., TONG, J., MICHAELSEN, P. & SARKAR, A. (2000): Magnetic susceptibility and organic carbon isotopes of sediments across some marine and terrestrial Permo-Triassic boundaries. – In: YIN, H., DICKINS, J.M., SHI, G.R. & TONG, J. [eds] – Permian-Triassic Evolution of Thetys and Western Circum-Pacific. – Dev. Palaeont. Strat., 18: 271-289; Amsterdam.
- HAUBOLD, H. (1971): Die Tetrapodenfährten des Buntsandsteins in der Deutschen Demokratischen Republik und in Westdeutschland und ihre Äquivalente in der gesamten Trias. – Paläont. Abh. A IV, 3: 395-660; Berlin.
- HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (in Vorb.): Limulidenfunde im Unteren Buntsandstein (Bernburg-Formation) von Sachsen-Anhalt.
- HECKEMANN, W. & KRÄMER, F. (1989): Radiometrie und Sedimentationscharakteristik der Trifels-Schichten (sT) im Raum Wilgartswiesen (Pfälzer-Wald). – Oberrhein. geol. Abh., 35: 245-257; Stuttgart.
- HEDLEY, I.G. (1971): The weak ferromagnetism of Goethite (α -FeOOH). – Z. Geophys., 37: 409-420; Würzburg.
- HELLER, F. (1978): Rockmagnetic Studies of Upper Jurassic Limestones From Southern Germany. – J. Geophys., 44: 525-543; Hamburg.
- HELLER, F., CHEN, H., DOBSON, J. & HAAG, M. (1995): Permian-Triassic magnetostratigraphy – new results from South China. – Phys. Earth Planet. Int., 89: 281-295; Amsterdam.
- 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; München [Pfeil].
- HOPPE, W. (1959): Zyklische Gliederung des Unteren und Mittleren Buntsandsteines in Thüringen. – Ber. geol. Ges. DDR, 4, 1: 3-58; Berlin.

- HOPPE, W. (1965): Die Fossilien im Buntsandstein Thüringens sowie ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. – *Geologie*, 14, 3: 272-323; Berlin.
- HOPPE, W. (1976): Zur Bildungsgeschichte des Buntsandsteins im Germanischen Buntsandsteinbecken. – *Z. geol. Wiss.*, 4, 11: 1457-1471; Berlin.
- HOUNSLOW, M.W., MØRK, A., PETERS, C. & WEITSCHAT, W. (1996): Boreal Lower Triassic magnetostratigraphy from Deltadalen, Central Svalbard. – *Albertiana*, 17: 3-10; Münster.
- ILLING, L.V. (1954): Bahaman calcareous sands. – *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 38: 1-95; Tulsa.
- INTERNATIONALE SUBKOMMISSION FÜR TRIAS-STRATIGRAPHIE (2000): The Permian/Triassic boundary decided. – *Albertiana*, 24: 4-9; Münster.
- IRVING, E. & MAJOR, A. (1964): Post-depositional remanent magnetization in a synthetic sediment. – *Sediment.*, 3: 135-143; Oxford.
- JACOBS, J.A. (1994): Reversals of the Earth's Magnetic Field. – Cambridge Univ. Press: 346 pp, 2nd ed.; Cambridge.
- JELINEK, V. (1973): Precision a.c. bridge set for measuring magnetic susceptibility of rocks and its anisotropy. – *Stud. Geophys. Geod.*, 17: 36-45; Prag.
- JUNG, W. (1958): Gliederung des Unteren Buntsandsteins im südöstlichen Harzvorland. – *Geologie*, 7, 8: 1018-1031; Berlin.
- JUNG, W. & LORENZ, S. (1964): Zyklische Gliederung des Buntsandstein zwischen Finne und Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke. – In: Beiträge zur regionalen Geologie Thüringens und angrenzender Gebiete sowie zu anderen Problemen. (Festschr. FRITZ DEUBEL). – *Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwes. U. Montangeol.*, 2: 53-77; Berlin.
- KÄDING, K.-C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechstein im Werra-Fulda-Becken. – *Geol. Jb. Hessen*, 106: 123-130; Wiesbaden.
- KÄDING, K.-C. (2000): Die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge (vormals Bröckelschiefer-Folge) – Stratigraphie und Verbreitung des z4 bis z7 im Zechstein-Becken. – *Kali u. Steinsalz*, 13, 14: 86-96; Kassel.
- KALKOWSKY, E. (1908): Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. – *Z. dt. geol. Ges.*, 60: 68-125; Hannover.
- KAYSER, E. (1884): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Blatt Cönnern. – Königl. Preussische geol. LA: 24 S.; Berlin.
- KELCH, H.-J. & PAULUS, B. (1980): Die Tiefbohrung Velpke-Asse Devon 1. – *Geol. Jb.*, A 57: 3-175; Hannover.
- KERN, A. & AIGNER, T. (1997): Faziesmodell für den Kieselsandstein (Keuper, Obere Trias) von SW-Deutschland: eine terminale alluviale Ebene. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, (1997), 5: 267-285; Stuttgart.
- KING, R.F. (1955): Remanent magnetism of artificially deposited sediments. – *R. astr. Soc. Mon. Not. Geophys. Suppl.*, 7: 115-134; Oxford.
- KLARR, K. (1981): Grundlagen zur Geologie der Asse. – *Ber. Ges. Strahlenforsch.*, T 117: 91 S.; Neuherberg.
- KOCH, G. (1984): Entwicklung und Anwendung einer radiometrischen Messmethode (Heger-Sonde) zur Kennzeichnung klastischer Gesteinsfolgen in Aufschlüssen. – *Diss. Univ. Karlsruhe*: 304 S.; Karlsruhe.
- KOZUR, H. (1989): The Permian-Triassic boundary in marine and continental sediments. – *Zbl. Geol. u. Paläont.*, 1988, 11/12: 1245-1277; Stuttgart.
- KOZUR, H. (1993): Range Charts of Conchostracans in the Germanic Buntsandstein. – In: LUCAS, S.G. & MORALES, M. [eds] – *The Nonmarine Triassic*. – *New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci., Bull.* 3: 249-253; Albuquerque.
- KOZUR, H. (1996): The conodonts *Hindeodus*, *Isarcicella* and *Sweetohindeodus* in the uppermost Permian and lowermost Triassic. – *Geol. Croatia*, 49: 53-96; Zagreb.
- KOZUR, H. (1999a): Aspekte an der Wende Perm/Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. [Hrsg.] – *Trias, eine ganz andere Welt*. – 23-36; München [PFEIL].

- KOZUR, H. (1999b): 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 Conchostraken-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.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1993): The importance of Conchostracens for the Correlation of continental and marine beds. – In: LUCAS, S.G. & MORALES, M. [eds] – The Nonmarine Triassic. – New Mexico Mus. Nat. Hist. & Sci., Bull., 3: 261-266, Albuquerque.
- KOZUR, H., RAMOVŠ, A., WANG, C.-Y. & ZAKHAROV, Y. (1996): The importance of *Hindeodus parvus* (Conodonta) for the definition of the Permian-Triassic boundary and evaluation of the proposed sections for a global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Triassic. – Geologija, 37/38: 173-213; Ljubljana.
- KRÄMER, F. (1959): Bericht über eine Spezialaufnahme des Buntsandsteins im Bereich des Hildesheimer Waldes. – Arch. Nieders. L.-Amt Bodenforsch.: 41 S.; Hannover [unveröff.].
- KRYSTYN, L. & ORCHARD, M.J. (1996): Lowermost Triassic ammonoid and conodont biostratigraphy of Spiti, India. – Albertiana, 17: 10-21; Utrecht.
- KRUMBEIN, W. (1983): Biogene Lamination – Stromatolith und Biostrom. – Weltenburger Akad. (Festschr. ERWIN RUTTE): 133-141; Kehlheim/Weltenburg.
- KUNERT, R. (1962): Die Halle-Hettstedter-Gebirgsbrücke: Methodik der geologischen Zweitkartierung (Meßtischblatt Hettstedt und Könnern). – Ber. geol. Ges. DDR, 7, 1: 129-137; Berlin.
- KUNERT, R. & LENK, G. (1964): Das Tertiär nördlich der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke. – Geologie, 13, 4: 403-428; Berlin.
- KUTZBACH, J.E. & GALLIMORE, R.G. (1989): Pangaeian climates: megamonsoons of the megacontinent. – J. Geophys. Res., 94, D3: 3341-3357; Washington.
- LANGBEIN, R. (1970): Zur Petrologie des Thüringer Buntsandsteins. – Geologie, Beih., 68: 131 S.; Berlin.
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1979): Zur Ausbildung des Leinekarbonats am Südrand des Thüringer Beckens. – Z. geol. Wiss., 7: 967-980; Berlin.
- LEMCKE, K. (1975): Molasse und vortertiärer Untergrund im Westteil des süddeutschen Alpenvorlandes. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 57: 87-115; Stuttgart.
- LEPPER, J. (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubenennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1993, 11: 687-692; Stuttgart.
- LI, H. & WANG, J. (1989): Magnetostratigraphic characteristics of the Permian-Triassic boundary section of Meishan, Changxing, Zhejiang Province. – Sci. China (B), 6: 652-658, Peking.
- LOWRIE, W. (1990): Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. – Geophys. Res. Lett., 17, 2: 159-162; Wahington.
- LOWRIE, W. & HELLER, F. (1982): Magnetic properties of marine limestones. – J. Geophys. Res., 20: 171-192; Washington.
- LOWRIE, W. & KENT, D.V. (1983): Geomagnetic reversal frequency since the Late Cretaceous. – Earth Planet. Sci. Lett., 62: 305-313; Amsterdam.
- MADER, D. (1982): Entstehung der Rotfärbung im Buntsandstein der Westeifel. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1982, 6: 347-366; Stuttgart.
- MAHER, B.A. (1988): Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. – Geophys. J., 94: 83-96; Oxford.

- MANGOLD, M. (1997): Magnetostratigraphische und gesteinsmagnetische Untersuchungen am Buntsandstein des südlichen Odenwalds. – Dipl.-Arb. LMU München, 103 S.; München [unveröff.].
- 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. [eds] – The Permian of Northern Pangea. Vol. 1. – 77-97; Berlin, Heidelberg, New York [Springer].
- MENNING, M. (2000): Stratigraphische Nomenklatur für die Germanische Trias (VON ALBERTI 1834) und die Dyas (MARCOU 1859, GEINITZ 1861). – Z. geol. Wiss., **28**, 1/2: 281-290; Berlin.
- MENNING, M. (in Vorb.): Magnetostratigraphie. – ARBEITSGRUPPE BUNTSANDSTEIN (in Vorb.): Stratigraphie von Deutschland III - Buntsandstein. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg; Frankfurt.
- MILANKOVITCH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. – Acad. R. Serbe Spec. Ed., **133**: 633 S; Belgrad.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & THOMPSON III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. – In: PAYTON, C.E. [ed.] – Seismic stratigraphic applications to hydrocarbon exploration. – Am. Ass. Petr. Geol. Mem., **26**: 53-62; Tulsa.
- MITCHUM, R.M. & VAN WAGONER, J.C. (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. – Sed. Geol., **70**, 2-4: 131-160; Amsterdam.
- MOJSISOVICS, E. v., WAAGEN, W. & DIENER, C. (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. – Sitzber. K. Akad. Wiss. math. naturwiss. C, **104**, 1: 1271-1302; Wien.
- MORLEY, L.W. & LAROCHELLE, A. (1964): Palaeomagnetism as a means of dating geological events. – Geochron. Canada, **8**: 39-51; Toronto.
- MUTTONI, G., KENT, D.V. & CHANNELL, J.E.T. (1996): Evolution of Pangea: paleomagnetic constraints from the Southern Alps, Italy. – Earth Planet. Sci. Lett., **140**: 97-112; Amsterdam.
- NAWROCKI, J. (1997): Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. – Earth Planet. Sci. Lett., **152**: 37-58; Amsterdam.
- NAWROCKI, J. & SZULC, J. (2000): The Middle Triassic magnetostratigraphy from the Peri-Tethys basin in Poland. – Earth Planet. Sci. Lett., **182**: 77-92; Amsterdam.
- NÉEL, L. (1948): Propriétés magnétiques des ferrites: ferrimagnétisme et antiferromagnétisme. – Ann. Phys., **3**: 137-198; Straßburg.
- NÉEL, L. (1949): Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. – Ann. Géophys., **5**: 99-136; Straßburg.
- NIESLUCHOWSKI, P. (1960): Feinstratigraphische Ergebnisse aus der Hauptrogensteinzone (ob. Unterer Buntsandstein) südwestlich von Bernburg. – Geologie, **9**, 2: 156-176; Berlin.
- O'REILLY, W. (1984): Rock and mineral magnetism. – 220 pp; Glasgow [Blackie].
- OGG, J.G. & STEINER, M.B. (1991): Early Triassic polarity time-scale – integration of magnetostratigraphy, ammonite zonation and sequence stratigraphy from stratotype sections (Canadian Arctic Archipelago). – Earth Planet. Sci. Lett., **107**: 69-89; Amsterdam.
- OLSEN, P.E. (1984): Periodicity of lake-level cycles in the Late Triassic Lockatong Formation of the Newark Basin (Newark Supergroup, New Jersey and Pennsylvania). – In: BERGER, A.L., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. [eds] – Milankovitch and Climate, Part 1. – 129-146; Dordrecht [Reidel].
- OLSEN, P.E. (1986): A 40-million Year record of Early Mesozoic orbital climatic forcing. – Science, **234**: 842-848; Washington.
- OLSEN, P.E. & KENT, D.V. (2000): High-resolution early Mesozoic Pangean climatic transect in lacustrine environments. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I (1998), **11-12**: 1475-1495; Stuttgart.

- OPDYKE, N.D. (1995): Magnetostratigraphy of Permo-Carboniferous time. – In: *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **54**: 41-47; Tulsa.
- OSSENKOPF, P. (1964): Mineralogische und geochemische Untersuchung des sogenannten Dolomitsandes im Aufschluß Caaschwitz. – *Z. angew. Geol.*, **10**, 2: 72-75; Berlin.
- ÖZDEMİR, Ö. & BANERJEE, S.K. (1984): High temperature stability of maghemite. – *Geophys. Res. Lett.*, **11**: 161-164; Washington.
- PARRISH, J.T. (1999): Pangaea und das Klima der Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. [Hrsg.] – *Trias, eine ganz andere Welt*. – 37-42; München [Pfeil].
- PAUL, J. (1982): Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens. – *Geol. Rdsch.*, **71**, 3: 795-811; Stuttgart.
- PAUL, J. (1992): Milankovitch cycles in the Buntsandstein (Lower Triassic, Central Europe). – In: ELLENBERG, J. [Hrsg.] – 13th IAS Reg. Meet. Sed., Abstracts: S. 114; Jena.
- PAUL, J. (1993): Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. – *Geol. Jb.*, A **131**: 197-218; Hannover.
- PAUL, J. (1999a): Fazies und Sedimentstrukturen des Buntsandsteins. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. [Hrsg.] – *Trias, eine ganz andere Welt*. – 105-114; München [Pfeil].
- PAUL, J. (1999b): Oolithe und Stromatolithen im Unteren Buntsandstein. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. [Hrsg.] – *Trias, eine ganz andere Welt*. – 263-270; München [Pfeil].
- 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.
- PAUL, J. & KLARR, K. (1988): Feinstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in der Bohrung Remlingen 5. – *Ges. Strahlen Umweltforsch.-Ber.*, **8/87**: 117 S.; München.
- PAYNE, M.A. & VEROSUB, K.L. (1982): The acquisition of post-depositional detrital remanent magnetization in a variety of natural sediments. – *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **68**: 625-642; Oxford.
- PENTZEL, A. (1973): Lithofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Buntsandstein des Gebietes Blankenburg Thale. – *Meldearb. Sekt. Geowiss. Bergakad. Freiberg* [unveröff., zitiert in ROTH 1976].
- PERLMUTTER, M.A. & MATTHEWS, M.D. (1989): Global Cyclostratigraphy – A Model. – In: CROSS, T.A. [ed.] – *Quantitative Dynamic Stratigraphy*. – 233-260; New Jersey [Prentice Hall].
- PETERS, C. & THOMPSON, R. (1998): Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulphides. – *J. Magnetism Magnetic Mat.*, **183**: 365-374; Amsterdam.
- PHILLIP, W. (1960): Zechstein und Buntsandstein in Tiefbohrungen zwischen Harz und Lüneburger Heide. – *Geol. Jb.*, **77**: 711-740; Hannover.
- POLLARD, J.E. (1981): A comparison between the Triassic trace fossils of Cheshire and south Germany. – *Palaeontology*, **24**, 3: 555-588; London.
- POSAMENTIER, H.W., SUMMERHAYES, C.P., HAQ, B. & ALLEN, G.P. (1993): Sequence stratigraphy and facies associations. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sed.*, **18**: 644 pp; Oxford.
- POSAMENTIER, H.W. & WEIMER, P. (1993): Siliciclastic sequence stratigraphy recent developments and applications. – *Am. Ass. Petr. Geol. Geol. Mem.*, **58**: 492 pp; Tulsa.
- PUCHER, R. (1990): Magnetische Untersuchungen an Buntsandsteinproben des Schwarzwaldes. – *Arch. Nieders. L.-Amt Bodenforsch.* 21 S.; Hannover [unveröff.].
- PUFF, P. (1969): Über den Unteren Buntsandstein am Südrand des Thüringer Beckens. – *Abh. Zentr. geol. Inst.*, **13**, VIII + 97 S.; Berlin.
- PUFF, P., JUNGWIRTH, J. & SEIDEL, G. (1996): Zur Ausbildung des Buntsandsteins zwischen Stadtilm und Ilmenau. – *Geowiss. Mitt. Thüringen, Beih.* **5**: 85-109; Weimar.
- RADZINSKI, K.-H. (1967): Gliederung und Paläogeographie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im südöstlichen Harzvorland. – *Geologie*, **16**, 6: 637-659; Berlin.

- RADZINSKI, K.-H. (1992): Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen. – In: BEUTLER, G. & RÖHLING, H.G. [Hrsg.] – Kurzreferate und Exkursionsführer. Ordentliche Sitzung der Perm-Trias Subkommission 1992. – 27-29; Aschersleben.
- RADZINSKI, K.-H. (1995): Zur Gliederung der Trias im Süden von Sachsen-Anhalt. – *Z. geol. Wiss.*, **23**, 1/2: 43-62; Berlin.
- 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.
- RADZINSKI, K.-H. (1997): Das Typusprofil der Calvörde-Folge (Unterer Buntsandstein). – *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, **3**: 5-16; Halle.
- 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.
- RADZINSKI, K.-H. & SEIDEL, G. (1997): Regionaler Vergleich der Profile des Unteren und Mittleren Buntsandsteins zwischen dem Thüringer Becken und dem nordöstlichen Harzvorland. – *Geowiss. Mitt. Thüringen*, **5**: 117-132; Weimar.
- REIBLE, P. (1962): Die Conchostraken (Branchiopoda, Crustacea) der Germanischen Trias. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **114**: 169-244; Stuttgart.
- REICHENBACH, W. (1970): Die lithologische Ausbildung der rezessiven Folgen von Zechstein 2-5 in ihrer Beckenausbildung – Probleme der Grenzziehung und Parallelisierung. – *Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont.*, **15**, 4: 555-563; Berlin.
- REINECK, H.-E. (1960): Über die Entstehung von Linsen- und Flaserschichten. – *Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. III, 1 (Festschr. ERNST KRAUS)*: 369-374; Berlin.
- REITZ, E. (1985): Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. – *Geol. Abh. Hessen*, **86**: 36 S.; Wiesbaden.
- REITZ, E. (1988): Palynostratigraphie des Buntsandsteins in Mitteleuropa. – *Geol. Jb. Hessen*, **116**: 105-112; Wiesbaden.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – *Z. dt. geol. Ges.*, **105** (1953): 843-854; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – *Geol. Jb.*, **A 25**: 127-132; Hannover.
- RIEDEL, A. (1912): Beiträge zur Gliederung der Triasformation in Braunschweig und angrenzenden Gebieten. – *Jb. Provinz.-Museum Hannover*: 92-111; Hannover.
- ROESE, K.-L. (1965): Zur Stratigraphie und Erdgasführung des Mittleren und Unteren Buntsandstein in der Konzession Ridderade unter besonderer Berücksichtigung der Struktur Rehden. – *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 131-157; Hannover.
- 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 stratigraphischen Nomenklatur. – *Geol. Jb.*, **A 142**: 149-183; Hannover.
- RÖHLING, H.-G. (1999): The Quickborn Sandstone – a new lithostratigraphic unit in the lowermost Middle Buntsandstein (Scythian). – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I.*, 1998 **7-8**: 797-812; Stuttgart.
- ROMAN, A. (in Arb.): "Sequenzstratigraphie und Fazies des Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Polen, Deutschland)". – *Diss. Univ. Halle-Wittenberg*; Halle.
- ROTH, W. (1976): Stratigraphische, lithofazielle und paläotektonische Untersuchungen im Buntsandstein (Nordhausen- bis Solling-Folge) des Subherzynen Beckens. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 316**: 9-40; Leipzig.

- SALVADOR, A. (1994): The international stratigraphic guide – a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. – Int. Union Geol. Sci./Subcomm. Strat. Classific., 2nd ed.: 214 pp; Boulder.
- SANDBERG, P.A. (1975): New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. – Sediment., 22: 497-537; Oxford.
- SCHROEDER, H. & DAHLGRÜN, F. (1927): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarter deutscher Länder, Blatt Quedlinburg. – Preuß. Geol. LA: 109 S.; Berlin.
- SCHÜLER, F. & SEIDEL, G. (1991): Zur Ausbildung der Zechstein/Buntsandstein-Grenze in Ostdeutschland. – Z. geol. Wiss., 19, 5: 539-547; Berlin.
- SCHULZ, E. (1998): Concerning palynostratigraphy and facies divisions of the Buntsandstein in the Northeast German region. – Hallesches Jb. Geowiss B, Beih. 5: 160-161 + Poster; Halle.
- SCHULZE, G. (1969): Der Untere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete. – Geologie, 18: 5-20; Berlin.
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. – Geologie, 14, Beih. 50: 115 S.; Berlin.
- SEIDEL, G. & WIEFEL, J. (1981): Zur Ausbildung des Zechsteins und Buntsandsteins im Gebiet von Gera. – Z. geol. Wiss., 9, 5: 479-488; Berlin.
- SMITH, A.G., HURLEY, A.M. & BRIDEN, J.C. (1982): Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums. – 102 S.; Stuttgart [Enke].
- SMOOT, J. & OLSEN, P.E. (1988): Massive mudstones in basin analysis and paleoclimatic interpretation of the Newark Supergroup. – In: MANSPEIZER, W. [ed.] – Triassic-Jurassic Rifting and the opening of the Atlantic Ocean. – 249-274; Amsterdam [Elsevier].
- SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. – 276 S.; Berlin, Heidelberg [Springer].
- SOFFEL, H.C. & WIPPERN, J. (1998): Magnetostratigraphy of Upper Permian and Lower Triassic Rocks from the Drill Site Obernsees near Bayreuth, Germany. – Geol. Bavarica, 103: 275-294; München.
- SOLLE, G. (1966): Rezente und fossile Wüste. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 94: 54-121; Wiesbaden.
- STEINER, M.B., OGG, J.G., ZHANG, Z. & SUN, S. (1989): The Late Permian/Early Triassic magnetic polarity time scale and plate motions of South China. – J. Geophys. Res., 94: 7343-7363; Washington.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 209: 19 S.; Frankfurt.
- STYK, O. (1982): Biostratigraphy of the epicontinental Triassic deposits of Poland based on the occurrence of ostracods. – Biul. Inst. Geol., 329: 5-62; Warszawa [in pol., engl. Zusammenfassung].
- SZURLIES, M. (1997): Magnetostratigraphie und zyklische Stratigraphie im Unteren Buntsandstein des nördlichen und nordöstlichen Harzvorlandes (Sachsen-Anhalt). – Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 85 S.; Hannover [unveröff.].
- SZURLIES, M. (1999): Zyklenstratigraphie und Gamma-Ray-Log-Korrelation im Unteren Buntsandstein (Untere Trias) des nördlichen Harzvorlandes. – Hallesches Jb. Geowiss., B 21: 35-53; Halle.
- SZURLIES, M. & KÄDING, K.-C. (in Vorb.): "Lithostratigraphie und paläomagnetische Ergebnisse des höheren Zechsteins und des Unteren Buntsandsteins in der Bohrung Schlierbachswald 4 (Nordhessen).
- TARLING, D.H. (1983): Palaeomagnetism. – 379 pp; London, New York [Chapman & Hall].
- TGL 25234/11 (1974): Stratigraphische Skala der DDR, Trias. – Staatssekr. Geol., 17 S.; Berlin.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): Environmental magnetism. – 227 pp; London [Allen & Unwin].
- TOZER, E.T. (1967): A standard for Triassic time. – Bull. Geol. Surv. Canada, 156: 1-103; Ottawa.
- TRUSHEIM, F. (1961): Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. – Erdöl-Z., 77, 9: 361-367; Wien, Hamburg.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – Erdöl-Z., 79, 7: 277-292; Wien, Hamburg.

- TURNER, P., TURNER, A., RAMOS, A. & SOPEÑA, A. (1989): Palaeomagnetism of Permo-Triassic rocks in the Iberian Cordillera, Spain: acquisition of secondary and characteristic remanence. – *J. Geol. Soc.*, **146**: 61-76; London.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. & HATLELID, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. – In: PAYTON, C.E. [ed.] – *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **26**: 49-212, Tulsa.
- VAN DER VOO, R. (1993): *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. – Cambridge Univ. Press: 414 pp; Cambridge.
- VAN DER VOO, R. & FRENCH, R.B. (1974): Apparent polar wandering for the Atlantic-Bordering continents: Late Carboniferous to Eocene. – *Earth. Sci. Rev.*, **10**: 99-119; Amsterdam.
- VAN DER ZWAN, C.J. & SPAAK, P. (1992): Lower to Middle Triassic sequence stratigraphy and climatology of the Netherlands, a model. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **91**: 277-290; Amsterdam.
- VAN HOUTEN, F.B. (1973): Origin of red beds: A review – 1961-1972. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **1**: 39-61; Palo Alto.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part II: Key definitions of sequence stratigraphy. – In: BALLY, A.W. [ed.] – *Atlas of Seismic Stratigraphy*. – *Am. Ass. Petr. Geol. Stud. Geol.*, **27**, 1: 11-14; Tulsa.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – In: WILGUS, C.K. et al. [eds] – *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*. – *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **42**: 39-45; Tulsa.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. – *Am. Assoc. Petr. Geol. Meth. Explor.*, **7**: 1-55, Tulsa.
- VEROSUB, K.L. (1977): Depositional and Postdepositional Processes in the Magnetization of Sediments. – *Rev. Geophys. Space Phys.*, **15**, 2: 129-143; Washington.
- VINE, F.J. & MATTHEWS, D.H. (1963): Magnetic anomalies over oceanic ridges. – *Nature*, **199**: 947-949; London.
- VOIGT, T. & GAUPP, R. (2000): Die fazielle Entwicklung an der Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein im Zentrum der Thüringer Senke. – *Beitr. Geol. Thüringen, N.F.* **7**: 55-71; Jena.
- WAGENBRETH, O. (1968): Stratigraphische, petrographische und paläontologische Beobachtungen im Buntsandstein von Staßfurt–Egeln–Oschersleben. – *Geologie*, **17**, 8: 885-901; Berlin.
- WAGNER, R. (1991): Stratigraphie des höchsten Zechsteins im Polnischen Zentralbecken. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **4**: 883-892; Stuttgart.
- WALTHER, J. (1893/94): *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*. – Bd I-III: 1055 S.; Jena [Fischer].
- WALTON, D. (1983): Viscous magnetization. – *Nature*, **305**: 616-619; London.
- WHEELER, H.E. (1964): Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**: 959-967; New York.
- WILGUS, C.K., HASTING, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J. [eds] (1988): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. – *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **42**: 407 pp; Tulsa.
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – *Geotekt. Forsch.*, **32**: 1-65; Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. (1933): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarter deutscher Länder, Blatt Leese*. – *Preuß. Geol. LA*; Berlin.
- YANG, C.S. & BAUMFALK, Y.A. (1994): Milankovitch cyclicity in the Upper Rotliegend Group of The Netherlands offshore. – *Int. Ass. Sediment. Spec. Publ.*, **19**: 47-61; Oxford.

- YANMING, Z. & YUYAN, L. (1999): Magnetostratigraphy of the Permo-Triassic Boundary Section at Meishan, Changxing, Zhejiang Province. – In: YIN, H. & TONG, J. [eds] – Pangea and the Paleozoic-Mesozoic Transition. – Int. Conf. China Univ. Geosc.: 79-84; Wuhan.
- ZAKHAROV, Y. & SOKAREV, A. (1991): Permian-Triassic paleomagnetism of Eurasia. – In: Proceedings of Shallow Tethys 3. – Spec. Publ., 3: 313-323; Sendai.
- ZIEGLER, P.A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. – 2nd ed.: 239 pp, Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.; Amsterdam.
- ZIJDERVELD, J.D.A. (1967): A.C. demagnetization of rocks – Analysis of results. – In: COLLINSON, D.W., CREER, K.M. & RUNCORN, S.K. [eds] – Methods in Paleomagnetism. – 254-286; Amsterdam [Elsevier].
- ZIMMERMANN, E. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarter deutscher Länder, Blatt Gera. – Preuß. Geol. LA; Berlin.

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1:	Lage der Aufschlussprofile und der Bohrung	2
Abb. 2:	Lithostratigraphische Gliederung des Buntsandsteins	3
Abb. 3:	Gegenüberstellung verschiedener litho-, sequenz- und biostratigraphischer Gliederungen des Unteren Buntsandsteins in Mitteleuropa bezogen auf das GR-Log der Bohrung Remlingen 5	6
Abb. 4:	a) Zwei Idealzyklen im Unteren Buntsandstein des nördlichen Harzvorlands (Übergangsfazies); Profilausschnitt aus der ehemaligen Tongrube bei Nelben und b) Zwei Idealzyklen im Unteren Buntsandstein Ostthüringens (Randfazies); Profilausschnitt aus dem Plattendolomitbruch Caaschwitz	11
Abb. 5:	Profil der Calvörde-Formation im Südbahneinschnitt Thale	16
Abb. 6:	Lithologischer und radiometrischer Vergleich des Aufschluss Südbahneinschnitt Thale mit der Bohrung Remlingen 5	17
Abb. 7:	Profil des Oberen Bröckelschiefers und der Calvörde-Formation in der ehemaligen Tongrube bei Nelben	18
Abb. 8:	Lithologischer und radiometrischer Vergleich des Aufschluss ehemaligen Tongrube bei Nelben mit der Bohrung Remlingen 5	19
Abb. 9:	Profil der Calvörde-Formation in der Ziegeltongrube Westeregeln	20
Abb. 10:	Lithologischer und radiometrischer Vergleich des Aufschluss Ziegeltongrube Westeregeln mit der Bohrung Remlingen 5	21
Abb. 11:	Profil des Zechsteins und der Calvörde-Formation im Plattendolomitbruch Caaschwitz	22
Abb. 12:	Profil der Bernburg-Formation im Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen	24
Abb. 13:	Radiometrischer Vergleich des Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen mit der Bohrung Aderstedt 11/62	25
Abb. 14:	Profil der Calvörde- und Bernburg-Formation in der Lindenschlucht bei Seeburg	26
Abb. 15:	Radiometrischer Vergleich des Aufschluss Lindenschlucht bei Seeburg mit der Bohrung Hönstedt 2/67	27
Abb. 16:	Profil der Bernburg-Formation im Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth	28
Abb. 17:	Radiometrischer Vergleich des Aufschluss Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth mit der Bohrung Bockenem 1	29
Abb. 18:	Profil der Bernburg- und Volpriehausen-Formation in den Aufschlüssen an der Marienburg	30
Abb. 19:	Radiometrischer Vergleich der Aufschlüsse an der Marienburg mit der Bohrung Bockenem 1.	31
Abb. 20:	Foto des „Thale-Horizonts“ (= Basisbereich des Kleinzyklus 3) im Südbahneinschnitt Thale	33
Abb. 21:	Lage der Aufschlüsse und Bohrungen sowie Verlauf der GR-Log-Korrelationsketten	39
Abb. 22:	Lithostratigraphische Gliederung der Calvörde-Formation am Beispiel der Bohrung Bockenem 1	40
Abb. 23:	GR-Log-Korrelationskette des Unteren Buntsandsteins von WNW (westliches Harzvorland) nach ESE (nördliches Harzvorland)	42
Abb. 24:	GR-Log-Korrelationskette des Unteren Buntsandsteins von SW (westliches Harzvorland) nach NE (Scholle von Calvörde)	43
Abb. 25:	GR-Log-Korrelationskette des Unteren Buntsandsteins von S (Nordhessen) nach N (westliches Harzvorland)	45
Abb. 26:	Lithostratigraphische Gliederung der Bernburg-Formation am Beispiel der Bohrung Bockenem 1	47
Abb. 27:	GR-Log-Korrelationskette der Bernburg-Formation im westlichen Harzvorland von W nach E	48
Abb. 28:	GR-Log-Korrelationskette der höheren Calvörde- und der tieferen Bernburg-Formation von NNW (nördliches Harzvorland) nach SSE (südöstliches Harzvorland)	50

Abb. 29:	Schematische Strukturübersicht Mitteleuropas bzw. Begrenzung des Mitteleuropäischen Beckens zur Buntsandstein-Zeit nach ZIEGLER (1982) mit Lage des Untersuchungsgebiets . . .	53
Abb. 30:	Faziesverteilung im Unteren Buntsandstein in einem S-N-verlaufenden Faziesschnitt; a: während eines niedrigen Vorflutniveaus (Erosionsbasis); b: während eines hohen Vorflutniveaus	54
Abb. 31:	GR-Log-Korrelationskette mit vereinfachter Darstellung der Hauptfaziestypen sowie Sequenzstratigraphie der Calvörde-Formation	58
Abb. 32:	Sequenzstratigraphische Gliederung des Unteren Buntsandsteins	60
Abb. 33:	Der Untere Buntsandsteins alternativ gegliedert in Sohlbankzyklen (Kleinzyklen) und Erosionsbasis-Zyklen (base-level cycles); a: Profilausschnitt aus dem Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (Übergangsfazies); b: Profilausschnitt aus dem Plattendolomitbruch Caaschwitz (Randfazies)	61
Abb. 34:	Bestimmung der geographischen Breite mit Hilfe der Inklination (verändert nach SOFFEL 1991, VAN DER VOO 1993, NOWACZYK unveröff.). a) Inklinationsrichtungen bei einem inversen und einem normalen Erdmagnetfeld, b) Abhängigkeit der Inklination von der geographischen Breite für ein ideales Dipolfeld und c) Variationen der Inklination zwischen Nord- und Südpol; mathematischer Zusammenhang zwischen geographischer Breite und Inklination	64
Abb. 35:	Schematische Darstellung der Domänenstruktur eines magnetischen Minerals (verändert nach THOMPSON & OLDFIELD 1986, FRANK 1999). a) Unterteilung der Magnetisierung eines Mehrbereichsteilchens in antiparallel orientierte magnetische Domänen zur Minimierung der Energie und b) Schematische Darstellung der Ausrichtungsänderung der magnetischen Momente in einer 180°-Wand (BLOCH-Wand) zwischen zwei Domänen	65
Abb. 36:	Schematische Darstellung der Abhängigkeit von B_C (1), der Suszeptibilität κ (2) und der Verhältnisse M_{SR}/M_S (3) und B_{CR}/B_C (4) von der Teilchengröße im Übergangsbereich SP-, SD-, PSD- und MD-Teilchen (nach SOFFEL 1991)	66
Abb. 37:	Ternäres System der Eisen-Titan-Oxide mit den Endgliedern Rutil, Wüstit und Hämatit bzw. Maghemit sowie den Mischreihen der Titanomagnetite und Titanohämatite und dem Feld der Titanomaghemite (verändert nach SOFFEL 1991)	68
Abb. 38:	a) Typische IRM-Erwerbskurve und thermische Abmagnetisierungskurve für unverwitterte, graue sowie verwitterte graugelbe oolithische Kalksteine, b) Typische IRM-Erwerbskurve und thermische Abmagnetisierungskurve für graue Dolomitsteine (Plattendolomit, Ca ₃), Typische IRM-Erwerbskurve und thermische Abmagnetisierungskurve für graue Sandsteine und Kalksandsteine und d) Typische IRM-Erwerbskurve und thermische Abmagnetisierungskurve für rotbraune Sandsteine	75
Abb. 39:	Das Verhältnis von Sättigungsremanenz (SIRM) zu magnetischer Volumensuszeptibilität (κ) von a) grauen oolithischen Kalkstein- sowie Kalksandstein-Proben und b) rotbraunen Sandstein-Proben	76
Abb. 40:	Thermisch abmagnetisierte rotbraune Feinsandstein-Probe NB ₁₁ aus dem Aufschluss ehemalige Tongrube bei Nelben	78
Abb. 41:	Thermisch abmagnetisierte rotbraune Feinsandstein-Probe NB ₂₁ aus dem Aufschluss ehemalige Tongrube bei Nelben	79
Abb. 42:	Thermisch abmagnetisierte graubraune Feinsandstein-Probe BL ₇₁ aus dem Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen	80
Abb. 43:	Thermisch abmagnetisierte graubraune Feinsandstein-Probe BL ₂₄ aus dem Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen	81
Abb. 44:	Thermisch abmagnetisierte graue Feinsandstein-Probe TL ₁₃ aus dem Aufschluss Südbahneinschnitt Thale	82
Abb. 45:	Thermisch abmagnetisierte graubraune Kalksandstein-Probe BS ₅₉ aus dem Aufschluss Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth	83

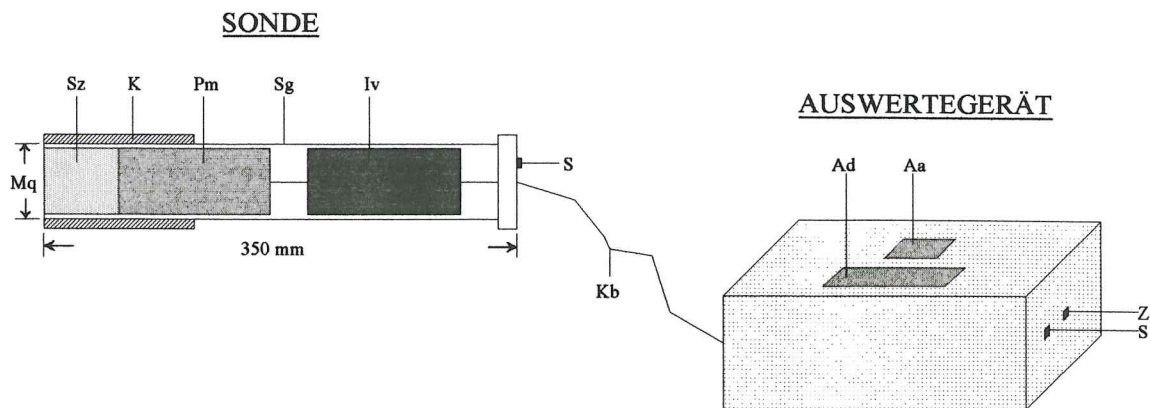
Abb. 46:	Im Wechselfeld abmagnetisierte graue Dolomitstein-Probe CW ₁ aus dem Aufschluss Plattendolomitbruch Caaschwitz	84
Abb. 47:	Im Wechselfeld abmagnetisierte graue Kalkstein-Probe TL ₁₅ aus dem Aufschluss Südbahneinschnitt Thale	85
Abb. 48:	Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Südbahneinschnitt Thale (TL)	87
Abb. 49:	Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Südbahneinschnitt Thale (TL) nach der geographischen und tektonischen Korrektur	87
Abb. 50:	Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss ehemalige Tongrube bei Nelben (NB)	88
Abb. 51:	Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss ehemalige Tongrube bei Nelben (NB) nach der geographischen und tektonischen Korrektur	88
Abb. 52:	Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Ziegeltongrube Westeregeln (WE)	89
Abb. 53:	Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Ziegeltongrube Westeregeln (WE) nach der geographischen und tektonischen Korrektur	89
Abb. 54:	Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Plattendolomitbruch Caaschwitz (CW)	91
Abb. 55:	Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Plattendolomitbruch Caaschwitz (CW) nach der geographischen und tektonischen Korrektur	91
Abb. 56:	Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (BL)	92
Abb. 57:	Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (BL) nach der geographischen und tektonischen Korrektur	92
Abb. 58:	Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Lindenschlucht bei Seeburg (LS)	93
Abb. 59:	Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Lindenschlucht bei Seeburg (LS) nach der geographischen und tektonischen Korrektur	93
Abb. 60:	Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth (BS)	95
Abb. 61:	Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth (BS) nach der geographischen und tektonischen Korrektur	95
Abb. 62:	Paläomagnetische Ergebnisse im Aufschluss Straßenanschnitt und ehemaliger Steinbruch an der Marienburg (MG)	96
Abb. 63:	Magnetisierungsrichtungen im Aufschluss Straßenanschnitt und ehemaliger Steinbruch an der Marienburg (MG) nach der geographischen und tektonischen Korrektur	96
Abb. 64:	Paläomagnetische Ergebnisse in der Bohrung Schlierbachswald 4 (SW4)	97
Abb. 65:	Zusammengesetzte Magnetische Polaritätsskala (MPS) und Lithostratigraphie des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland	99
Abb. 66:	Vergleich der Magnetischen Polaritätsskala (MPS) des Unteren Buntsandsteins von Mitteldeutschland mit der Magnetischen Polaritätsskala der Bohrung Obernsees (SOFFEL & WIPPERN 1998)	101
Abb. 67:	Vergleich der Magnetischen Polaritätsskala (MPS) des Unteren Buntsandsteins von Mitteldeutschland mit der Magnetischen Polaritätsskala von Nordostpolen nach NAWROCKI (1997).	102
Abb. 68:	Vergleich der Magnetischen Polaritätsskala (MPS) von Mitteldeutschland mit der zusammengeführten Magnetischen Polaritätszeitskala (MPZS) nach OGG & STEINER (1991) und OPDYKE (1995) sowie der MPZS nach HOUNSLOW et al. (1996)	104

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1:	Benennung der Korngrößen der Oolithe nach der maximalen Ooidgröße (nach NIESLU- CHOWSKI 1960)	10
Tab. 2:	a) Gliederung der Calvörde-Formation; Verknüpfung der Kleinzyklen mit der verfeinerten Oolith-Nomenklatur und b) Neugliederung der Bernburg-Formation; Verknüpfung der neu definierten Kleinzyklen mit der verfeinerten Oolith-Nomenklatur	11
Tab. 3:	Einige Eigenschaften der wichtigsten im Unteren Buntsandstein auftretenden magnetischen Minerale (nach LOWRIE 1990, SOFFEL 1991)	68
Tab. 4:	Zonierung von Ammoniten, Conodonten und Conchostraken im obersten Perm und in der untersten Trias (nach KOZUR 1996, 1999a, b, KRYSZYN & ORCHARD 1996, TOZER 1967, DAGYS & ERMAKOVA 1996)	103
Tab. 5:	Geschätzte Zeitdauer (in Ma) der Formationen des Unteren Buntsandsteins	105

Anhang A

Prinzipskizze der wichtigsten Bauteile der "Heger-Sonde"



- Sz: Szintillator: Thallium-dotierter Natriumjodid-Kristall
- K: Bleikollimator
- Pm: Photomultiplier
- Sg: Sondengehäuse
- Iv: elektronischer Impulsverstärker
- Mq: freier Messquerschnitt (Durchmesser: 60 mm)
- S: Messauslöser (Start)
- Z: Zeitwahl (1,5,10,50 Sekunden)
- Ad: Messwertanzeige digital
- Aa: Messwertanzeige analog
- Kb: Kabel

Anhang B

Beschreibung der Profile von oben nach unten.

Anhang B1

Calvörde-Formation (70,9 m) im Südbahneinschnitt Thale (Abb. 5).

Calvörde-Formation

Kleinzyklus 6 (suC, K6) > 3 m

- > 0,5 m Feinsandstein, kalkig, z.T. Ooide, graubraun, Belastungsmarken, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, rotbraun, Trockenrisse
- 0,25 m Kalkstein, feoolithisch, grau, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,3 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, und Feinsandstein, kalkig, Ooide, graubraun, Rippeln, Trockenrisse, wechsellagernd
- 0,15 m Kalkstein, feoolithisch, grau, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,2 m Feinsandstein, kalkig, hellbraun, Belastungsmarken, Strömungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, Trockenrisse
- 0,15 m Feinsandstein, kalkig, hellbraun, Horizontalschichtung, Rippeln
- 0,3 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, kalkig, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,15 m Feinsandstein, kalkig, hellbraun, Konvolutschichtung, oben Horizontalschichtung, Rippeln

Kleinzyklus 5 (suC, K5) 10,0 m

- 1,5 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
- 0,8 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, kalkig, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
- 0,5 m Feinsandstein, graubraun, Konvolutschichtung, Strömungsmarken, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln, ichnofossilführend, u.a. *Planolites*, *Isopodichnus*
- 1,5 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,65 m Feinsandstein, kalkig, graubraun, Konvolutschichtung, Belastungsmarken, Strömungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, rotbraun
- 0,5 m Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, rotbraun, massig - bröckelig, wechsellagernd
- 2,2 m Siltstein, sandig, tonig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,9 m Siltstein, sandig, tonig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, und Feinsandstein, kalkig, graubraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, wechsellagernd
- 0,3 m Kalkstein, feoolithisch, grau, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln, mit mm-dicken Tonsteinlagen, rotbraun
- 0,5 m Kalkstein, feoolithisch, grau, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, Trockenrisse, wechsellagernd
- 0,25 m Feinsandstein, graubraun, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Rippeln

Kleinzyklus 4 (suC, K4) 21,6 m

- 1,3 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
- 0,9 m Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,4 m ca. 10 cm Kalkstein, feoolithisch, gelbgrau, Trockenrisse, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, Trockenrisse, wechsellagernd
- 1,3 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig-bröckelig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,5 m Feinsandstein, braun, Rippeln, bei 0,25 m ca. 10 cm Kalkstein, feoolithisch, grau, Schrägschichtung, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, rotbraun, Trockenrisse
- 4,05 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln

0,15 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Trockenrisse, Horizontalschichtung, Rippeln
0,65 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,25 m ca. 10 cm Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Rippeln
0,75 m	Tonstein, siltig, rotbraun, feinschichtig
0,2 m	Tonstein, grüngrau, z.T. Malachit
0,1 m	Tonmergelstein, dolomitisch, beigebraun, Malachit, Trockenrisse („Malachitbank“, MB)
0,05 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Malachit
0,15 m	Tonstein, siltig, kalkig, grüngrau, unten rotbraun
0,15 m	Feinsandstein, kalkig, Ooide, grau, Rippeln, mit wenigen mm-dicken Tonsteinlagen, rotbraun
0,35 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
1,6 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, und Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
1,2 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
0,25 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln, mit wenigen mm-dicken Tonsteinlagen, grüngrau
2,2 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Kalksteinen, feinoolithisch, grau, Rippeln, sowie mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Rippeln
0,15 m	Feinsandstein, graubraun, Horizontalschichtung
1,0 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
0,35 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, unten kavernös, Rippeln
0,6 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse
0,3 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, unten Schrägschichtung, Rippeln, mit mm-dicken Tonsteinlagen, grüngrau
1,6 m	Feinsandstein, kalkig, braun, Belastungsmarken, Schleifmarken, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, bei 0,4 m ca. 5 cm Kalkstein, feinoolithisch, grau, kavernös, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, wechsellagernd
0,1 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, stark kavernös, Trockenrisse
0,2 m	Feinsandstein, braun, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Rippeln
1,25 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, und Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
0,2 m	Feinsandstein, kalkig, grau, Trockenrisse, Intraklastenlagen, Schrägschichtung

Kleinzyklus 3 (suC, K3) 20,5 m

2,0 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
0,15 m	Feinsandstein, kalkig, graubraun, Trockenrisse, Konvolutschichtung, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln
2,4 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, und Feinsandstein, kalkig, wechselnd grau/braun, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
1,25 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,7 m ca. 10 cm Feinsandstein, kalkig, graubraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln
0,4 m	Feinsandstein, kalkig, grau, Konvolutschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, bei 0,15 m ca. 10 cm Tonstein, siltig, sandig, rotbraun
1,75 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, in der Mitte zahlreiche cm-dicke Feinsandsteine, braun, Schrägschichtung, Rippeln
1,85 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Steinsalzkristallmarken, bei 0,6 m ca. 10 cm Feinsandstein, kalkig, braun, Schrägschichtung
0,15 m	Feinsandstein, kalkig, braun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen
2,3 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Kalksteinen, feinoolithisch, grau, Schrägschichtung, Rippeln
0,2 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Stylolithen, wenige cm-lange, nadelförmige, unregelmäßig verteilte Hohlräume
1,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, bei 1,4 m ca. 10 cm Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, erosive Basisfläche
0,35 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln
2,5 m	Feinsandstein, braun, Horizontalschichtung, Schrägschichtung, Konvolutschichtung, Belastungsmarken, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, Trockenrisse, wechsellagernd
1,1 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, und Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Konvolutschichtung, Rippeln, wechsellagernd
0,6 m	Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, grau, rotstichig, unten Horizontalschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln

- 1,05 m Tonstein, siltig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, und Feinsandstein, graubraun, Strömungsmarken, Konvolutschichtung, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd, oben cm-dicke Kalksteine, feinoolithisch, grau
- 0,95 m Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis groboolithisch, weißgrau, unten Schrägschichtung, Stylolithen, Rippeln, wenige cm-lange, nadelförmige, unregelmäßig verteilte Hohlräume

Kleinzyklus 2 (suC, K2) > 15,8 m

- 0,55 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, oben grüngrau, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, grau, Schrägschichtung
- 0,2 m Feinsandstein, rotbraun, Trockenrisse, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, rotbraun
- 1,3 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln
- 2,5 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Rippeln, Schrägschichtung
- 0,35 m Feinsandstein, hellbraun, Belastungsmarken, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, Trockenrisse, wechsellagernd
- 1,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, bei 0,95 m ca. 5 cm Feinsandstein, rotbraun
- 0,15 m Feinsandstein, braun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,05 m ca. 5 cm Tonstein, siltig, sandig, rotbraun
- 0,75 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
- 0,5 m Feinsandstein, kalkig, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, Trockenrisse, wechsellagernd
- 0,8 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd rotbraun/grüngrau, massig - bröckelig, Trockenrisse
- 0,35 m Kalkstein, feinoolithisch, grau, Belastungsmarken, Strömungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,3 m Tonstein, siltig, graubraun, bei 0,1 m ca. 5 cm Feinsandstein, hellgrau, Belastungsmarken Rippeln
- 0,3 m Feinsandstein, rotbraun, erosive Basisfläche, Rippeln
- 2,1 m Feinsandstein, kalkig, grau, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, wechselnd rotbraun/grüngrau, Trockenrisse, wechsellagernd
- 0,2 m Feinsandstein, kalkig, graubraun, Belastungsmarken, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen
- 0,7 m Tonstein, siltig, wechselnd rotbraun/grüngrau, feinschichtig, bei 0,25 m ca. 5 cm Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln
- 0,45 m Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, grau, unten Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,1 m ca. 5 cm Tonstein, grün
- 0,2 m Feinsandstein, kalkig, hellbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, und Tonstein, siltig, wechselnd rotbraun/grüngrau, wechsellagernd
- 0,2 m Feinsandstein, hellbraun, Horizontalschichtung, Rippeln
- 0,3 m Siltstein, tonig, braun, feinschichtig
- 0,7 m Feinsandstein, kalkig, Ooide, graubraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,7 m Tonstein, siltig, wechselnd rotbraun/grüngrau, feinschichtig, Trockenrisse, und Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung, wechsellagernd
- 0,1 m Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung
- 0,4 m Tonstein, siltig, grüngrau, feinschichtig, Rippeln, bei 0,2 m ca. 10 cm Kalkstein, feinoolithisch, graubraun
- > 0,3 m Kalkstein, feinoolithisch sandig, grau, oben Schrägschichtung, Rippeln

Anhang B2

Oberer Bröckelschiefer und Calvörde-Formation (24,5 m) in der ehemaligen Tongrube bei Nelben (Abb. 7).

Calvörde-Formation

Kleinzyklus 2 (suC, K2) > 6,7 m

- > 1,2 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, Trockenrisse, bei 0,4 m ca. 5 cm Tonstein, siltig, grüngrau

2,1 m	Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig, Trockenrisse, bei 0,3 m ca. 5 cm Feinsandstein, kalkig, grau, bei 1,4 m mehrere cm-dicke Tonsteinlagen, ockergelb, dolomitisch
0,1 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln
0,3 m	Tonstein, siltig, grau, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, kalkig, Ooide, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln wechsellagernd
0,2 m	Feinsandstein, kalkig, Ooide, grau
0,4 m	Tonstein, siltig, grüngrau, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, grau, Schrägschichtung, Rippeln
0,1 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Horizontalschichtung
0,1 m	Tonstein, siltig, grüngrau, feinschichtig
0,1 m	Feinsandstein, kalkig, grau, Konvolutschichtung
0,3 m	Tonstein, siltig, grüngrau, feinschichtig
0,3 m	Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, grau, Rippeln, Ostrakoden- und Conchostrakenschill
0,5 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, und Feinsandstein, kalkig, graubraun
0,6 m	Feinsandstein, kalkig, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
0,3 m	Tonstein, siltig, kalkig, grüngrau, feinschichtig
0,1 m	Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung, Rippeln

Kleinzyklus 1 (suC, K1) 14,6 m

0,3 m	Tonstein, siltig, kalkig, grüngrau, feinschichtig
2,1 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,8 m ca. 10 cm Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Rippeln
0,1 m	Feinsandstein, kalkig, graubraun
0,95 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln
0,05 m	Feinsandstein, kalkig, Ooide, grüngrau, Trockenrisse
0,1 m	Feinsandstein, kalkig, graubraun, Intraklastenlagen, Trockenrisse, Rippeln
2,4 m	Siltstein, sandig, tonig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln
1,1 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
0,9 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln
0,6 m	Feinsandstein, kalkig, braun, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsiltsteinlagen, rotbraun, Trockenrisse
0,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
0,1 m	Feinsandstein, braun, Belastungsmarken, Schrägschichtung
0,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln
1,4 m	Tonstein, siltig, kalkig, grüngrau, feinschichtig
0,5 m	Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, grau, Rippeln, Ostrakoden- und Conchostrakenschill
0,75 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, und Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, wechsellagernd
1,55 m	Feinsandstein, wechselnd hellbraun/grau, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln, bei 1,0 m ca. 10 cm Feinsandstein, kalkig, grau, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, wechsellagernd
0,45 m	Feinsandstein, kalkig, braun, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
0,25 m	Feinsandstein, kalkig, braun, Konvolutschichtung

Zechstein

Oberer Bröckelschiefer > 3,2 m

0,6 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
0,1 m	Feinsandstein, kalkig, braun, Schrägschichtung, Belastungsmarken, Rippeln
> 2,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, kalkig, braun, Schrägschichtung, Rippeln

Anhang B3

Calvörde-Formation (78,0 m) in der Ziegeltongrube Westeregeln (Abb. 9).

Calvörde-Formation

Kleinzyklus 5 (suC, K5) > 6,0 m

> 0,5 m	Feinsandstein, rotbraun, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun
0,4 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun
0,2 m	Feinsandstein, rotbraun, grauflechtig, Konvolutschichtung
0,7 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun
0,5 m	Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Trockenrisse, Belastungsmarken, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, Trockenrisse
0,3 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,1 m ca. 10 cm Feinsandstein, kalkig, grau, Intraklastenlagen, Rippeln
0,2 m	Feinsandstein, rotbraun, gelbgrauflechtig, Belastungsmarken, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen
0,2 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
0,2 m	Feinsandstein, rotbraun, Belastungsmarken, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen
1,3 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun
0,1 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Trockenrisse
1,3 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, und Feinsandstein, rotbraun, wechsellagernd
0,1 m	Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung

Kleinzyklus 4 (suC, K4) 23,1 m

2,6 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
2,1 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, Trockenrisse
0,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, und Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, wechsellagernd, bei 0,35 m ca. 10 cm Kalkstein, sandig, feinoolithisch, grau
2,3 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, und Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, Intraklastenlagen, Trockenrisse, wechsellagernd
0,8 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,6 m Lage mit Feinsandsteinlinsen, kalkig, grüngrau
0,2 m	Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
1,3 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,3 und 0,7 m Lagen mit Feinsandsteinlinsen, kalkig, grau
0,1 m	Feinsandstein, grau, rotflechtig, Belastungsmarken
2,1 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen Feinsandsteinen, rotbraun, bei 1,4 m ca. 2 cm Feinsandstein, kalkig, Ooide, grau
0,2 m	Tonstein, siltig, kalkig, grüngrau, feinschichtig, Malachit („Malachitbank“, MB)
0,3 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,1 m ca. 5 cm Feinsandstein, kalkig, grau
0,6 m	Feinsandstein, wechselnd gelbgrau/rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
0,6 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, und Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
0,2 m	Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung
1,6 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,2 m ca. 5 cm Feinsandstein, rotbraun, Rippeln
0,3 m	Tonstein, siltig, grüngrau, mit zahlreichen cm-dicken Kalksteinen, feinoolithisch, grau
1,6 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,8 und 1,1 m zwei ca. 10 cm-dicke Feinsandsteine, rotbraun, Schrägschichtung
0,3 m	Tonstein, siltig, grüngrau
0,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,4 m ca. 10 cm Feinsandstein, grau, Schrägschichtung

0,1 m	Feinsandstein, grau, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln
1,0 m	Feinsandstein, gelbgrau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Trockenrisse, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, wechsellagernd
0,2 m	Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
0,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
0,3 m	Feinsandstein, kalkig, Ooide, rotbraun, Schrägschichtung, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, wechsellagernd
0,4 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, bei 0,1 m ca. 5 cm Kalkstein, feinoolithisch, grau
0,2 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau
0,4 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, bei 0,2 m ca. 5 cm Kalkstein, feinoolithisch, grau, Intraklastenlage
0,1 m	Feinsandstein, rotbraun, Trockenrisse
1,2 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung
0,2 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau
0,3 m	Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln

Kleinzyklus 3 (suC, K3) ca. 20,0 m

0,9 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
ca. 19 m	Aufschlusslücke (im tieferen Teil teilweise sichtbar: dm-dicke oolithische Kalksteinbänke, die dem „Thale-Horizont“, TH angehören)

Kleinzyklus 2 (suC, K2) 13,0 - 14,0 m

> 0,6 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
0,1 m	Feinsandstein, rotbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln
0,2 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
0,2 m	Feinsandstein, kalkig, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
1,3 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
0,1 m	Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Rippeln
2,4 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen Feinsandsteinen, wechselnd grau/rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
0,2 m	Feinsandstein, kalkig, Ooide, grau, kavernös
0,8 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, und Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd, bei 0,5 m ca. 5 cm Feinsandstein, kalkig, Ooide, grau
0,4 m	Feinsandstein, wechselnd rotbraun/grau, Schrägschichtung, Rippeln
1,1 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, wechselnd rotbraun/grau, Schrägschichtung, Rippeln
1,6 m	Tonstein, siltig, grau, feinschichtig
0,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,2 m ca. 10 cm Feinsandstein, rotbraun
0,1 m	Tonstein, siltig, grüngrau
0,4 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
> 1,5 m	Tonstein, siltig, grüngrau, unten wenige cm-dicke Kalksteine, feinoolithisch, grau, Rippeln

Kleinzyklus 1 (suC, K1) ca. 16,5 m

ca. 6 m	Aufschlusslücke (teilweise sichtbar: überwiegend Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig)
> 1,0 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
0,3 m	Tonstein, siltig, grüngrau
3,8 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse und Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
0,1 m	Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
0,3 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
1,0 m	Tonstein, siltig, grüngrau, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Kalksteinen, feinoolithisch, grau
0,1 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau
0,7 m	Tonstein, siltig, grüngrau, und Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau, wechsellagernd
0,5 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, bei 0,05 m cm-dicke Tonsteinlage, grüngrau
> 2,7 m	Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, wechsellagernd, bei 0,1 m ca. 10 cm Tonstein, siltig, grau

Anhang B4

Höherer Zechstein und Calvörde-Formation (78 m) im Plattendolomitbruch Caaschwitz (Abb. 11).

Calvörde-Formation

Kleinzyklus 3 (suC, K3) > 7,3 m

> 3,25 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun
1,0 m	Siltstein, tonig, sandig, wechselnd grau/rotbraun, massig - bröckelig, und Feinsandstein, grau, Rippeln, wechsellagernd
0,45 m	Mittelsandstein, feinsandig, grobsandig, gradiert, wechselnd grau/braun, Rippeln
0,4 m	Siltstein, tonig, sandig, grau, massig - bröckelig, und Feinsandstein, grau, Rippeln, wechsellagernd
0,5 m	Mittelsandstein, feinsandig, gradiert, grau
0,8 m	Siltstein, tonig, sandig, grau, massig - bröckelig, und Feinsandstein, grau, Rippeln, wechsellagernd
0,3 m	Mittelsandstein, feinsandig, grau, Trockenrisse, Rippeln
0,45 m	Siltstein, sandig, wechselnd grau/rotbraun, massig - bröckelig, und Feinsandstein, grau, wechsellagernd
0,15 m	Mittelsandstein, feinsandig, dolomitisch, grau, Trockenrisse, Rippeln

Kleinzyklus 2 (suC, K2) 14,2 m

2,0 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, mittelsandig, rotbraun, Rippeln, bei 0,3 m ca. 20 cm Mittelsandsteine, feinsandig, kalkig, grau, Trockenrisse, Rippeln
0,1 m	Mittelsandstein, feinsandig, rotbraun, Belastungsmarken, Intraklastenlagen
1,95 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, mittelsandig, rotbraun, Rippeln, bei 1,1 m mehrere ca. 5 cm-dicke Feinsandsteine, mittelsandig, gradiert, kalkig, wechselnd grau/rotbraun, Intraklastenlagen, Trockenrisse, Rippeln
0,7 m	Siltstein, tonig, sandig, grüngrau, feinschichtig, und Feinsandstein, mittelsandig, grau, wechsellagernd
1,15 m	Mittelsandstein, grobsandig, feinsandig, z.T. feinkiesig, gradiert, grauweiß, Rippeln, mit wenigen mm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, grau
0,6 m	Siltstein, tonig, sandig, grüngrau, feinschichtig, und Mittelsandstein, feinsandig, grau, wechsellagernd
1,5 m	Feinsandstein, mittelsandig, gradiert, dolomitisch, grau, mit wenigen cm-dicken Siltsteinlagen, sandig, grau
0,35 m	Siltstein, tonig, sandig, grau, feinschichtig, und Feinsandstein, grau, wechsellagernd
0,25 m	Feinsandstein, mittelsandig, gradiert, grau, Schrägschichtung, Rippeln
1,8 m	Feinsandstein, grau, Rippeln, Schrägschichtung, und Siltstein, tonig, sandig, grüngrau, wechsellagernd
1,35 m	Mittelsandstein, grobsandig, feinsandig, z.T. feinkiesig, gradiert, dolomitisch, Schrägschichtung, Trockenrisse, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Siltsteinlagen, tonig, sandig, grüngrau
0,35 m	Siltstein, tonig, sandig, grüngrau, feinschichtig, und Feinsandstein, grau, wechsellagernd
0,7 m	Feinsandstein, mittelsandig, grobsandig, gradiert, grauweiß, Schrägschichtung, Trockenrisse, Rippeln, bei 0,3 m ca. 5 cm Siltsteinlage, sandig, tonig, grau

Kleinzyklus 1 (suC, K1) 9,8 m

1,9 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, z.T. feinschichtig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, grau, Konvolutschichtung, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,7 m ca. 15 cm Grobsandstein, mittelsandig, feinsandig, gradiert, grau, kavernös, Intraklastenlagen, Trockenrisse
0,3 m	Feinsandstein, mittelsandig, gradiert, grau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
1,1 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Trockenrisse, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,65 m ca. 5 cm markante Tonsteinlage, siltig, grüngrau
0,5 m	Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig, und Feinsandstein, grau, wechsellagernd
ca. 0,6 m	Mittelsandstein, grobsandig, feinsandig, gradiert, gelbbraun, erosive Basisfläche, Belastungsmarken, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
ca. 0,3 m	Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, grauosa, Rippeln
0,5 m	Feinsandstein, mittelsandig, gradiert, grauosa, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Siltsteinlagen, sandig, tonig, grüngrau, Trockenrisse
0,3 m	Siltstein, tonig, sandig, grüngrau, feinschichtig, und Feinsandstein, grau, wechsellagernd
0,6 m	Mittelsandstein, grobsandig, z.T. feinkiesig, gradiert, grau, Schrägschichtung, Rippeln

1,2 m	Siltstein, sandig, tonig, wechselnd grau/rotbraun, feinschichtig, und Feinsandstein, braun, wechsellagernd, bei 0,4 und 0,9 m ca. 10 cm Feinsandstein, mittelsandig, rosagrau, Intraklastenlagen, Rippeln
0,7 m	Mittelsandstein, grobsandig, gradiert, braun, kavernös, Schrägschichtung, Rippeln
0,2 m	Siltstein, sandig, tonig, wechselnd grau/rotbraun, feinschichtig, und Feinsandstein, braun, wechsellagernd
0,5 m	Feinsandstein, mittelsandig, gradiert, braun, Strömungsmarken, Trockenrisse, Rippeln
0,1 m	Siltstein, sandig, tonig, grüngrau
0,3 m	Mittelsandstein, feinsandig, gradiert, braun, Konvolutschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
0,4 m	Siltstein, sandig, tonig, wechselnd grau/rotbraun, und Feinsandstein, mittelsandig, grau, Horizontalschichtung, Rippeln, wechsellagernd
0,3 m	Feinsandstein, grobsandig, mittelsandig, gradiert, grauweiß, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen mm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun

Zechstein

Oberer Bröckelschiefer > 13,8 m

2,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, wechselnd rotbraun/grau, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, bei 1,7 m ca. 10 cm Feinsandstein, mittelsandig, rotbraun, Trockenrisse, Intraklastenlagen, Rippeln
0,15 m	Feinsandstein, mittelsandig, graubraun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln
2,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,8 m ca. 10 cm Feinsandstein, mittelsandig, grau, Intraklastenlagen, Rippeln
4,05 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 4,0 m ca. 5 cm Feinsandstein, kalkig, hellbraun, Schrägschichtung, Rippeln
0,1 m	Feinsandstein, grau, Belastungsmarken, Horizontalschichtung
1,5 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
1,0 m	Feinsandstein, mittelsandig, wechselnd rotbraun/grau, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, Trockenrisse
0,4 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
0,5 m	Feinsandstein, mittelsandig, wechselnd grau/rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse
> 1,1 m	Feinsandstein, mittelsandig, z.T. gradiert, unten dolomitisch, kavernös, wechselnd grau/braun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln

Unterer Bröckelschiefer > 9,0 m

ca. 5,0 m	Aufschlusslücke
> 3,2 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun
3,8 m	Mittelsandstein, feinsandig, z.T. grobsandig, gradiert, braun, selten Rippeln, und Siltstein, tonig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, wechsellagernd
1,1 m	Mittelsandstein, feinsandig, grobsandig, braun
0,8 m	Feinsandstein, mittelsandig, dolomitisch, kavernös, Rippeln

Aller-, ?Ohre- und ?Friesland-Formation (z4 – z6) 8,7 m

2,1 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, graufleckig, massig - bröckelig, mit Dolomitknollenlagen, grau
0,5 m	Siltstein, sandig, tonig, grau, mit Dolomitknollenlagen, grau
3,4 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, unten breckziös („Subrosionsbreckzie“)
0,2 m	Dolomitstein, sandig, siltig, tonig, stark dolomitisch, stark kavernös, blaugrau, mit Gipsresiduen (?Auslaugungsreste des Aller-Anhydrits A4)
0,3 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit Dolomitknollen, grau
0,2 m	Dolomitstein, tonig, siltig
1,45 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit Dolomitknollenlagen, grau
0,15 m	Dolomitstein, grau
0,1 m	Tonstein, rotbraun
0,3 m	Tonmergelstein, grau, dolomitisch, z.T. breckziöse Dolomitknollen und Gipsresiduen, weißgrau

Leine-Formation (z3) > 10,3 m

- 2,5 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen Dolomitknollenlagen
- 2,0 m Tonstein, siltig, gelbgrau, mit Dolomitknollenlagen, weißgrau, bei 1,7 m ca. 20 cm Gipsresiduen
- 0,8 m Feinsandstein, siltig, tonig, dolomitisch, gelb
- > 5,0 m Dolomitstein, oolithisch, bituminös, graubraun, löchrig, bankige, selten plattig (sog. „Runkel“)

Anhang B5

Bernburg-Formation (55 m) im Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen (Abb. 12).

Bernburg-Formation**Kleinzyklus 5a (suB, K5a) > 7,5 m**

- 3,7 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,35 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, mit zahlreichen bis dm-dicken Feinsandsteinen, violettbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,55 m Kalkstein, feinoolithisch, dolomitisiert, gelbgrau, Stylolithen, Rippeln, Fischeschuppen, bei 0,45 m ca. 5 cm Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig
- 0,2 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig
- 0,75 m Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Conchostraken-führend, wechsellagernd
- 0,3 m Feinsandstein, grau, erosive Basisfläche, Schrägschichtung
- 0,65 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, Conchostraken-führend

Kleinzyklus 4b (suB, K4b) 10,0 m

- 1,1 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,2 m Feinsandstein, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 5,65 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,8 m Feinsandstein, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, wechsellagernd
- 0,9 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,55 m Feinsandstein, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Conchostraken-führend, wechsellagernd
- 0,8 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse

Kleinzyklus 4a (suB, K4a) 9,6 m

- 4,0 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,75 m Feinsandstein, violettbraun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
- 1,8 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, mit wenigen bis dm-mächtigen Feinsandsteinen, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,5 m Kalkstein, feinoolithisch, dolomitisiert, gelbgrau, kavernös, Stylolithen, Rippeln, bei 0,2 m ca. 10 cm Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig, Conchostraken-führend
- 1,6 m Feinsandstein, violettbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, wechsellagernd
- 0,95 m Feinsandstein, rotbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln, ichnofossilführend, u.a. *Isopodichmus*, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd

Kleinzyklus 3 (suB, K3) 10,9 m

- 2,3 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, oben grau, feinschichtig, oben Conchostraken-führend, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, violettbraun, bei 1,7 m ca. 10 cm Feinsandstein, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,7 m Feinsandstein, violettbraun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig
- 1,0 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Conchostraken-führend
- 0,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Conchostraken-führend
- 1,4 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Trockenrisse, Rippeln, Conchostraken-führend, mit bis zu 15 cm-dicken Feinsandsteinen, violettbraun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln
- 2,4 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Trockenrisse, Rippeln, Conchostraken-führend, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,6 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Rippeln, Conchostraken-führend, bei 0,5 m ca. 5 cm Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 2,1 m Feinsandstein, z.T. kalkig, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Trockenrisse, Rippeln

Kleinzyklus 2 (suB, K2) 8,4 m

- 3,1 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Trockenrisse, Rippeln, mit wenigen bis dm-dicken Feinsandsteinen, wechselnd grau/violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 2,4 m ca. 15 cm Feinsandsteinlinse, kalkig, grau, Trockenrisse, Schrägschichtung, kavernös
- 0,7 m Feinsandstein, wechselnd violettbraun/grau, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Rippeln, wechsellagernd
- 2,0 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Trockenrisse, Rippeln, Conchostraken-führend, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, grau, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,85 m Feinsandstein, kalkig, Ooide, wechselnd grau/braun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, Rippeln, wechsellagernd
- 0,25 m Feinsandstein, violettbraun, Konvolutschichtung
- 0,1 m Kalkstein, feinoolithisch, schwach sandig, grau, Belastungsmarken, Rippeln, kavernös, ichnofossilführend, u.a. *Planolites*, *Isopodichnus*
- 1,4 m Feinsandstein, z.T. kalkig, rotbraun, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, oben grüngrau, feinschichtig, Rippeln, Conchostraken-führend, wechsellagernd

Kleinzyklus 1 (suB, K1) ca. 9 m

- 1,45 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, oben rotbraun, Trockenrisse, Rippeln, Conchostraken-führend mit wenigen bis dm-dicken Feinsandsteinen, violettbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,7 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Rippeln, Conchostraken-führend
- 0,1 m Kalkstein, feinoolithisch, Rippeln, grau
- 2,5 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/violettbraun, feinschichtig, Rippeln, Conchostraken-führend, Limuliden
- 0,1 m Feinsandstein, kalkig, grau
- 0,4 m Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig, Conchostraken-führend
- 0,9 m Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, grau, Trockenrisse, Rippeln, bei 0,45 m ca. 10 cm Tonstein, siltig, grüngrau, feinschichtig
- 0,65 m Tonstein, siltig, sandig, unten grüngrau, oben wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Rippeln, und Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln
- 0,5 m Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, grau, Rippeln
- 1,2 m Tonstein, siltig, sandig, unten grüngrau, oben wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Rippeln, und Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln, wechsellagernd
- 0,5 m Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, grau, Rippeln

Anhang B6

Calvörde- und Bernburg-Formation (68 m) in der Lindenschlucht bei Seeburg (Abb. 14).

Bernburg-Formation

Kleinzyklus 5b (suB, K5b) > 5,0 m

> 1,8 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln
0,4 m	Feinsandstein, rotbraun, unten Horizontalschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
0,65 m	Kalkstein, dolomitisiert, feinoolithisch, grau, Horizontalschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
1,4 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit zahlreichen Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,2 m ca. 5 cm Kalkstein, dolomitisiert, feinoolithisch, Rippeln
0,2 m	Kalkstein, dolomitisiert, feinoolithisch, grau, Horizontalschichtung, Rippeln
0,55 m	Feinsandstein, rotbraun, unten Schrägschichtung, oben Horizontalschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig

Kleinzyklus 5a (suB, K5a) 5,5 m

3,15 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln
0,55 m	Kalkstein, dolomitisiert, feinoolithisch, grau, Rippeln, bei 0,15 m 15 cm Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse
0,8 m	Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, Conchostraken-führend, wechsellagernd, bei 0,3 m ca. 10 cm Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
0,2 m	Feinsandstein, kalkig, grau, Strömungsmarken, Rippeln
0,6 m	Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
0,2 m	Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln

Kleinzyklus 4b (suB, K4b) 7,5 m

5,0 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln
0,6 m	Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
0,15 m	Kalkstein, dolomitisiert, feinoolithisch, grau, Rippeln
1,7 m	Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
0,05 m	Kalkstein, dolomitisiert, feinoolithisch, grau, Rippeln

Kleinzyklus 4a (suB, K4a) 7,2 m

2,9 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse
0,9 m	Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
1,5 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit zahlreichen Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
0,5 m	Kalkstein, dolomitisiert, feinoolithisch, grau, unten Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,15 m ca. 10 cm Tonstein, siltig, sandig, grau, feinschichtig
0,4 m	Feinsandstein, braun, Horizontalschichtung, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, Trockenrisse, wechsellagernd
0,15 m	Kalkstein, dolomitisiert, feinoolithisch, grau, Rippeln
0,7 m	Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, Trockenrisse, wechsellagernd
0,15 m	Feinsandstein, braun, Rippeln

Kleinzyklus 3 (suB, K3) 9,0 m

3,05 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, Trockenrisse, feinschichtig, mit wenigen Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
0,1 m	Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
2,5 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig Trockenrisse, mit wenigen Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
1,0 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit zahlreichen Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
0,15 m	Kalkstein, dolomitisiert, feinoolithisch, grau, Rippeln
2,1 m	Feinsandstein, graubraun, Trockenrisse, Belastungsmarken, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, z.T. Conchostraken-führend, wechsellagernd
0,1 m	Feinsandstein, kalkig, grau, Rippeln

Kleinzyklus 2 (suB, K2) 7,1 m

3,5 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, Conchostraken-führend, mit wenigen Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
0,1 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
1,3 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 1,1 m ca. 10 cm Feinsandstein, kalkig, braun
1,7 m	Feinsandstein, wechselnd grau/braun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
0,1 m	Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung, Rippeln
0,4 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, grau, feinschichtig, wechsellagernd

Kleinzyklus 1 (suB, K1) 8,0 m

0,85 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd rotbraun/grüngrau, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Kalksteinen, feinoolithisch, grau, Trockenrisse, Intraklastenlagen
0,1 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Schrägschichtung
0,9 m	Tonstein, siltig, sandig, wechselnd rotbraun/grüngrau, massig - bröckelig, selten feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, grau
0,1 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Trockenrisse, Intraklastenlagen
1,45 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, z.T. grüngrau, massig - bröckelig, Malachit, selten Conchostraken, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, grau, Schrägschichtung, Rippeln, Trockenrisse
0,1 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln
0,6 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Kalksteinen, feinoolithisch, grau, Intraklastenlagen, Rippeln
0,9 m	Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinen, siltig, sandig, wechselnd grau/rotbraun, feinschichtig, Malachit, Conchostraken-führend
0,15 m	Tonstein, siltig, kalkig, wechselnd grau/rotbraun
0,85 m	Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, z.T. groboolithisch, grau, Stylolithen, Rippeln, mit wenigen mm-dicken Tonsteinlagen, siltig, grau
0,95 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,1 m ca. 10 cm Kalkstein, feinoolithisch, grau, bei 0,5 m ca. 25 cm Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, grau, Stylolithen, Rippeln
1,0 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,2 und bei 0,5 m ca. 10 cm Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln
0,05 m	Feinsandstein, kalkig, grau, Horizontalschichtung, Trockenrisse

Calvörde-Formation**Kleinzyklus 10 (suC, K10) 12,0 m**

4,65 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
0,45 m	Feinsandstein, grau, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, massig - bröckelig, Trockenrisse, wechsellagernd
2,9 m	Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
0,1 m	Kalkstein, feinoolithisch, feinsandig, grau, Rippeln

- 1,2 m Feinsandstein, kalkig, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, wechsellagernd, bei 0,6 m ca. 5 cm Feinsandstein, kalkig, Ooide, grau, Intraklastenlage, Rippeln
- 0,9 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, bei 0,15 m ca. 5 cm Tonstein, siltig, grüngrau
- 1,8 m Feinsandstein, kalkig, wechselnd grau/braun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, wechsellagernd, bei 1,6 m ca. 5 cm Mittelsandstein, grobsandig, feinsandig, graubraun, Intraklastenlage, Rippeln

Kleinzyklus 9 (suC, K9) > 6,0 m

- 2,25 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,15 m Feinsandstein, kalkig, Ooide, grau
- 3,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 2,6 m ca. 15 cm Feinsandstein, rotbraun, Knvolutschichtung
- 0,2 m Feinsandstein, rotbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln

Anhang B7

Bernburg-Formation (111 m) im Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth (Abb. 16).

Bernburg-Formation

Kleinzyklus 9 (suB, K9) > 13,0 m

- > 3,8 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig
- 1,1 m Feinsandstein, rotbraun, oben auch grau, Schrägschichtung, Rippeln, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig
- 3,8 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse
- 2,6 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,7 m Feinsandstein, rotbraun, oben auch grau, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig

Kleinzyklus 8 (suB, K8) 10,2 m

- 4,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse
- 1,6 m Feinsandstein, rotbraun, Konvolutschichtung, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
- 2,0 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, und Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Rippeln
- 2,2 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse

Kleinzyklus 7b (suB, K7b) 13,3 m

- 3,3 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 2,6 m ca. 5 cm Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau
- 0,4 m Kalkstein, feinoolithisch, rotbraun, Rippeln
- 1,5 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, oben wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,1 m Feinsandstein, rotbraun, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig
- 0,7 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, und Feinsandstein, rotbraun, wechsellagernd
- 0,5 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,8 m Feinsandstein, graubraun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig
- 0,7 m Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, gelbgrau, Rippeln

- 0,65 m Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis groboolithisch, rotbraun, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
- 2,0 m Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
- 0,65 m Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,2 m ca. 20 cm Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig

Kleinzyklus 7a (suB, K7a) 7,1 m

- 1,85 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse
- 0,6 m Kalkstein, feinoolithisch, gelbgrau, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
- 0,9 m Feinsandstein, graubraun, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
- 0,6 m Kalkstein, feinoolithisch, sandig, gelbgrau, Rippeln
- 1,55 m Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd, bei 0,2 m ca. 20 cm Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung
- 0,7 m Kalkstein, feinoolithisch, sandig, gelbgrau, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,75 m Kalkstein, feinoolithisch, unten sandig, gelbgrau
- 0,15 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln

Kleinzyklus 6b (suB, K6b) 6,9 m

- 2,0 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse
- 1,0 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, mit wenigen cm-dicken Kalksteinen, feinoolithisch, grau, Rippeln
- 0,8 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd, bei 0,65 m ca. 15 cm Feinsandstein, braun, Intraklastenlagen
- 0,6 m Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
- 0,2 m Feinsandstein, kalkig, grau, Rippeln
- 1,5 m Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig
- 0,3 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun
- 0,5 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen

Kleinzyklus 6a (suB, K6a) 8,2 m

- 3,1 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,6 m Feinsandstein, grau, Konvolutschichtung, Intraklastenlagen, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun
- 0,7 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
- 1,2 m Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, bei 0,5 m ca. 20 cm Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig
- 1,0 m Feinsandstein, rotbraun, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
- 0,6 m Kalkstein, feinoolithisch, dolomitisiert, sandig, gelbbraun, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun

Kleinzyklus 5b (suB, K5b) 7,0 m

- 1,1 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig
- 0,65 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,3 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig
- 0,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig
- 1,45 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, und Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
- 1,85 m Feinsandstein, rotbraun, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd

- 0,15 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
 0,6 m Feinsandstein, rotbraun, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
 0,25 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, grau
 0,25 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung

Kleinzyklus 5a (suB, K5a) 8,1 m

- 1,9 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
 0,2 m Feinsandstein, rotbraun, Konvolutschichtung, oben Schrägschichtung, Rippeln
 0,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandstein, rotbraun
 0,15 m Kalkstein, feinoolithisch, grau, Intraklastenlagen, Rippeln
 0,95 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
 0,15 m Kalkstein, feinoolithisch, grau, Intraklastenlagen, Rippeln
 1,8 m Feinsandstein, rotbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln, ichnofossilführend, u. a. *Isopodichnus*, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse
 0,65 m Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis mitteloolithisch, grau, Rippeln
 1,5 m Feinsandstein, grau, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig
 0,4 m Feinsandstein, z. T. kalkig, grau, Schrägschichtung

Kleinzyklus 4b (suB, K4b) 7,1 m

- 1,45 m Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig
 2,8 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, unten zahlreiche cm-dicke Feinsandsteine, Schrägschichtung, Rippeln
 1,3 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, unten grüngrau, feinschichtig, und Kalkstein, feinoolithisch, grau, wechsellagernd
 0,15 m Kalkstein, feinoolithisch, grau
 0,7 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, und Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
 0,15 m Feinsandstein, grau, Rippeln
 0,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
 0,15 m Feinsandstein, rotbraun, Intraklastenlagen, Rippeln

Kleinzyklus 4a (suB, K4a) 5,5 m

- 1,75 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, oben massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, bei 0,7 m ca. 10 cm Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
 0,35 m Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig, wechsellagernd
 0,35 m Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Rippeln
 0,9 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
 0,25 m Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
 0,15 m Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau
 0,8 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, oben Horizontalschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
 0,2 m Kalkstein, feinoolithisch, grau, Rippeln
 0,5 m Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig, wechsellagernd
 0,25 m Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln

Kleinzyklus 3 (suB, K3) 6,3 m

- 2,9 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln
 1,7 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, braun, Schrägschichtung, Rippeln

- 1,55 m Feinsandstein, z.T. kalkig, grau, Schrägschichtung, oben Horizontalschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd, bei 0,5 m ca. 10 cm Kalkstein, oolithisch, grau, Rippeln
- 0,15 m Kalkstein, feinoolithisch, grau, Intraklastenlagen, oben Schrägschichtung

Kleinzyklus 2 (suB, K2) 10,1 m

- 3,55 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,4 m Feinsandstein, rotbraun, Horizontalschichtung, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
- 1,4 m Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, oben Horizontalschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, grau, feinschichtig, Trockenrisse
- 0,25 m Kalkstein, feinoolithisch, sandig, gelbgrau, Trockenrisse, Rippeln
- 1,4 m Feinsandstein, kalkig, unten grau, oben rotbraun, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, wechselnd grau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse
- 1,6 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, unten wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, braun
- 0,15 m Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 1,2 m Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig
- 0,15 m Feinsandstein, kalkig, Ooide, grau, Schrägschichtung, Rippeln

Kleinzyklus 1 (suB, K1) > 8,0 m

- 1,9 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, z.T. massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 2,4 m Feinsandstein, kalkig, wechselnd grau/rotbraun, Konvolutschichtung, Belastungsmarken, Strömungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, bei 0,4 m ca. 5 cm Kalkstein, feinoolithisch, sandig, graubraun
- 1,7 m Tonstein, siltig, sandig, grüngrau, feinschichtig, mit zahlreichen cm-dicken Kalksteinen, feinoolithisch, sandig, gelbgrau, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,3 m Feinsandstein, z.T. kalkig, grau, Strömungsmarken, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, bei 0,6 m ca. 10 cm Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau
- 0,2 m Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau
- > 0,5 m Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, wechsellagernd, bei 0,2 m ca. 15 cm Feinsandstein, kalkig, Ooide, Trockenrisse
- 0,65 m Kalkstein, inverse Gradierung mit einer Zunahme der Ooidgröße von fein- bis groboolithisch, rotbraun, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
- 2,0 m Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, wechsellagernd
- 0,65 m Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,2 m ca. 20 cm Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig

Anhang B8

Bernburg- und Volpriehausen-Formation (140 m) im Straßenanschnitt und im ehemaligen Steinbruch an der Marienburg westlich Nordstemmen (Abb. 18).

Volpriehausen-Formation

Kleinzyklus 2 (smV, K2) > 9,8 m

- > 1,8 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Rippeln
- 0,9 m Feinsandstein, rotbraun, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, wechsellagernd
- 1,5 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Rippeln
- 0,8 m Feinsandstein, z.T. mit Poren, rotbraun, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, wechsellagernd

- 0,3 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
 0,8 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Belastungsmarken, Rippeln
 3,0 m Feinsandstein, rotbraun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, mit zahlreichen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun
 0,7 m Feinsandstein, unten schwach mittelsandig, gradiert, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln

Kleinzyklus 1 (smV, K1) 18,8 m

- 0,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Rippeln
 2,9 m Feinsandstein, rotbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit zahlreichen bis cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun
 0,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Rippeln
 1,2 m Feinsandstein, rotbraun, Belastungsmarken, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln, mit zahlreichen bis dm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun
 0,3 m Feinsandstein, rotbraun, Belastungsmarken
 1,9 m Feinsandstein, schwach mittelsandig, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun
 0,5 m Mittelsandstein, feinsandig, schwach grobsandig, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen
 1,4 m Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, mittelsandig, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
 0,15 m Mittelsandstein, rotbraun, Konvolutschichtung
 0,75 m Mittelsandstein, grobsandig, feinsandig, rotbraun, weißgrün gefleckt, Schrägschichtung, Intraklastenlagen
 1,55 m Mittelsandstein, feinsandig, grobsandig, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, in der Mitte *Avicula purchisoni* (GEINITZ)
 0,4 m Grobsandstein, mittelsandig, gradiert, braun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
 0,3 m Feinsandstein, oben mittel- und grobsandig, rotbraun, unten Konvolutschichtung, oben Schrägschichtung, Intraklastenlagen, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, wechsellagernd
 0,3 m Feinsandstein, mittelsandig, braun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen
 0,95 m Mittelsandstein, feinsandig, rotbraun, in der Mitte weißgrau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, bei 0,85 m ca. 10 cm Siltstein, tonig, sandig, rotbraun
 0,15 m Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, mit wenigen cm-dicken Mittelsandsteinen, feinsandig, rotbraun, Rippeln
 0,8 m Grobsandstein, mittelsandig, feinkiesig, rotbraun, Intraklastenlagen
 0,3 m Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun
 ca. 2,2 m Mittelsandstein, grobsandig, feinkiesig, erosive Basisfläche, Schrägschichtung, Intraklastenlagen
 ca. 0,3 m Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun
 0,6 m Mittelsandstein, stark grobsandig, rotbraun, Rippeln
 0,6 m Mittelsandstein, feinsandig, grobsandig, z.T. feinkiesig, rotbraun, oben violettbraun, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Siltsteinlagen, tonig, sandig, rotbraun
 0,45 m Mittelsandstein, feinsandig, grobsandig, gradiert, rotbraun, weißgrau gefleckt, Intraklastenlagen, Rippeln, ichnofossilführend: u.a. *Cylindricum*

Bernburg-Formation

Kleinzyklus 10 (suB, K10) 10,6 m

- 1,0 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun
 0,8 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
 0,6 m Feinsandstein, wechselnd rotbraun/gelbbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
 1,2 m Feinsandstein, unten schwach mittelsandig, rotbraun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
 2,5 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, Schrägschichtung, Rippeln
 3,3 m Feinsandstein, z.T. schwach mittelsandig, rotbraun, in der Mitte wechselnd gelbbraun/graubraun, Konvolutschichtung, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen bis dm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse
 1,0 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, wechsellagernd
 0,2 m Feinsandstein, rotbraun, Belastungsmarken, Trockenrisse, Rippeln

Kleinzyklus 9 (suB, K9) 17,2 m

- 3,3 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, wechselnd grau/rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,3 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 3,7 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, wechselnd grau/rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 1,8 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,9 m Feinsandstein, grau, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig
- 1,6 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, und Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
- 0,5 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,2 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, und Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
- 0,5 m Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,2 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, und Feinsandstein, wechselnd rotbraun/graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
- 0,3 m Feinsandstein, gelbgrau, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,7 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen bis dm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun
- 0,2 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln

Kleinzyklus 8 (suB, K8) 11,3 m

- 0,2 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun
- 4,0 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, oben Conchostraken-führend mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, grau, unten rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 2,2 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit zahlreichen bis dm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,4 m Feinsandstein, rotbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit zahlreichen bis dm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,6 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen mm-dicken Tonsteinlagen, siltig, rotbraun
- 1,0 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig
- 1,5 m Feinsandstein, wechselnd graubraun/rotbraun, Trockenrisse, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun

Kleinzyklus 7b (suB, K7b) 16,7 m

- 2,3 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig
- 1,5 m Feinsandstein, rotbraun, oben graubraun, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,6 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig
- 0,4 m Feinsandstein, rotbraun, mit Poren, Intraklastenlagen
- 0,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig
- 0,1 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung
- 1,0 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig
- 3,2 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, bei 1,3 m ca. 30 cm Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 2,3 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, wechselnd grau/rotbraun, Rippeln, bei 1,8 m ca. 20 cm Feinsandstein, grau
- 0,15 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,5 m Tonstein, siltig, sandig, grau, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rosagrau, Schrägschichtung
- 0,2 m Kalkstein, feinoolithisch, rotbraun, Trockenrisse, Rippeln
- 0,35 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig
- 0,8 m Feinsandstein, kalkig, z. T. Ooide, grau, oben rotbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, kavernös (herausgewitterte Tonstein-Intraklasten), Rippeln
- 1,5 m Feinsandstein, rotbraun, Strömungsmarken, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, kavernös (herausgewitterte Tonstein-Intraklasten) Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse

Kleinzyklus 7a (suB, K7a) 6,9 m

- 2,0 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, z.T. wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen wechselnd grau/rotbraun, Belastungsmarken, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,1 m Feinsandstein, grau
- 1,8 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, bei 0,3 m Feinsandstein, kalkig, Ooide, braun
- 0,2 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, gelb gefleckt
- 1,9 m Kalkstein, feinoolithisch, oben kavernös, z.T. sandig, grau, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und wenigen cm-dicken Tonsteinen, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, oben Conchostraken-führend
- 0,6 m Feinsandstein, z.T. kalkig, grau, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, bei 0,2 m ca. 20 cm Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau
- 0,3 m Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau, Schrägschichtung, Rippeln

Kleinzyklus 6b (suB, K6b) 6,3 m

- 2,9 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, Trockenrisse, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, graubraun, bei 0,2 m ca. 5 cm Feinsandstein, kalkig, Ooide, grau, bei 2,3 m Lage mit faustgroßen Feinsandsteinlinsen, grau
- 0,2 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,45 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig
- 0,3 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,55 m Feinsandstein, rotbraun, Belastungsmarken, "ball-and-pillow-Strukturen", Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, wechsellagernd
- 0,3 m Feinsandstein, unten etwas mittelsandig, rotbraun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, bei 0,15 m ca. 5 cm Tonsteinlage, siltig, sandig, rotbraun
- 0,3 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun
- 0,6 m Feinsandstein, rotbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,7 m Feinsandstein, rotbraun, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, kavernös (herausgewitterte Tonstein-Intraklasten) Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, wechsellagernd

Kleinzyklus 6a (suB, K6a) 7,8 m

- 2,1 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, Trockenrisse, oben Conchostraken-führend, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, grau, bei 1,1 m Lage mit faustgroßen Feinsandsteinlinsen, grau
- 0,9 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, Trockenrisse, und Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau, wechsellagernd
- 0,5 m Feinsandstein, z.T. kalkig, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, mit wenigen mm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun
- 0,8 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Rippeln
- 1,1 m Feinsandstein, rotbraun, unten grau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig
- 0,5 m Feinsandstein, rotbraun, unten grau, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,8 m Feinsandstein, graubraun, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd rotbraun/grüngrau, feinschichtig, wechsellagernd
- 0,4 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,1 m Tonstein, siltig, grüngrau
- 0,6 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen mm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun

Kleinzyklus 5b (suB, K5b) 9,3 m

- 3,65 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,4 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit zahlreichen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 1,2 m ca. 10 cm Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,4 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,6 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, massig - bröckelig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, rotbraun
- 0,95 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig wechsellagernd

- 1,5 m Feinsandstein, rotbraun, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, mit wenigen mm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun
- 0,5 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, und Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
- 0,3 m Feinsandstein, rotbraun, Strömungsmarken, Intraklastenlagen, Rippeln

Kleinzyklus 5a (suB, K5a) 8,9 m

- 3,35 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Trockenrisse, Conchostraken-führend, mit wenigen Feinsandsteinen, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,45 m Feinsandstein, kalkig, Ooide, rotgrau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,8 m Feinsandstein, kalkig, grau, Konvolutschichtung, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd rotbraun/grüngrau, feinschichtig, wechsellagernd, bei 0,4 m ca. 5 cm Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau
- 0,8 m Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,4 m Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, feinschichtig, und Feinsandstein, grau, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,25 m Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,4 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, mit mm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, rotbraun
- 0,8 m Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, rotbraun, unten grau, feinschichtig, wechsellagernd
- 0,25 m Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,4 m Feinsandstein, braun, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd rotbraun/grüngrau, feinschichtig, wechsellagernd

Kleinzyklus 4b (suB, K4b) 6,0 m

- 2,5 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit wenigen Feinsandsteinen, wechselnd grau/rotbraun, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln
- 0,1 m Feinsandstein, rotbraun, Schrägschichtung
- 0,1 m Feinsandstein, kalkig, Ooide, grau, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,7 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, Conchostraken-führend, mit zahlreichen Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln
- 0,5 m Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau, Belastungsmarken, Rippeln
- 1,1 m Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau, Trockenrisse, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, und Feinsandstein, kalkig, grau, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig

Kleinzyklus 4a (suB, K4a) 8,1 m

- 1,65 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, z.T. kalkig, wechselnd grau/rotbraun, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,7 m ca. 10 cm Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau
- 0,25 m Feinsandstein, kalkig, rotbraun, oben grau, Schrägschichtung, Rippeln
- 1,5 m Kalkstein, feinoolithisch, z.T. sandig, grau, Trockenrisse, Schrägschichtung, Rippeln, und Feinsandstein, kalkig, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd, mit wenigen cm-dicken Tonsteinlagen, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig
- 0,6 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, und Feinsandstein, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln, wechsellagernd
- 0,4 m Feinsandstein, grau, unten kalkig, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, bei 0,2 m ca. 10 cm Kalkstein, feinoolithisch, grau, Trockenrisse, Rippeln
- 0,3 m Feinsandstein, braun, Trockenrisse, Strömungsmarken, Belastungsmarken, Schrägschichtung, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd rotbraun/grüngrau, feinschichtig, wechsellagernd
- 0,3 m Kalkstein, feinoolithisch, sandig, grau, Schrägschichtung, Rippeln
- 3,1 m Feinsandstein, z.T. kalkig, rotbraun, oben grau, Trockenrisse, Schrägschichtung, Intraklastenlagen, Rippeln, und Tonstein, siltig, sandig, wechselnd rotbraun/grüngrau, massig - bröckelig, Trockenrisse, wechsellagernd, bei 2,7 m ca. 10 cm Kalkstein, feinoolithisch, grau, Trockenrisse, Strömungsmarken, Intraklastenlagen, Rippeln

Kleinzyklus 3 (suB, K3) > 2,2 m

- > 2,2 m Tonstein, siltig, sandig, wechselnd grüngrau/rotbraun, feinschichtig, mit wenigen cm-dicken Feinsandsteinen, graubraun, Schrägschichtung, Rippeln

Anhang C

Mathematischer Zusammenhang zwischen den Parametern, die die Richtung und Intensität des lokalen Erdmagnetfelds beschreiben.

Der Vektor des Erdmagnetfelds kann auf zwei Weisen dargestellt werden:

1. Durch Komponenten in einem rechtwinkligen Koordinatensystem:

Nordkomponente (X); $X = H \cdot \cos I$

Ostkomponente (Y); $Y = H \cdot \sin D$

Vertikalkomponente (Z; positiv nach unten); $Z = F \cdot \sin I \Leftrightarrow Z = H \cdot \tan I$

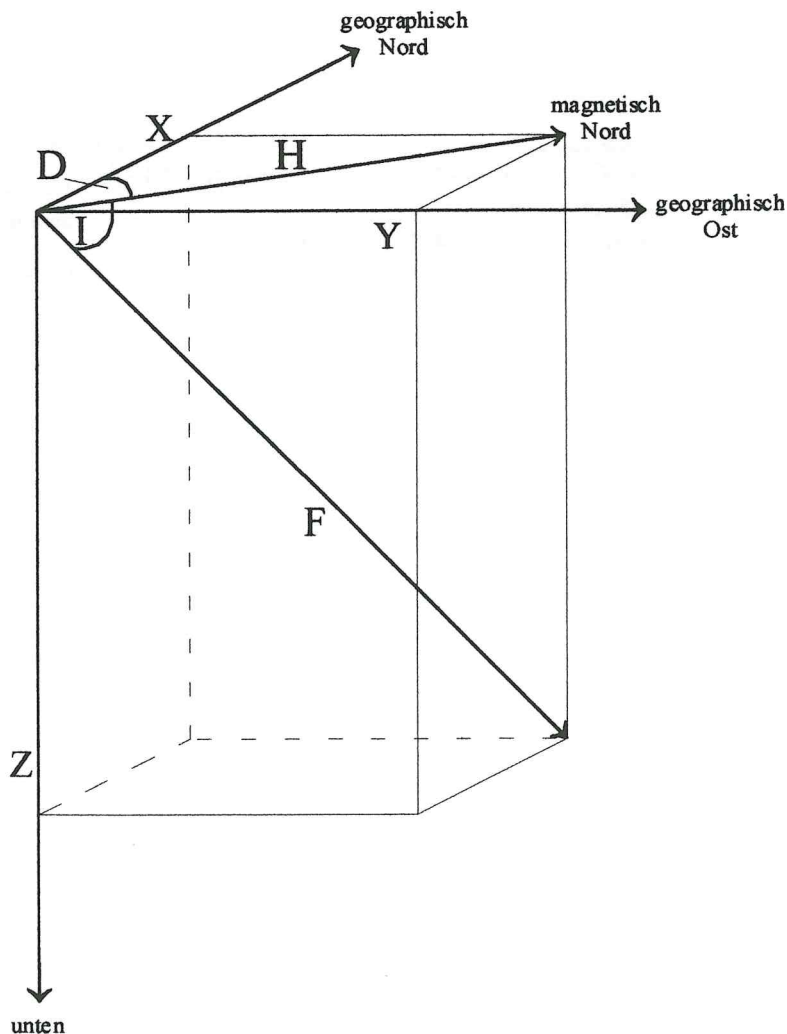
Hieraus ergibt sich der Feldvektor $F = (X, Y, Z)$

2. Durch zwei Richtungswinkel und die Gesamtintensität:

Deklination (D): Abweichung der Horizontalkomponente (H) von der geographisch Nord; $\tan D = Y/X$

Inklination (I): Abweichung des Vektors (F) von der Horizontalen; positiv nach unten; $\tan I = Z/H$

Intensität; $F^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \Leftrightarrow F^2 = H^2 + Z^2$



Anhang D

Lokalität	N/N _M	TA	WFA	mDekl.	mInkl.
Südbahneinschnitt Thale	162/118	101	61	018,5°	+27,5°
Ehemalige Tongrube bei Nelben	46/42	34	12	017,0°	+25,2°
Ziegeltongrube Westeregeln	46/33	33	13	014,4°	+29,9°
Plattendolomitbruch Caschwitz	32/17	24	8	016,9°	+32,2°
Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen	108/94	91	17	200,8° 019,4°	-24,1° +26,4°
Lindenschlucht bei Seeburg	32/19	8	24	188,7° 005,9°	-23,4° +26,7°
Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth	115/96	90	25	199,7° 009,8°	-20,1° +24,2°
Aufschlüsse an der Marienburg	151/107	151	0	194,6° 025,1°	-23,5° +25,1°
Bohrung Schlierbachswald 4	197/175	197	0		-25,4° +25,4°
Gesamt:	889/701	729	160	196,6° 017,1°	-24,1° +26,3°

N = Gesamtzahl der paläomagnetisch untersuchten Proben, N_M = Anzahl der für die Magnetostratigraphie verwendeten Proben, TA = thermisch abmagnetisierte Proben, WFA = im Wechselfeld abmagnetisierte Proben, mDekl. = mittlerer Deklinationswert, mInkl. = mittlerer Inklinationswert

Diskette

Die im Anhang beigefügte Diskette enthält alle paläomagnetischen Rohdaten, der in den Tagesaufschlüssen und der Bohrung entnommenen Gesteinsproben.

Danksagung

Die vorliegende Studie wurde von der Martin-Luther-Universität (MLU) Halle-Wittenberg durch ein Graduiertenstipendium gefördert.

Den Anstoß zu diesen Untersuchungen gab Herr Dr. G. BEUTLER, Geologisches Landesamt (GLA) Sachsen-Anhalt, Halle. Für seine vielfältige Unterstützung sowie die Überlassung persönlicher Unterlagen möchte ich mich sehr herzlich bedanken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. G.H. BACHMANN, MLU, Halle, für seine engagierte Betreuung der Arbeit.

Herr Prof. Dr. J.F.W. NEGENDANK, GeoForschungsZentrum (GFZ), Potsdam, ermöglichte es mir, das magnetische Labor des GFZ zu nutzen, wofür ich mich herzlich bedanken möchte.

Mein besonderer Dank gilt den Herren: Dr. N.R. NOWACZYK, GFZ, Potsdam, für die Einführung in die Methodik magnetischer Untersuchungen, die Bereitschaft, bei Problemen und Fragen jederzeit zur Verfügung zu stehen, sowie die Mithilfe bei der Beprobung des Profils Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth; Dr. M. MENNING, GFZ, Potsdam, für die Einweisung in die Methodik der thermischen Abmagnetisierung mit MAVACS, die engagierte Mithilfe bei der Beprobung der Aufschlüsse: Südbahneinschnitt Thale, ehemalige Tongrube bei Nelben, Tonstein-Tagebau Beesenlaublingen und Ziegeltongrube Westeregeln sowie die anregenden Diskussionen.

Für ergiebige Diskussionen und eine Vielzahl weiterer Hinweise danke ich folgenden Herren: Dr. K.-C. KÄDING, Kassel, der freundlicherweise die Beprobung der Bohrung Schlierbachswald 4 ermöglichte; Dr. H.-G. RÖHLING, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (NLFb), Hannover, der mir u.a. den Hinweis auf das Profil Straßenanschnitt Bad Salzdetfurth gab; Dr. K.-H. RADZINSKI, Halle, der u.a. durch Überlassung persönlicher Unterlagen zum Gelingen der Arbeit beitrug.

Wertvolle Hinweise gaben mir die Herren: Dr. J. NAWROCKI, Polnisches Geologisches Institut, Warschau; Dr. T. RÜFFER, MLU, Halle; Dr. H. KOZUR, Budapest; Dr. G. BEST, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover; Dr. F. KOCKEL, Burgwedel.

Dem Wirtschaftsverband Erdöl- und Erdgasgewinnung e.V. (WEG), Hannover, danke ich für die Freigabe der Bohrlochmessungen der Bohrungen Königslutter Z1 und Alfeld-Elze Z4. Frau Dipl.-Geol. S. RÖHLING, BGR, Hannover, danke ich für die Unterstützung beim Digitalisieren der verwendeten GR-Logs.

Den Herren: Dipl.-Geol. A. PREXL, BGR, Hannover; J. RITTER, Kassel und S. HOTOPP, Nordstemmen, danke ich für die Hilfe bei den Geländearbeiten. Für die Unterstützung beim Aufbereiten der Gesteinsproben danke ich Herrn M. KÖHLER, GFZ, Potsdam. Für die Durchführung eines Teils der Routinemessungen sei Frau I. RÜCKHEIM, GFZ, Potsdam, gedankt.

Meiner Mutter danke ich sehr herzlich für die grammatikalische Überarbeitung des Manuskriptes. Mein besonderer Dank gilt meiner Frau für die Geduld sowie die Mithilfe bei den Geländearbeiten.

Lebenslauf

PERSÖNLICHE ANGABEN

Geburtsdatum: 29. August 1969
Geburtsort: Hildesheim
Familienstand: verheiratet
Staatsangehörigkeit: deutsch

SCHULBILDUNG

1976 - 1980 GRUNDSCHULE NORDSTEMMEN
1980 - 1982 ORIENTIERUNGSSTUFE NORDSTEMMEN
1982 - 1990 GYMNASIUM HIMMELSTHÜR, Hildesheim Abschluss: Abitur

HOCHSCHULBILDUNG

10.1991 - 07.1997 Studium an der UNIVERSITÄT HANNOVER Fachrichtung
Geologie/Paläontologie im Fachbereich Geowissenschaften
07.1997 Diplom
10.1997 - 07.2001 Promotion an der MARTIN-LUTHER-UNIVERSITÄT HALLE-WITTENBERG
07.2001 Disputation
10.1998 - dato Wirtschaftswissenschaftliches Studium an der FERNUNIVERSITÄT HAGEN

ERKLÄRUNG

Hiermit versichere ich, dass ich die Dissertation selbst und ohne fremde Hilfe verfasst, andere als die von mir benannten Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Michael Seurlis