

**Die marin beeinflussten Sande
im Tertiär von Nachterstedt-Schadeleben
in der östlichen Subherzynen Senke –
Sedimentologie, Fazies und stratigraphische Bewertung**

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 Herrn Peter Balaske

geb. am 01. Mai 1964 in Erfurt

Gutachter: Prof. Dr. Max Schwab (Halle)
Prof. Dr. Arnold Müller (Leipzig)
Prof. Dr. Andreas Schäfer (Bonn)

Halle Saale, den 7. Dez. 1998

1. Einleitung	S.1
1.1 Problemstellung und Ziele der Arbeit	S. 1
1.2 Lage des Arbeitsgebietes	S. 1
1.3 Bergbaugeschichte	S. 2
1.4 Aufschlußsituation	S. 3
1.5 Arbeitsmethodik	S. 4
2. Geologischer Überblick	S. 5
2.1 Die Subherzyne Senke	S. 5
2.2 Die Salinarstruktur Ascherslebener Sattel	S. 7
2.3 Die Geologische Erforschung der Tertiärvorkommen	S. 8
2.4 Das Tertiär der Subherzynen Senke	S.10
2.5 Das Geologische Normalprofil von Nachterstedt-Schadeleben	S.12
3. Interpretationsergebnisse	S.16
3.1 Faziesindikatoren	S. 16
3.2 Atlas der Sedimentgefüge	S. 18
3.3 Die tertiäre Schichtenfolge	S. 33
3.3.1 Die Schichten des Mittel-Eozäns	S. 33
3.3.1.1 Die Stellung der Flöze in den Sedimenten	
3.3.1.2 Die Basal-Folge	
3.3.1.3 Die Liegend-Folge	
3.3.1.4 das Flöz I (Unterflözgruppe)	
3.3.1.5 Das Hauptzwischenmittel 1	
3.3.1.6 Das Flöz II (Zwischenflöz)	
3.3.1.7 Das Hauptzwischenmittel 2	
3.3.1.8 Das Flöz III (Oberflözgruppe)	
3.3.1.9 Der Hangendsand	
3.3.2 Die Schichten des Latdorf-Äquivalents	S. 40
3.4 Paläontologische und stratigraphische Bewertung	S. 41
3.4.1 Bewertung mittels Dinoflagellaten	S. 41
3.4.2 Die vorliegenden Pollenuntersuchungen	S. 42
3.4.3 Die pollenstratigraphische Bewertung der Sedimente	S. 43
3.5 Sequenzstratigraphische Bewertung	S. 46
3.5.1 Der Sedimentbildungsraum	S. 46
3.5.2 Aussagen zur Sequenzstratigraphie	S. 48
3.6 Bezüge zu benachbarten Moorbildungsräumen	S. 50
3.6.1 Bezüge zu den Tertiärvorkommen von Helmstedt	S. 50
3.6.2 Bezüge zu den Tertiärvorkommen der Egelner Mulden	S. 52
3.6.3 Bezüge zu den Tertiärvorkommen von Halle-Merseburg	S. 53
3.6.4 Vergleich mit rezenten Räumen	S. 55
3.7 Das Geologische Modell	S. 56
3.7.1 Das Modell der Binnensenken	S. 56
3.7.2 Das geologische Modell der Nachterstedter Bucht	S. 57
4. Zusammenfassung	S. 58

Verzeichnisse

Literaturverzeichnis
Abbildungsverzeichnis
Tabellenverzeichnis
Anlagenverzeichnis
Abkürzungsverzeichnis

Lebenslauf

Eidesstattliche Erklärung

X. Datenanhang

X.1	Die Aufschlüsse des Mittel-Eozäns	S.2
X.1.1	Lage der Aufschlußpunkte	S. 2
X.1.2	Die Aufnahme im ersten Abraumschnitt	S. 3
X.1.3	Die Aufnahme an der Westböschung	S. 4
	X.1.3.1 Aufschlußbedingungen und Beschreibung	
	X.1.3.2 Die "Rinne III" der Westböschung	
	X.1.3.3 Die Erosionsrinne im Tiefschnitt	
X.1.4	Die Aufschlüsse im dritten Abraumschnitt	S. 8
	X.1.4.1 Das Profil an der Innenkippe	
	X.1.4.2 Kartierung dritter Abraumschnitt (Schnitt B – 1990)	
	X.1.4.3 Kartierung dritter Abraumschnitt (Schnitt C – 1991)	
	X.1.4.4 Kartierung dritter Abraumschnitt (Schnitt D - 1994)	
X.2	Sedimentanalysen im dritten Abraumschnitt	S. 15
X.2.1	Einführung zu Untersuchungsumfang und Aussagefähigkeit	S. 15
X.2.2	Die Korngrößenanalysen	S. 15
	X.2.2.1 Einführung	
	X.2.2.2 Die Beprobung des 3. AS (1990)	
	X.2.2.3 Die Beprobung des dritten Abraumschnittes (1994)	
X.3	Chemische Beprobung des dritten Abraumschnitt	S. 22
X.3.1	Einführung zur Stichbeprobung im 3. AS	S. 22
X.3.2	Geochemisches Kurzprofil Fahrmast 146	S. 22
X.3.3	Geochemisches Kurzprofil Fahrmast 84	S. 25
X.4	Tonmineralogische Stichproben	S. 27
X.5	Der Aufschluß des Latdorf-Äquivalentes (Grünsandton)	S. 29
X.5.1	Lithologische Aufnahme	S. 29
X.5.2	Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen	S. 31
X.5.3	Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchungen	S. 31
X.5.4	Ergebnisse der makropaläontologischen Untersuchung	S. 32
X.5.5	Fossilbestimmungen (Makrofossilien)	S. 33

Tafeln

Anlagen

1. Einleitung

1.1 Problemstellung und Ziele der Arbeit

Im Tagebau Nachterstedt-Schadeleben (Landkreis Aschersleben, Sachsen-Anhalt) wurde 1987-1990 die Nutzung der tertiären Sande als Zementzuschlagstoffe angestrebt. Bei technischen Versuchen für die Nutzung wurden schluffige Komponenten entdeckt, die eine Verwendung der Sande verhinderte. Diese "Schluffpackungen", d.h. plötzlich einsetzende Schluffe von mehreren Metern Mächtigkeit, konnten mit dem verwendeten terrestrisch-fluvialen Genesemodell der Lagerstätte nicht vereinbart werden. Deshalb wurde mit dieser Arbeit das Genesemodell überprüft, um die Entstehung der Schluffe zu klären und ihre Verteilung zu ermitteln.

Die detaillierte Faziesansprache hierfür erfolgte hauptsächlich über gefügeanalytische Untersuchungen von Sedimentstrukturen. Dazu wurden Schichtprofile aufgenommen und Kartierungen der bergbaulich bedingten Anschnitte durchgeführt. Die erkannten Ichnofossilien, Sedimentgefüge und Schichtlücken sowie die Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchungen führten zu einer neuen Fazieszuordnung der mitteleozänen Klastika.

Die Bewertung der vorliegenden pollenstratigraphischen Untersuchungen und deren Vergleich mit den Ergebnissen anderer Sedimentbecken (Becken von Helmstedt, Egelner Mulden, Becken im Raum Halle-Merseburg) sollten Aussagen zur stratigraphischen Korrelation der tertiären Bildungen im Subherzynen Becken und im Raum Halle-Merseburg ermöglichen.

Darüber hinaus wurde der Versuch unternommen, die Sande im Sinne der Sequenzstratigraphie zu bewerten und ein Genesemodell für den Zeitraum des mittleren Eozäns und des unteren Obereozäns zu entwerfen.

1.2 Lage des Arbeitsgebietes

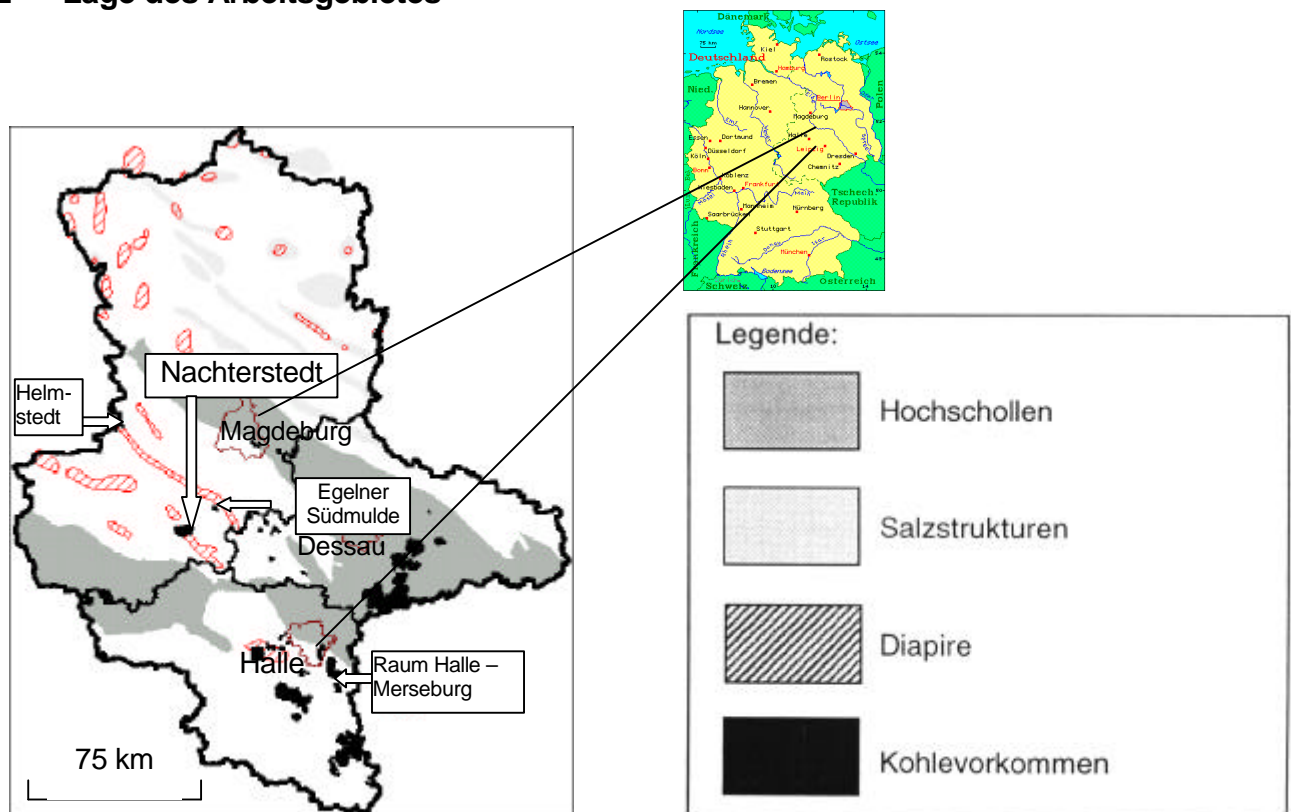


Abb. 1: Lage des Restloches Nachterstedt und benachbarter Tertiärvorkommen

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Land Sachsen-Anhalt (Regierungsbezirk Magdeburg) nordwestlich der Stadt Aschersleben (Abb. 1). Die ehemaligen Braunkohlentagebaue und die Schächte des Braunkohlentiefbaus erstreckten sich von Aschersleben nach Nordwesten bis zu dem Ort Schadeleben (Anlage 1).

Das Restloch Nachterstedt-Schadeleben ist mit Ausnahme des Tagebaus Helmstedt/Harbke in Niedersachsen der letzte Aufschluß des flözführenden Mittel-Eozän nördlich des Harzes. Die eozänen Sedimente in den Mulden von Egelu und Oschersleben sind durch Bohrungen bekannt. Die Verbreitung und Erhaltung der Sedimente ist an die Ausbildung von Randsenken herzynisch streichender Salzsattel-Strukturen gebunden (Anlage 2).

Die heutige Verbreitung der mitteleozänen Sedimente in den Randsenken wird von den Ortschaften Aschersleben, Wilsleben, Königsau, Schadeleben, Friedrichsau, Gatersleben, Nachterstedt und Frose begrenzt.

1.3 Bergbaugeschichte

Die Gewinnung von Braunkohlen aus dem Gebiet des 1740 trockengelegten Ascherslebener Sees (Seeländereital) ist ab 1829 belegt (KARPE 1988). Der Bergbau im Raum Aschersleben begann mit der Braunkohlenzeche Georg, nördlich des Bahnhofs von Aschersleben und der Zeche Jakob in Königsau (Anlage 1). Die an die Eröffnung des Bergbaus anschließende Entwicklung der verarbeitenden Betriebe (Schwelereien, Brikettfabriken, Kraftwerk und chemische Fabrik der IG-Farben) wurde von Karpe (1988) beschrieben, so daß hier darauf verzichtet werden kann.

Der Tagebau Königsau produzierte von 1833 bis 1977. Die ehemalige Grube Ludwig bei Frose förderte von 1867 bis 1914 Braunkohle im Tagebaubetrieb und wurde nach Einstellung des Bergbaus bis 1992 als Wasserwerk betrieben.

Ab 1857 ist der Tagebaubetrieb "Concordia" bei Nachterstedt nachweisbar. Durch die Fortführung des Tagebaus Nachterstedt (aus der Grube Concordia hervorgegangen) mußten die Orte Nachterstedt (1953) und Königsau (1964) verlegt werden (Anlage 1), da durch das Fortschreiten (Verlagerung) des Tagebaus entgegen dem Uhrzeigersinn die Flöze unter dem Ort Alt-Nachterstedt abgebaut wurden.

Die Erschöpfung der Lagerstätte zwang später zum Abbau der Sicherheitspfeiler der Brikettfabrik und des Kraftwerkes von Nachterstedt, unter der Bezeichnung "Werkpfeiler" von 1975 - 1986, sowie des "Sportplatzpfeilers" (1986-1990) nördlich des heutigen Bahnhofs. Danach wurde der Aufschluß der Randfelder vorbereitet.

Im sogenannten "Teilfeld Schadeleben" südlich der Ortschaft Schadeleben wurde seit 1986 das Deckgebirge abgetragen. Der Abbau schwenkte vom "Sportplatzpfeiler" nördlich des Bahnhofs Nachterstedt nach Norden hin zum sogenannten "Nordfeld" (siehe Anlage 3). Gewinnungshorizont war Flöz I (siehe Anlage 4). Die Schichten des quartären und tertiären Deckgebirges wurden in drei Abbauschnitten abgegraben. Die bearbeiteten Profile und Anschnitte folgten dem dritten Abbauschnitt (1990 - 1994) im Niveau der tertiären Klastika. Der Tagebaubetrieb wurde noch vor Erreichen des Nordfeldes im Bereich des Schadelebener Grabens aus wirtschaftlichen Gründen eingestellt.

Seit 1991 laufen die Rekultivierungsarbeiten der Grube. Das ehemalige Restloch wurde mittels der vorhandenen Technik (Schaufelradbagger, Eimerkettenbagger, Absetzer und Zugbetrieb) für eine Nachnutzung vorgerichtet. Gegenwärtig werden Abschlußarbeiten durchgeführt und die Flutung des Restloches vorbereitet. Die 1983 - 1986 erkundeten Randfelder "Teilfeld Frose" und "Teilfeld Wilsleben" wurden nicht mehr angefahren. Diese unverritzten Teilfelder wurden in der Anlage 1 gesondert dargestellt, da auf die Erkundungsergebnisse besonderer Bezug genommen wird.

1.4 Aufschlußsituation

Die bearbeiteten Anschnitte der Böschungen im Teilfeld Schadeleben widerspiegeln die Aufschlußsituation der Endböschung im ersten Abraumschnitt und den Fortschritt der Tagebaufigur im dritten Abraumschnitt. Die bearbeiteten Anschnitte sind in der Anlage 3 dargestellt. Die Abbaufigur schwenkte vom Sportplatzpfeiler bei Nachterstedt entlang der Westböschung über das Teilfeld Schadeleben in Richtung des Schadelebener Grabens. Im Teilfeld Schadeleben wurde von 1986 bis Ende 1991 durch drei Abraumschnitte das Deckgebirge abgeräumt, um das gewinnbare Unterflöz freizulegen. Nach der Einstellung der Kohleförderung 1991 erfolgte im dritten Abraumschnitt bis 1993 Abraumgewinnung, um Füllmaterial zur Anstützung rutschungsgefährdeter Böschungen zu erhalten.

Bearbeitung erster Abraumschnitt: Der in Anlage 6 vorgestellte geologische Schnitt A repräsentiert den Zustand der Endböschung im äußersten Nordwesten der Grube, d.h. den Bereich nördlich und nordöstlich der Bohrung 243⁸³ in Anlage 6. Er gibt die Verhältnisse im ersten Abraumschnitt vom Juni 1990 wieder. Die Lagerungsverhältnisse der 12 Meter mächtigen quartären und tertiären Schichten wurden kartiert. Dabei wurden rund 85 Meter Profil aufgenommen, von denen 75 Meter im geologischen Schnitt A dargestellt sind.

Bearbeitung der Westböschung (1. bis 3. AS): Die Verhältnisse der bereits zu Beginn der Bearbeitung weitgehend verrollten Westböschung (erster bis dritter Abraumschnitt) wurden in Anlage 3 eingetragen. Die Westböschung war bis zum Jahre 1988 als stabile Endböschung aufgefahren worden, so daß ihre Figur während des Bearbeitungszeitraumes nicht verändert wurde. Sie konnte deshalb bei den Befahrungen zur Orientierung genutzt werden. Ihre weiträumig erkennbaren Rinnenstrukturen ließen sich gut aushalten. Die Abbildungen 44 und 45 im Datenanhang enthalten die Kartierungen kleiner Strukturen, die der Westböschung zugeordnet wurden.

Bearbeitung dritter Abraumschnitt (3.AS): Aus der Anlage 3 ist der zeitliche Fortlauf der Grubenfigur für den dritten Abraumschnitt in dem Teilfeld Schadeleben ersichtlich. Die dokumentierten Abbaustände wurden zusammengezeichnet, so daß die aufgenommenen Schnitte in die Dokumentation der Tagebaufigur von 1994 mit den bereits teilweise abgeflachten Böschungen eingearbeitet werden konnten. In Anlage 3 sind in Richtung des Pfeiles "Schwenkrichtung 3. AS" die markscheiderisch vermessenen Böschungen (mit Datum der Vermessung) eingetragen, die den aufgenommenen Profilen entsprachen: September 1990 (Geologischer Schnitt B), Juni 1991 (Geologischer Schnitt C) und Januar 1993 (Geologischer Schnitt D).

Der Schnitt B (Anlage 6) erfaßt den geologischen Aufschluß des dritten Abraumschnittes am 20.02.1990. Kartiert wurde der Abschnitt vom nordwestlichen Ende des Anschnittes bis zum Anfang der Innenkippe. Der Schnitt C (Anlage 7) enthält die geologische Dokumentation für den Abbaustand vom Juli 1991. Die Gesamtdokumentation in der Anlage 7 wurde um Detailzeichnungen ergänzt. Der Schnitt D (Anlage 8) wurde im August 1994 aufgenommen und entspricht der vorläufigen Endböschung im dritten Abraumschnitt vor der Einebnung der Böschungen.

Der Beschreibung der Schichtenfolge der Hauptmittelsande mit den klastischen Komplexen wurde das in dieser Arbeit verwendete Geologische Profil (Geologisches Teilprofil: Abb. 7) vorangestellt. Dadurch konnte die detaillierte Beschreibung der Aufschlüsse im Datenanhang abgelegt werden.

1.5 Arbeitsmethodik

Grundlage der Kartierungsarbeiten waren Grubenrisse im Maßstab 1:5000 und 1:2000, die mir freundlicherweise von der Markscheiderlei des Braunkohlenwerkes in Nachterstedt zur Verfügung gestellt wurden. Die Koordinaten der verwendeten Werksunterlagen entsprechen nicht dem System von KRÜGER/GAUSS, sondern stellen ein lokales System dar, welches erst nach Umrechnung in das allgemeine System übertragen werden kann. Die Umrechnungsfaktoren unterliegen dem Vertrauensschutz.

Die Zuordnung der kartierten Böschungsanschnitte erfolgte über das markscheiderische Reißwerk des Bergbauunternehmens, welches die Lage der Böschungen im Grubengelände und die Trassen der Grubenbahn enthielt. Die aufgenommenen Profile wurden deshalb auf die im Reißwerk enthaltenen Fahrmasten der Grubenbahn ausgerichtet und so die Position der Anschnitte lage- und höhenmäßig ermittelt.

Die Abraumschnitte wurden vermessen und - bedingt durch die Aufschlußverhältnisse und die erkennbaren Sedimentstrukturen – alle 10 bis 50 m als Profile aufgenommen. Die Profile wurden dann zu Gesamtbildern (den Schnitten A - D) zusammengefaßt wurden. Die Geländeaufnahme erfolgte im Maßstab 1 : 100 (Detailzeichnungen in kleineren Maßstäben). Korngröße und ggf. erste Angaben zu Sortierung, Farbe, Sedimentstrukturen, Fossilien und andere Beobachtungen wurden erfaßt. Die Profile und besondere Sedimentgefüge wurden fotografiert.

Die Profile selbst wurden an der verwitterten Abbauwand aufgenommen oder, sofern durch herabgeschwemmtes Material ein Überzug gebildet wurde, mit Spaten, Spachtel und Handfeger vor der Aufnahme freigelegt. An verwitterten Abbauwänden lassen sich Gefüge gut erkennen, wenn sie durch den Wind freigeblasen (herauspräpariert) sind. Eine Vielzahl von Gefügen ging in den oft gleichmäßig gefärbten und häufig gleichkörnigen Sanden nach dem Anstechen mit dem Spaten verloren. Die Profilaufnahmen sind im Datenanhang abgelegt.

Farbwechsel im Profil (von grün über braun nach schwach rot zu grau bis weiß) sind gewöhnlich nicht an Wechsel im sedimentologischen Gefüge gebunden. Sie sind deshalb nur sehr bedingt zur Abtrennung von Einzelgefügen und Sedimentkomplexen geeignet. Die oft grünen Farben am frisch freigeschnittenen Stoß verwittern binnen weniger Tage zu braunen Farben. Die Farbangaben beziehen sich deshalb auf das frische (bzw. freigelegte) Sediment.

Die Erfassung der Korngrößen erfolgte überwiegend mit der Meßlupe. Korngrößenbestimmungen konnten (auf Grund der finanziellen Situation) nur in geringem Umfang an ausgewählten, schichtbezogenen Proben 1990 und 1994 vorgenommen werden (Datenanhang X.2).

Von den chemischen Analysen der Sedimente im dritten Abraumschnitt (Datenanhang X.3) wurden Hinweise über die Farbwechsel in den Sedimenten erwartet. Weiterhin sollte geprüft werden, ob der von SEICHTER (1958) erkannte Wechsel der Elementführung in den Sedimenten des Mittel-Eozäns nachvollzogen werden kann.

Einmessungen von Gefügen mit dem Kompaß sind im rein sandigen, sehr lockeren Sediment nicht möglich, da eine größere Anzahl von Leebältern eines Gefügekörpers ohne Ton-/Schluffwechselschicht nicht sicher freizulegen und damit einzumessen ist. Messungen von Sedimentgefügen im Sinne von ILLIES (1949) erbringen bei gefrorenem Gesteinsverband gute Ergebnisse.

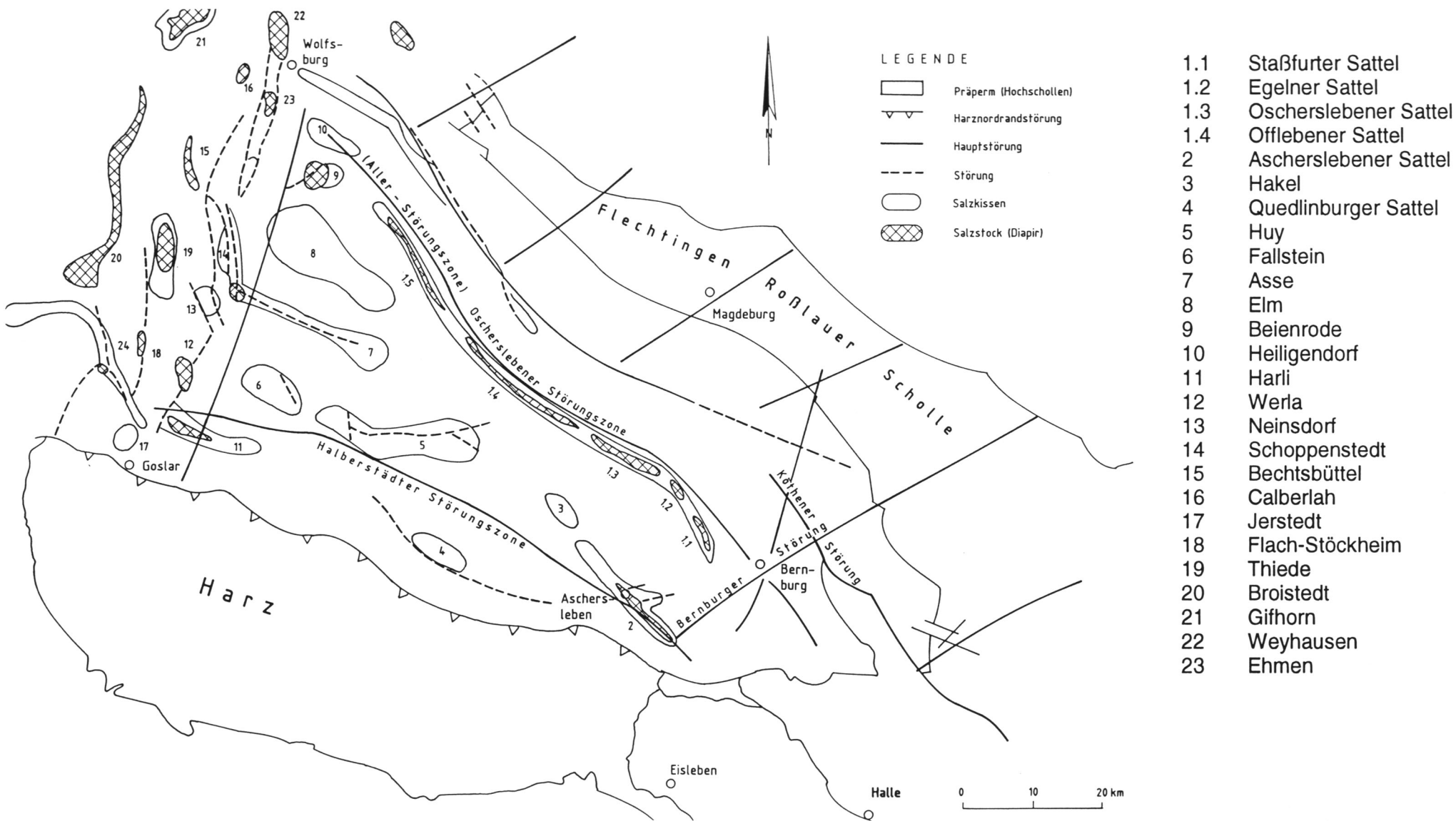


Abb. 2: Lage der Salzstrukturen im Bauplan der Subherzynen Senke
(nach LUDWIG 1983, STACHEBRANDT 1986, KOCKEL 1996, EHMKE & KATZUNG 1993, BEUTLER 1995)

2. Geologischer Überblick

2.1 Die Subherzynen Senke

Die "Subherzyne Senke" ist eine Senkungsstruktur im Westteil der Sächsisch-Thüringischen Scholle (EHMKE & KATZUNG 1993, KOCKEL 1996). Sie wird allseitig durch Strukturzonen und Störungen begrenzt und kann nach EBERHARDT (1969) als Schollenmosaik aufgefaßt werden, dessen Teilschollen im Zuge der kimmerischen und alpidischen Gebirgsbildung unterschiedlich stark verstellt wurden. Im Norden und Nordosten wird die Subherzyne Senke durch die Flechtingen-Roßlauer Scholle, im Osten durch die Wittenberger Scholle, im Südosten durch die Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke und im Süden durch die Harz-Scholle begrenzt. Die wichtigsten begrenzenden Störungen sind im Süden die Harznordrandstörung (Literatur u.a.: RICHTER 1935, FOUCAR 1937, LUDWIG 1983, STACHEBRANDT 1986 und 1989, WREDE 1988, TRÖGER 1995) und im Norden die östlichen Fortsetzungen der Allertalstörung.

Die gehobenen Schollen bestehen aus varistisch gefaltetem Grundgebirge (Schiefergebirgsstockwerk) und Molassen des Oberkarbons und Perms sowie posttektonischen Graniten, Rhyolithen und Andesiten (Harz, Flechtingen-Roßlauer Scholle). In der Subherzynen Senke verdecken die Sedimente des Oberperms (Zechstein), der Trias (Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper), sowie des Jura (Lias) und der Kreide die Gesteine des Grundgebirges. Überlagert werden die Sedimente des Tafelstockwerkes durch tertiäre und quartäre Bildungen.

Die tektonischen Schollen und die sie begrenzenden Störungen werden nach EHMKE & KATZUNG (1993) von SW nach NE wie folgt benannt (siehe auch Abb. 2):

moderne Gliederung des Grundgebirges		historische Gliederung des Deckgebirges	
Schollen	Störungen	Mulden	Sättel
Harznordrandstörung (südliche Begrenzung der Subherzynen Senke)			
Halberstadt- Blankenburger Scholle am SW-Rand der Subherzynen Senke		Blankenburger Mulde, Halberstädter Mulde	Quedlinburger Sattel
	Halberstädter Störungszone		Fallstein, Huy, Hakel, Ascherslebener Sattel
Oschersleben-Bernburger Scholle im Zentrum der Subherzynen Senke		Güstener Mulde	
	Aller-Störungszone, Köthener Störung		Staßfurter Sattel, Egelter Sattel, Oschersleben-Offlebener Sattel
Weferlingen-Schönebecker Scholle am NE-Rand der Subherzynen Senke		Bernburger Mulde, Schönebecker Mulde	
Zechstein-Auflagerung der Flechtingen-Roßlauer Scholle und NW- Fortsetzung der Haldenslebener Störung (nördliche Begrenzung der Subherzynen Senke)			

Tab. 1 : Gliederung von Grund- und Deckgebirge der Subherzynen Senke

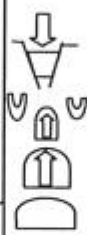

Stratigraphische Skala			Haupt-Diskordanzen	tekton. Prozesse	Sedimentmächtigkeiten [m]			Genese des Ascherslebener Sattels		
Pleistozän					Halberstädter Mulde	Randsenken Ascherslebener Sattel	Güstener Mulde			
Tertiär	Neogen	Pliozän		jung-alpidische Hebung	0-80	max. 100	0-90		Subrosion	
		Miozän							Subrosion	
	Paläogen	Oligozän	alpidisch	sekundäre Lücke	Latdorf: ~ 30 L+B: ~100	sekundäre Lücke	Scheitelgraben-einbruch Diapirdurchbruch / Randsenkenbildung			
		Eozän					Breitsattel			
Kreide	Oberkreide	Paläozän		Pressung (Inversion)					Kissenstruktur	
		Maastricht	laramisch							
		Campan			1500 bis 2000		300-2000			
		Santon / Coniac	subherzynisch							
		Turon								
	Unterkreide	Cenoman	austrisch	Zerrung	100-200		20-130			
		Alb			40		50			
		Apt			60					
		Barreme			130					
		Hautrevie			100-180					
		Valendis			30					
		Wealden	jung-kimmerisch							
	Malm	Obermalm								
		Kimmeridge								
		Oxford								
Jura	Dogger	Callov		Hebung						
		Balth								
		Bajoce	mittel-kimmerisch							
		Aalen								
	Lias	Torac								
		Pfiensbach			90-100	lokal: bis 100				
		Sinemur								
		Hettange								
Trias	Keuper	Rät Dolomit-mergel-keuper	alt-kimmerisch	Hebung	175-200	max. 200, z.T. erodiert	175-200		?	
		Mittel- / Unter-keuper			275-350	330, z.T. erodiert	270-350		Anlage der Kissenstruktur	
	Mk	oberer mittlerer unterer	Hardeggen-Diskordanz		320 z.T. erodiert	300, z.T. erodiert	300			
		oberer mittlerer unterer			260-280 110-140 300-320	100-200, Salinar subrodiert	600-700			
Perm	Zechstein	Ohre-Folge			40-80	10-60 Salinar subrodiert	80			
		Aller-Folge			80-560	150	180			
		Leine-Folge			400	400 bis über 1000	450-540			
		Staßfurt-Folge			60	65-70	60			
		Werra-Folge								
	Rotliegendes					bis mehrere hundert Meter			Untergrund (spät-) variszisch zerblockt	

Abb. 3: Strukturelle Entwicklung im Arbeitsgebiet

Legende: Schichtlücke

verwendete Abkürzungen:

L+B lies: Lutet und Barton
Bs lies: Buntsandstein
Mk lies: Muschelkalk
max. lies: maximal

Eine Abgrenzung der Subherzynen Senke nach Westen ist nach KOCKEL (1996) und FRISCH & KOCKEL (1997) entlang rheinisch gerichteter Störungen parallel zum Braunschweig-Gifhorn-Graben möglich, wo die herzynisch streichenden Hauptstörungen der Subherzynen Senke enden. Die nach allgemeiner Auffassung spätestens variszisch (nach BRAUSE (1990) prävariszisch) angelegten Störungen gliedern das Grundgebirge der Subherzynen Senke in herzynisch streichende Leistenschollen, wobei die Strukturen des Deckgebirges jene des Untergrundes nachzeichnen (Abbildungstektonik). Das Salinarstockwerk gleicht tektonische Impulse teilweise in Form halokinetischer Vorgänge aus und gibt nur einen Teil der Energie an das auflagernde Deckgebirgsstockwerk weiter (modifizierende Wirkung durch die Halokinese).

NNE - SSW (rheinisch) und NE - SW (erzgebirgisch) verlaufende Querstörungen untergliedern die Subherzyne Senke (siehe Abb. 2) und repräsentieren die prävaristische Strukturierung des Untergrundes (STACKEBRANDT 1986 und 1989). Ihre postvaristische Reaktivierung ist in den Untertageaufschlüssen des Ascherslebener Kalibergbaus belegt (PRIMKE 1962).

Der tektonische Bauplan der Subherzynen Senke wurde von STILLE (1910 und 1918), als Bruchschollengebirge der saxonischen Rahmenfaltung beschrieben, wobei Harz und Flechtinger Höhenzug die rahmenden Elemente sind und die Subherzyne Mulde das umrahmte (eingeeengte) Element ist. Die saxonische Gebirgsbildung begann mit der kimmerischen Phase im Unteren Jura und führte zu tektonischer Umformung und der Ausbildung von Mulden und Sätteln.

WOLDSTEDT (1926) erschien der Bau der Subherzynen Senke als Ergebnis komplizierter Vorgänge, die ihm weder mit der Rahmenfaltung (STILLE 1910) noch mit der Kippschollenbewegung (WEIGELT 1920) allein erklärbar war. Das Zusammenwirken der Schollenbewegungen im Untergrund, die Bewegungen des Deckgebirges zum Inneren des Troges hin und der isostatische Auftrieb des Salzes bewirkten nach WOLDSTEDT (1926) den Aufbau des Subherzynen Beckens. Auf tektonisch bedingte Intrusion von Salzen gab er bereits einen wichtigen Hinweis, indem er für den Allertalgraben den Salzaufstieg während einer Dehnungsphase beschrieb. Seiner Ansicht nach traten Zerrungen und Pressungen gleichzeitig auf; zumindest in der "Oberkreidephase" (subherzyne Phase). Für den Breitsattel des Hakels nahm WOLDSTEDT (1926) einen im Jura einsetzenden Aufstieg von Zechsteinsalinar in die sich aufgewölbenden Ränder aneinandergepreßter Platten an.

Der Ascherslebener Sattel und der Staßfurt-Egelter Sattel sind Randstrukturen der Aschersleben-Staßfurter Schrägscholle (im Sinne von KIRSTEN 1928) über heute geophysikalisch belegten Tiefenstörungen (HÄNING et al. 1996). Nach KIRSTEN (1928) wurde die Aschersleben-Staßfurter Schrägscholle (Ascherslebener Sattel und die nordwestlich liegende Güstener Mulde) in zwei Kippbewegungen verstellt. Eine Kippung erfolgte nach Nordwesten, sie ist an die steil herzynisch (Streichrichtung 140-150°) und erzgebirgisch verlaufenden Störungslinien gebunden. Eine zweite Kippbewegung nach Südosten ist an die herzynisch streichenden Störungen geknüpft. Das tektonische Modell eines modifizierten Kippschollenbaus wird heute wieder von KÖNIG & WREDE (1994) vertreten. Die Schrägscholle liegt ca. 600m höher als die benachbarte Halberstädter Mulde, bezogen auf die Basis des Grauen Salztone des Staßfurt-Salinars. Durch die Revision der Isohypsenkarte des Grauen Salztone im Raum Bernburg-Güsten-Aschersleben belegte REUTER (1961), daß Ascherslebener und Staßfurter Sattel nicht durch Querelemente verbunden sind.

Das durch Einengungs- und Dehnungsstrukturen gekennzeichnete saxonische Schollenmosaik in der Subherzynen Senke steht in Zusammenhang mit der alpidischen Kollision. Die Bewegungen an den großen Störungen führten zu Einengungen und Dehnungen des Schollenmosaiks in der Subherzynen Senke. Die Mehraktigkeit der Bewegungen, auf die vielfach hingewiesen wurde, drückt sich in zahlreichen Schichtlücken und Diskordanzen aus (Abb. 3). Sie sind mit lateralen Bewegungen (z.B. LOTZE 1949, KÖNIG & WREDE 1994) und vertikalen Bewegungen (z.B. STILLE 1910, VOIGT 1963, FRANZKE & OSSWALD 1997) verbunden. KURZE & TRÖGER (1980) beschrieben im östlichen Teil der Subherzynen Senke den Quedlinburger Sattel als eine gepreßte Grabenstruktur, die sich ab Ende Unterkreide bis Ende Turon zur Grabenstruktur öffnete und ab Santon gepreßt wurde, so daß sie rezent als Sattel erscheint (Inversion).

Aus der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Salinarbewegungen in der Subherzynen Senke läßt sich ein Zusammenhang mit tektonischen Impulsen ableiten (LUDWIG 1983). Seit dem Keuper modifizierte die Salzverteilung das Bewegungsbild und führte zu Hebungen bzw. zu zusätzlichen Senkungen des Deckgebirges.

Das tektonisch aktivierte Zechstein- und Keupersalinar (FRISCH & KOCKEL 1997) bildete über tektonischen Schwächezonen Salzkissen, die sich danach weitgehend unabhängig vom tektonischen Regime zu den Kernen von Breit- und Schmalsätteln entwickelten. Quersättel und andere Querstrukturen kennzeichnen jüngere tektonische Bewegungen. Der Anschnitt der Zechsteinbildungen des aufsteigenden Sattels durch Erosion erfolgte für den Ascherslebener Salzsattel im Mitteleozän (KARPE 1994).

2.2 Die Salinarstruktur Ascherslebener Sattel

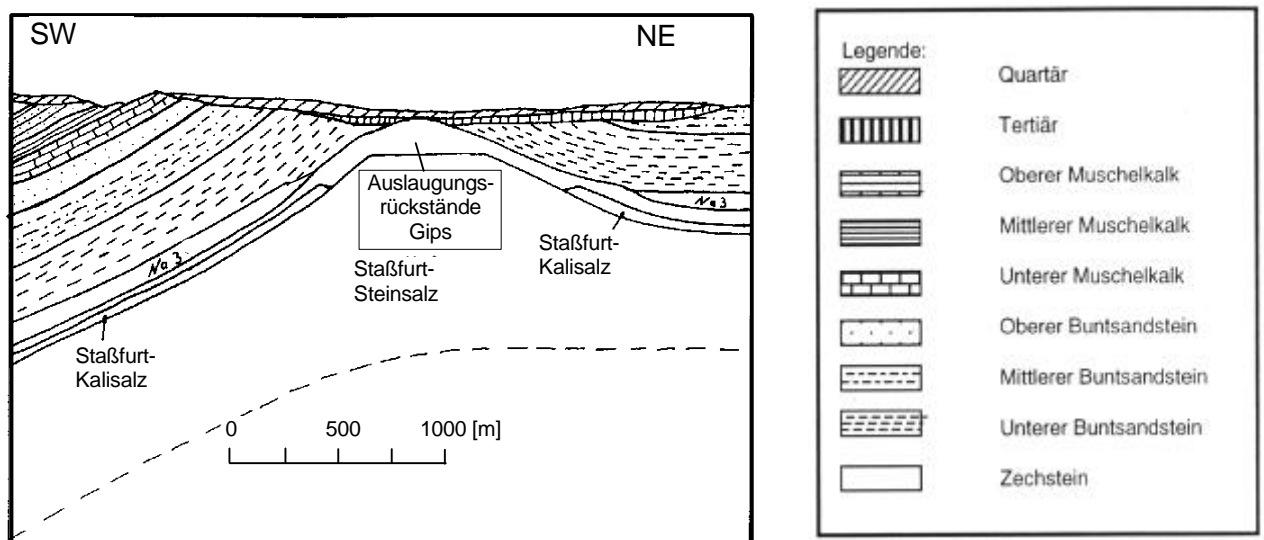


Abb. 4: Geologischer Schnitt durch den Ascherslebener Sattel, nach LÖFFLER (1962), ergänzt

Als Ascherslebener Sattel wird die herzynisch streichende sattelförmige Aufwölbung des Zechsteins und der Trias bezeichnet, welche sich in der Subherzynen Senke von Sandersleben unter Mehringen und Aschersleben nach Nordwesten erstreckt (Abb. 2, Anlage 2). Die Salinarstruktur ist an eine Störung im Untergrund gebunden (u.a. KIRSTEN 1928, HÄNING et al. 1996). Für den Ascherslebener Sattel ist nach PRIMKE (1962) eine Achse wahrscheinlich, die mehrmals an vermutlich NE-SW gerichteten Störungselementen abgesetzt ist oder aber eine wechselnde Neigung besitzt. Die in erzgebirgischer Richtung streichenden Störungen, welche den Ascherslebener Sattel queren, werden vom Salinar als Quenstedt-Mehringener Sattel, Schierstedter Sattel, Nordsattel und Athenslebener Störungszone nachgezeichnet. Im Bereich der Athenslebener Störungszone befindet sich nach KIRSTEN (1928) eine markante Hochlage des Salinars und des darüberliegenden Buntsandsteines. Die seitlichen Ausdehnungen des Hauptsattels in erzgebirgischer Richtung fallen besonders auf, so daß LÖFFLER (1962) den Bereich von Aschersleben als Breitsattel bezeichnete.

Die abgedeckte geologische Karte (Anlage 2) zeigt die Existenz größerer Zechsteindurchbrüche durch den Unteren Buntsandstein im Bereich der sogenannten "Seeländereien". Die Flanken der Salinarstruktur fallen nach Südwesten zur Halberstädter Mulde und nach Nordosten zu der Güstener Mulde ein. Dabei ist das Einfallen der Schichten zu der Halberstädter Mulde (dem Hauptliefergebiet der Salzakkumulation) auf der tieferliegenden Halberstadt-Blankenburger Scholle stärker als das Einfallen zur Güstener Mulde auf der Oschersleben-Bernburger Scholle (Abb. 4).

Die Nordostflanke wird von Mittlerem Buntsandstein überlagert und auf seiner Südwestflanke stehen Mittlerer und Oberer Buntsandstein und der (gesamte) Muschelkalk an (Anlage 2). Der Mittlere Buntsandstein streicht im Bereich von Schadeleben unter tertiären und quartären Schichten umlaufend und geht nach Westen in die Wöhringer Buntsandsteinfläche über. Die Struktur findet ihre Fortsetzung als Aufwölbung des Muschelkalkes, mit zu Tage tretendem Oberen Buntsandstein im Scheitel des Hakels.

Im Zuge der Salzaakkumulation wanderte Salz aus den Bereichen der Mulden (Halberstädter Mulde und Güstener Mulde) der Sattelstruktur zu, in der Salzmächtigkeiten des Staßfurtalinars von 1000m nachgewiesen wurden (LÖFFLER 1962), d.h. der doppelten Mächtigkeit gegenüber den benachbarten Mulden. Nach KARPE (1994) ist die Genese der Salzkissenzone Fallstein-Huy-Hakel frühestens ab der Unterkreide (angeregt) durch jungkimmerische Bewegungen möglich. Das Aufsteigen des Salinars in die Sattelstruktur und die Subrosion im Top erzeugten Massendefizite an den Sattelflanken, was zur Ausbildung der Randsenken (sekundäre Randsenken im Sinne von TRUSHEIM (1957)) führte. Die Existenz der Randsenken ist für den Ascherslebener Sattel ab Untereozän belegt (KARPE 1994). Das Fehlen tertiärer Sedimente über dem Satteltkern ist durch die quartäre Erosion bedingt.

An der heutigen Erdoberfläche tritt der Sattel morphologisch als Depression des Seeländereitales in Erscheinung, da der oberflächennahe Teil des Salinars (Salzspiegel rund 100m unter Normalnull) noch immer der Subrosion unterliegt.

2.3 Die geologische Erforschung der Tertiärvorkommen

Erste zusammenfassende Darstellungen der geologischen Verhältnisse des Ascherslebener Sattels und der daran gebundenen Tertiärvorkommen finden sich bei WEIßERMEL (1910, 1923) sowie WEIßERMEL (1926). Zunächst wurden die Sedimente in die sogenannte "Ältere Braunkohlenformation" und den Grünsandton (heute als Latdorf-Äquivalent angesprochen) unterteilt. Der Bezug zwischen dem Vorkommen der Kohlen und der Ausbildung der Salinarstruktur im Untergrund war prinzipiell bekannt.

Die Gliederung der tertiären Schichten erfolgte durch LEHMANN (1933) in eine "Liegendstufe", das "Hauptflöz" und die "Hangendschichten". Die Liegendstufe (mit gebleichten Tonen, Sanden, Kiesen und lokalen Flözen); entspricht der heute üblichen Bezeichnung Liegend-Folge. Der Tagebau Concordia schloß das Hauptflöz (Flöz II und Flöz III ohne Zwischenmittel) auf. In die Braunkohle waren, bei abnehmender Kohlemächtigkeit zu den Randlagen der Verbreitung hin, Zwischenmittel eingeschaltet. Die Hangendsande (heute: Hangend-Folge) wurde als 25m mächtiger Dünen sand beschrieben, der senkrecht stehende Baumstämme enthielt. Die auflagernden grünen bis gelblichen sandigen Tone wurden dem Unteroligozän zugeordnet (heute: Latdorf-Folge). Die Verbreitung der oligozänen Sedimente der Subherzynen Senke bearbeitete WILLING (1936), der sie als Reste weit verbreiteter Meeresabsätze beschrieb.

Durch die stratigraphischen, sedimentologischen und kohlepetrographischen Bearbeitungen von KNOCHENHAUER (1950), WALTEMATE (1956) und SEICHTER (1958) konnten die Kohlen der Teilkuppen von Frose, Nachterstedt-Schadeleben und Königsau untereinander verglichen werden. Die Zufuhr von landseitigen Sedimenten (aus dem heutigen Nordwestsachsen) in die Zwischenmittel von Nachterstedt ist durch Schwerminerale belegt (ORTMANN 1962).

Die Erschöpfung der Lagerstätte führte ab 1980 zu Vorbereitungen für den Abbau der Sicherheitspfeiler (Werkspfeiler, Sportplatzpfeiler). Die werksinternen Erkundungsarbeiten (KARPE 1983, 1986a; KARPE & KÜHNE 1988) ermöglichten zusammen mit der Erkundung der Zusatzfelder Frose und Wilsleben das Aushalten von Sedimentfolgen und deren Vergleich innerhalb der Sedimentböden am Ascherslebener Sattel. Die Beziehung zwischen der Versalzung der Kohlen und den postobereozänen Scheitelstörungen über dem Top der Salinarstruktur im Teilfeld Schadeleben wurde von KARPE (1986b) dargestellt.

Das Beckenmodell der binnenländischen, abflußlosen Senken (WEIGELT 1930 und 1937) wurde von späteren Bearbeitern (PAPKE et al. 1986, KARPE 1983) übernommen. Das Tertiärvorkommen konnte deshalb bisher nur bedingt mit den bereits als marin beeinflusst erkannten Sedimenten von Helmstedt (PFLUG 1986, RITZKOWSKI 1990, 1991), der Egelner Mulden (KRAMER & ZIEGENHARDT 1968, BLUMENSTENGEL & UNGER 1993, BLUMENSTENGEL et al. 1996) und den Ablagerungen im Raum Halle (SOMMERWERK 1990, BLUMENSTENGEL et al. 1996) verglichen werden. Ausgehend von den Geländebefunden der eigenen Kartierungen wird deshalb in dieser Arbeit versucht, ein Beckenmodell entsprechend der paläogeographischen Lage des Bildungsraumes in einer Küstentiefebene mit wechselnden Meeresspiegelständen im Sinne von KRUTZSCH et al. (1992) zu erstellen.

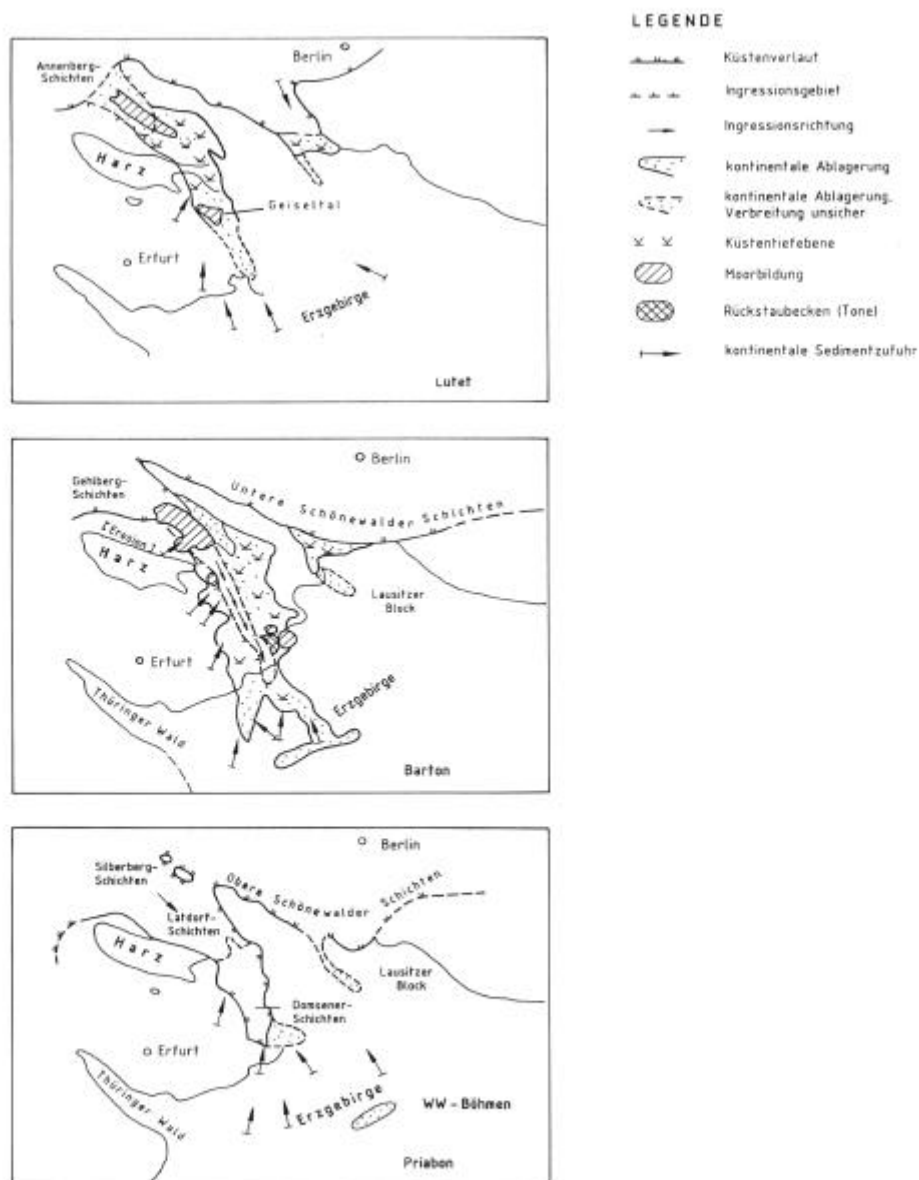


Abb. 5: Paläogeographische Karten des Tertiärs (nach KRUTZSCH et al. (1992), ergänzt)

2.4 Das Tertiär der Subherzynen Senke

Im Paläogen war Mitteleuropa Teil eines Rumpfindselarchipels. Zeitweise war es voll von Meeren umschlossen (KRUTZSCH et al. 1992). Nach Norden und Nordosten bestanden Verbindungen zur skandinavischen Landmasse.

Der Raum Mitteldeutschlands wurde durch ein langgestrecktes Ästuar mit einer weiten Küstentiefebene (coastal plains) geprägt, KRUTZSCH et al. (1992). Dieses Ästuar erstreckte sich vom Raum Helmstedt (RITZKOWSKI 1990) über die Subherzyne Senke und den Raum Halle-Merseburg (BLUMENSTENGEL et al. 1996) bis in das Gebiet des sogenannten "Weißelster-Beckens" bei Zeitz.

In dieser Küstentiefebene sind deshalb im Zusammenhang mit den Transgressionen des Meeres (aus Nordwesten) Sedimente des Meeres, der Küstenlandschaften und des Festlandes zu erwarten. Die im Bereich der Land-Meer-Grenze herrschende Aufarbeitung und Erosion führte zu Umlagerungen oder der Erosion von Schichtgliedern. Die Moorbildungen sind an die Küstenlandschaften gebunden und werden im Sinne von BLUMENSTENGEL (freundl. Mitt., 1997) als Hinweise auf die zunehmende Vernässung gewertet. Entsprechend der paläogeographischen Situation (Abb. 5) verschob sich im Lutet die Land-Meergrenze nach SE, so daß im Untersuchungsgebiet die marinen Einflüsse stärker wurden.

Die fluviatile Sedimentzufuhr aus dem Bereich des heutigen Erzgebirges und NW-Böhmens in das Untersuchungsgebiet ist u.a. durch den Nachweis typischer Schwermineralien im Untersuchungsgebiet belegt (ORTMANN 1962).

Die tertiäre Schichtenfolge in der Subherzynen Senke bildet den Übergang zwischen dem marinen Sedimentationsraum (im heutigen Niedersachsen) und dem landseitigen Teil der Küstenebene. Die ältesten marinen Bildungen (Grenze Kreide / Tertiär) des niedersächsischen Meeres befinden sich im Bereich des heutigen Elbe-Ästuars. Die marinen (und kalkfreien Sedimente) dehnen sich im oberen Unter-Eozän nach SE bis in das Gebiet von Helmstedt aus. Moore bildeten sich im Paläozän und Unter-Eozän in den Randsenken des Offleben-Oschersleben-Staßfurter Sattels bei Helmstedt und Egel. Die "Obere Braunkohlengruppe" von Helmstedt, entsprechend Flözen III der Egelner Südmulde (KRAMER & ZIEGENHARDT 1968) sind Bildungen, für die in den Sedimentbecken am Ascherslebener Sattel nicht sicher zu parallelisierende Äquivalente bekannt sind (Basis-Folge und Liegend-Folge im Untergrund der bearbeiteten Hauptmittel).

Daher werden in der Tabelle 2 nur die im Bereich von Nachterstedt-Schadeleben verbreiteten Schichten vom Niveau der Oberen Braunkohlengruppe von Helmstedt bis zu den Silberberg-Schichten dargestellt. Die Rupel-Folge des Oligozäns ist in den Egelner Mulden belegt, jedoch sind in den Randsenken des Ascherslebener Sattels keine Äquivalente erhalten.

Heute sind Sedimente des Eozäns nur noch in Sedimentfallen (Subrosion: z.B. Geiseltal; halokinetisch bedingte Randsenken: z.B. Helmstedt, Egelner Mulden, Nachterstedt; Tektonik: z.B. Raßnitzer Graben) erhalten, in denen sie unter das tiefste jemals wieder erreichte Erosionsniveau gelangten.

Chrono- und Biostratigraphie						Lithostratigraphie			
Epoche	Stufe	Biozonen				Helmstedt	Egeln	Nachterstedt	andere Vorkomen
		Foramini- feren BLOW (1969) BERGGREN (1972)	Nanno- plankton MARTINI (1971)	Dino- flagellaten KÖTHE (1990)	SPP-Zone KRUTZSCH (1966) KRUTZSCH (1970)				
Unter-Oligozän (im Sinne von Rupelium)	Rupel			D 13	SPP 20		Rupelsand	keine Äquivalente	Magdeburger Sande Zörbig-Formation
Ober-Eozän	Latdorf			D 12nc		Silberberg- Formation	Obereozän- schluff	Latdorf-Äquivalent	Zöschen-Formation
		P 18	NP 22		SPP 19				
	Priabon	P 17 P 16 P 15	NP 21 NP 20 NP 19 NP 18	D 12nb 12na	SPP 18	Gehlberg-Formation	Gehlberg- Formation	Hangendsand / Hangendschluff	Schkeuditz-Formation Bruckdorf-Formation
		P 14	NP 17		SPP 17		Flöz 1E	Flöz III	Flöz Wallendorf
Mittel-Eozän	Barton			D11	SPP 16/ 17	Lücke	Flöz 2E o	Hauptmittel II Flöz II	Flöz Wallendorf
		P 13	NP 16	(? D10 / D11)	SPP 16	Annenberg- Formation	Leitschicht 1 Flöz 2E u	Hauptmittel I Flöz I	Flöz Merseburg
	Lutet	P 12 P 12 P 11 P 10 P 9	NP 16 NP 15 NP 14	D 10 D 9nb D 9nb D 9 na	SPP 15	Helmstedt- Formation (Obere Braun- kohलगruppe)	Flöz III	? Flöze X ? Schichten unter Flöz I	Geiseltal Edderitz
Unter-Eozän	Ypres	P 9	NP 14/ NP 13	D 9 na D 9na	? SPP 15 ? SPP 14	Emmerstedt- Formation;	Beginn der Randsenkenbildung am Ascherslebener Sattel		

Tab. 2: Chrono-, Bio- und Lithostratigraphie ausgewählter tertiärer Schichtglieder

Abgrenzung nicht festgelegt

Unmaking: Für die Tabelle 2 stand unveröffentlichtes Arbeitsmaterial der Stratigraphischen Subkommission "Tertiär" zur Verfügung (GRAMANN freundl. Mitt. 1998; BLUMENSTENGEL freundl. Mitt. 1998).

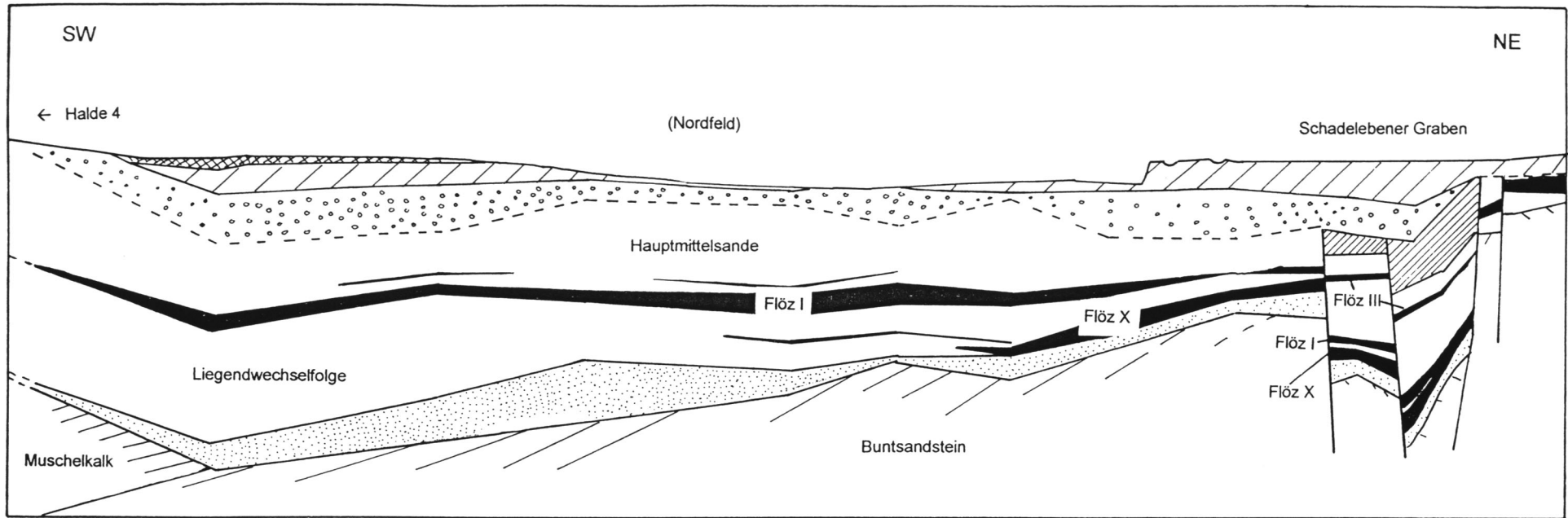
2.5 Das Geologische Normalprofil von Nachterstedt-Schadeleben

Lokale ungleichmäßige Absenkungen, bedingt durch Halokinese und Subrosion der Salzstruktur im Untergrund, bestimmen die Akkumulation während des Tertiärs in Randsenken am Ascherslebener Sattel (PAPKE et al. 1986). Der Einfluß der globalen Faktoren (Klima-, Meeresspiegelschwankungen) auf die Sedimentation kann mit der vorliegenden Arbeit belegt werden. Dadurch ergaben sich weitere Möglichkeiten zum Vergleich der Ablagerungen mit anderen Sedimentationsräumen (Helmstedter Becken, Eggen Mulden, Becken im Raum Halle-Merseburg). Die Wechselwirkungen der globalen und der lokal modifizierenden Faktoren bewirkten die Zyklizität der Beckenfüllung.

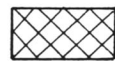
Die nachfolgende Darstellung des geologischen Normalprofils im Teilfeld Schadeleben und der tertiären Schichtenfolge für das Feld Schadeleben wird nach KARPE (1986a), KARPE (1994) und PAPKE et al. (1986) wiedergegeben und durch die eigenen Beobachtungen erweitert.

stratigraphische Stellung	Schicht / Gestein	Ergänzende Angaben	Verbreitung im Teilfeld Schadeleben	Gliederung (KARPE 1994) Mächtigkeit
Obereozän / Unteroligozän	Grünsandton	glaukonitischer Feinsand oder Schluff-Feinsand	nur Schadelebener Graben	Latdorf-Folge ca. 9m
	Basiskies	Fein-Mittelkies		
Mittelleozän	Hangendsand	Grobsand, braun (transgressiv)	flächenhaft über Flöz III und darüber hinaus	Hangend-Folge ca. 3m
	Schluff, kohlig		nicht beobachtet	
	Flöz III (Oberflöz)	Kohle, oben meist Sand-Schluffeinlagerungen, Einkieselungshorizont	Schadelebener Graben, am Nord- und am Ostrand, Nordfeld	Hauptmittel-Folge 2 max. 15m
	Hauptmittel 2	FS - MS, kohlig / Schluff, kohlig, sandstreifig	flächenhaft / südöstlich des Sandrückens	
	Flöz II (Mittelflöz)	oft mit Schluffschmitzen	SE-Teil des Zusatzfeldes	Hauptmittel-Folge 1 max. 15m
	Hauptmittel 1	Schluffe, Sand, Splitterkies, .mit Oberbegleiter	insgesamt flächenhaft	
	Flöz I (Unterflöz)	die Basis ist meist schluffig	flächenhaft	Liegend-Folge 15 - 20m
	Liegendton	kaolinitisch, sandig	flächenhaft	
	Liegend-Wechsel-Folge	Schluff, Sand, oberer Sand, unterer	flächenhaft örtlich vorhanden örtlich vorhanden	
	Flöz x 2 Flöz x 1 (Liegendflöze)		örtlich vorhanden	
	Liegendschluff Liegendsand	Sand und Schluff, Schluff teilweise mit Kohle	nahezu flächenhaft im Feld	
	Basiston	Schluffe mit Sandmitteln in Wechsellagerung	nur im Becken von Nachterstedt - Frose	Basal-folge ca. 35m
	Basissande	Sande und Schluffe in Wechsellagerung	nur im Becken von Nachterstedt - Frose	
Trias	Verwitterungsrinde	Schluff mit Kalksteinbänken oder Sandlagen über Muschelkalk u. Röt im Zentral- u. NW-Teil Sand mit Schlufflagen über mittlerem Buntsandstein im SE-Teil		

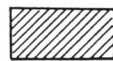
Tab. 3 : Geologisches Normalprofil für das Teilfeld Schadeleben



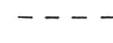
Legende:



Halde



Grünsandton



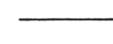
Erosionsgrenze des Quartärs



Quartär, ungliedert



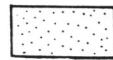
Braunkohle



Schichtgrenze



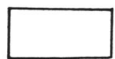
Schmelzwassersande



Liegendsand



Störung



klastische Sedimente



Prätertiär

0 500

Längenmaßstab [m]

0

50 Höhenmaßstab [m]

100

Abb. 6: Profil durch das Teilfeld Schadeleben

Die Teillagerstätten Nachterstedt-Schadeleben (KARPE 1986a, KARPE 1994), Königsau (SEICHTER 1958) sowie Frose und Wilsleben (nach PAPKE et al. (1986) zusammengefaßt zu Frose-Wilsleben) weisen einen Bearbeitungsstand auf, der die Korrelation der Flöze gestattet. Für das Verständnis der Altersbeziehungen ist die Tabelle 3 dem Kapitel über die Sedimente des Mittel-Eozäns und des Ober-Eozäns vorangestellt. Die eigene stratigraphische Bewertung der Flöze und der Zwischenmittel wird im Ergebnisteil der Arbeit diskutiert.

Nachterstedt - Schadeleben	Königsau	Frose und Wilsleben
Flöz III (Oberflöz)	Flöz Y (Oberflöz) (Äquivalent des obersten Teils des Nachterstedter Oberflözes)	Oberflöz Illo
Flöz II (Zwischenflöz)	Flöz II (Hauptflöz) Flöz Io (Oberbank des Unterflöz)	Zwischenflöze Ilu und Ilo
Flöz I (Unterflöz)	Flöz Iu (Unterbank des Unterflöz)	Unterflöze Iu, Im, Io und Mittel

Tab. 4 : Korrelation der Flöze am Ascherslebener Sattel (SEICHTER 1958)

SEICHTER (1958) stufte aufgrund von Pollenuntersuchungen das Nachterstedter Flöz I (Unterflöz) als Äquivalent der Unterbank von Königsau ein (Tab. 4). Die über dem Tonmittel von Königsau lagernde Kohle (Oberbank) gilt als zeitgleich mit dem Zwischenflöz (Flöz II) von Nachterstedt. Das Königsauer Oberflöz parallelisierte er mit den obersten Teilen des Nachterstedter Oberflözes. Die Annahme, daß das Nachterstedter Oberflöz höheres mitteleozänes oder tief obereozänes Alter haben könne, wird durch die Zuordnung in die Pollenzone 17 bestätigt (BLUMENSTENGEL freundl. Mitt. 1997).

Die Teilflöze Iu, Im, Io und die trennenden Zwischenmittel aus den Bereichen von Frose und Wilsleben sind nach PAPKE et al. (1986) zeitgleich mit dem Flöz Iu von Königsau und dem Unterflöz von Nachterstedt entstanden. Die Zwischenflöze von Frose und Wilsleben entsprechen dem Hauptflöz und der Oberbank des Unterflözes von Königsau und dem Zwischenflöz von Nachterstedt-Schadeleben. Die Oberflöze von Nachterstedt-Schadeleben, Wilsleben und Frose können als zeitgleiche Bildungen angenommen werden.

Die zeitliche Diskordanz des Oberflöz zu dem Unterflöz (und Teilen des Zwischenmittels) im Raum Nachterstedt wird nach SEICHTER (1958) durch einen Wechsel in der Führung von Spurenelementen belegt, der als mögliche fazielle Umstellung (mariner Einfluß) diskutiert wurde. Die geochemischen Kurzprofile (siehe Datenanhang X.3) belegten Konzentrierungsprozesse (Mangan, Eisen, und Sulfat-Ionen) jeweils an der Basis der klastischen Hauptmittel.

Den Wechsel in der Schwermineralführung zwischen den Bildungen gibt die Tabelle 5 wieder. Die Liegendschichten (Liegend-Folge) und das Flöz I wurden der Assoziation I mit Zirkon, Turmalin, Rutil zugeordnet. Das Ausgangsmaterial des Liegendtones kann sowohl von südöstlichen Liefergebieten (Erzgebirge) als auch von den verwitternden Graniten des Harzes stammen.

übliche Bezeichnung	Lithologie	Schwermineralbestand	Assoziation
Grünsandton	Glaukonitische Feinsande	Minerale der Assoziation II sowie Epidot und Granat	Assoziation III
Hangendsande Flöz III Zwischenmittel 2 Flöz II	Fein- u. Mittelsande Fein- u. Mittelsande	Minerale der Assoziation I sowie Andalusit, Topas, Disthen, Staurolith	Assoziation II
Zwischenmittel 1	Grob- bis Feinsande	nicht erfaßt	
Flöz I Liegendschichten	tonige, schluffige Sande	Zirkon, Turmalin, Rutil	Assoziation I

Tab. 5: Das Schwermineralspektrum der Sedimente nach ORTMANN (1962)

Das Flöz II und das Flöz III sowie das Zwischenmittel 2 und die Hangendsande mit einer Zirkon-Turmalin-Rutil-Andalusit-(Topas)-Disthen-Staurolith-Gesellschaft wurden zur Assoziation II zusammengefaßt. Die Schwerminerale der Assoziation I und der Assoziation II lassen auf Materialzufuhr aus südöstlichen Liefergebieten (Erzgebirge) während des Lutet und Barton schließen (siehe Abb. 5).

Die Sedimente des marinen Grünsandtones enthalten im Schwermineralspektrum Zirkon, Turmalin, Rutil, Andalusit (Topas), Disthen, Staurolith und zusätzlich Epidot und Granat (Assoziation III). Die Zunahme der empfindlichen Schwerminerale im Tertiär von Nachterstedt deutet auf eine Abnahme des kontinentalen Einflusses hin (ORTMANN 1962).

Diese Wechsel in der Zusammensetzung der Sedimente ließen sich während der Geländeaufnahmen (siehe Datenanhang und Anlagen 5 bis 8) sedimentologisch durch die Aufarbeitungshorizonte am Beginn der klastischen Komplexe und das Basiskonglomerat an der Basis des Ländorf-Äquivalents nachvollziehen. Die Aufnahmen im dritten Abraumsschnitt gestatteten die Darstellung eines lithologischen Profils (geologisches Teilprofil: Abb. 7), einem Ausschnitt aus dem stratigraphischen Profil (Anlage 4). Das Geologische Teilprofil umfaßt die Schichtglieder vom Liegendton bis zum Flöz III, welche während der Geländeaufnahmen beobachtet wurden. Im Profil wurden die kartierten Gefüge, die Beschreibung der Sedimente und die in den Aufschlußbeschreibungen verwendeten Bezeichnungen der Schichten zusammengefaßt.

Während der Geländeaufnahmen wurden die klastischen Sedimente des Hauptmittels zu zwei Komplexen zusammengefaßt. Der Komplex I umfaßt die Aufarbeitungssedimente über dem Flöz I (Konglomerat), die grob- bis mittelsandigen Basissande und die Ophiomorpha-Sande. Bereichsweise sind die Ophiomorpha-Sande imprägniert durch Huminstoffe und werden dann als "Imprägnierte Sande" gesondert angesprochen. Eine Abtragungssdiskordanz (Hiatus) trennt die klastischen Komplexe voneinander. Entsprechend dem Geologischen Normalprofil (Tab. 3) fehlten in den Aufschlüssen des Hauptmittels die obersten Teile des klastischen Komplexes I und das Flöz II. Der Komplex II umfaßt die Aufarbeitungsbildungen (Konglomerat und Füllsande), die Hellen Sande, die Rinnenfüllungen und die Decksande unter Flöz III. Die Lithologie der Sedimente ist in der Abb. 7 dargestellt.

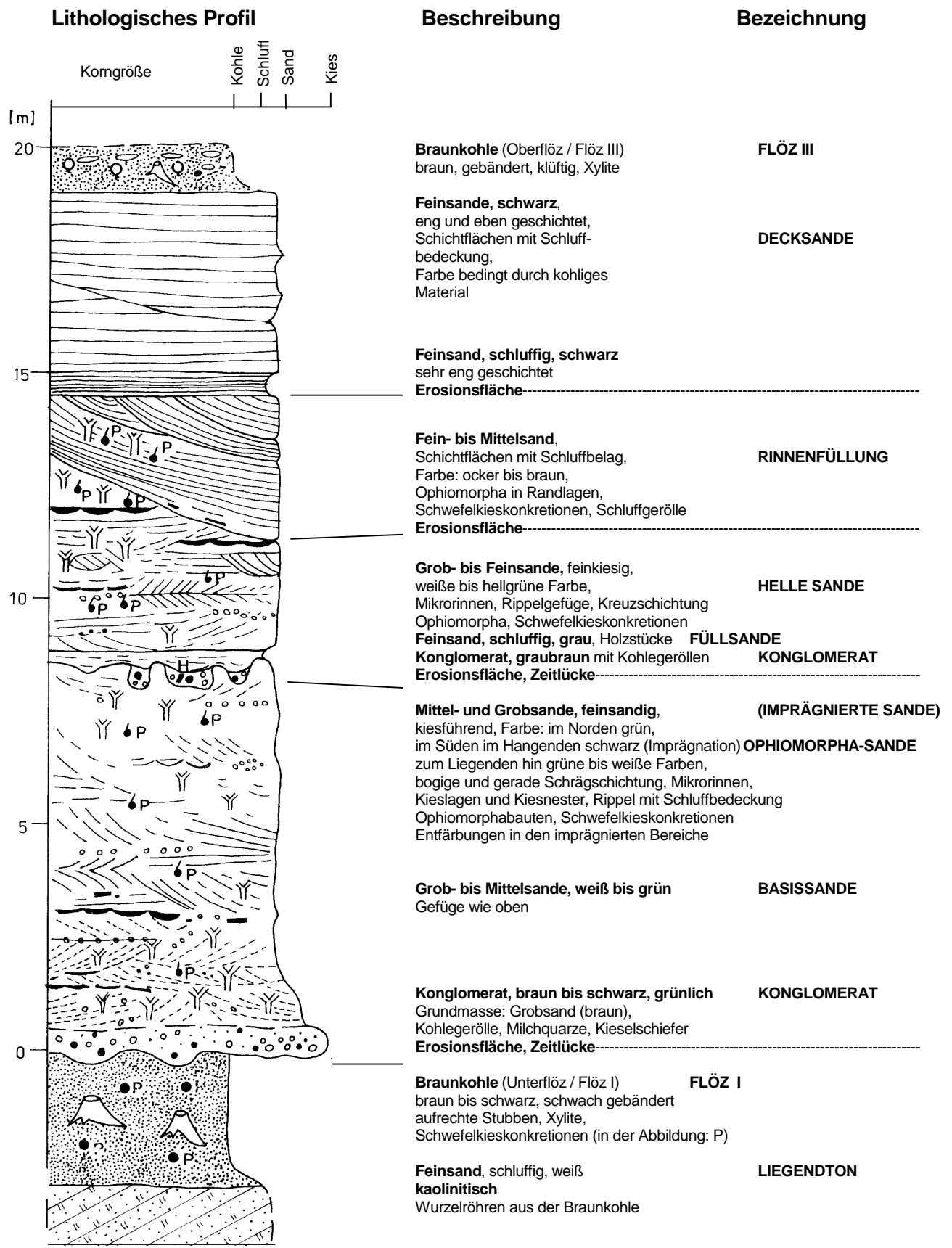


Abb. 7: Geologisches Teilprofil (Flöz I bis Flöz III)

Legende: Siehe Anlage 5

3.0 Interpretationsergebnisse

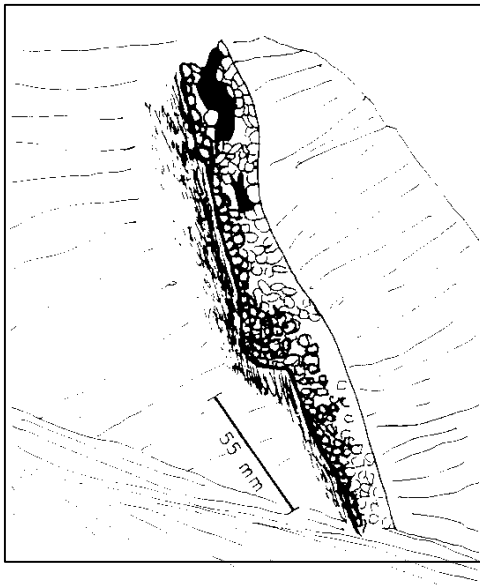
Für die Differenzierung des marin / randmarin geprägten Bildungsraumes der Sedimente werden zunächst die paläoökologischen Faziesindikatoren diskutiert. Die Faziesindikatoren und die Sedimentgefüge (siehe Atlas der Sedimentgefüge) geben Hinweise auf die Bildungsbedingungen der eozänen Sedimente.

Entsprechend des Gesamtprofils in Anlage 4 werden die Schichtglieder vom Liegenden zum Hangenden betrachtet. Die Färbung der Sedimente erwies sich bei der Abgrenzung der Schichtglieder nur als begrenzt verwendbar, da Farbwechsel die Schichtgefüge und Schichtgrenzen durchschlugen (auf Grund sekundärer Umwandlung).

Aus den Differenzierungen der einzelnen Schichtglieder wird auf deren Bildungsräume geschlossen, was eine Darstellung in Form der Meeresspiegelkurve für den Bereich der Aufschlüsse gestattet. Diese Meeresspiegelkurve erlaubt eine Sequenzstratigraphische Zuordnung der Sedimente.

3.1 Faziesindikatoren

Indikator Spurenfossilien



Die Aufnahme eines Wohnbaues von *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN (1891) aus verklebten Kügelchen entstammt den imprägnierten Sanden (Komplex I). Er wurde etwa senkrecht zum geraden und ebenen Schichtgefüge angelegt. Seine Bewohner besiedelten überwiegend Bereiche vom Strand bis zum Flachmeer (MERTIN 1941, SUHR 1982 und 1989, PETZELBERGER 1994).

Nach MERTIN (1941) läßt die Auskleidung von Grabbauten mit Schleim (bzw. mit schleimverklebten Kügelchen) auf ein ursprünglich sehr lockeres Sediment schließen.

Durch die postsedimentäre Imprägnation mittels Huminstoffen (vermutlich) aus dem erodierten Flöz II widerstand das Fossil der Winderosion am Stoß.

Abb. 8: *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN (1891)

Bei dem Spurenfossil handelt es sich um röhrenförmige, (dreidimensional) verzweigte Gebilde von max. 5 cm Durchmesser und Längen bis 100 cm. Die Bauten wurden vom Erzeuger aus (mit Schleim) verklebten Kügelchen aufgebaut. Diese Auskleidung läßt nach MERTIN (1941) auf ein zur Zeit der Ablagerung lockeren Sandschlamm als Sediment schließen. Aus der Lausitz beschrieb SUHR (1982 und 1989) *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN (1891) als Faziesanzeiger für litorale bis flachneritische Verhältnisse.

Als Verursacher der Lebensspuren wird nach rezenten Beobachtungen ein fossiler Krebs mit ökologischer Valenz zu der Gattung *Callianassa* diskutiert (DE WINDT 1974, Frey et al. 1978). Die Krebse der Gattung *Callianassa* besiedeln heute den Litoral- bis Flachmeerbereich und nur untergeordnet tiefere Meeresregionen, liefern also Hinweise auf marine Milieus oder marin beeinflusste Mündungsbereiche von Flußsystemen als Lebensraum. *Callianassa major* als Bewohner des nassen Strandes oder *Callianassa atlantica* als Bewohner des Vorstrandes sind Erzeuger ähnlicher rezenter Gefüge (ELLIOT 1986).

Das Spurenfossil *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN (1891) wurde in den Hauptmittelsanden (klastische Komplexe I und II mit Ausnahme der Rinnen mit Splitterkiesführung und der Decksande unter Flöz III) beobachtet. Der Nachweis in den Hangendsanden über Flöz III belegt flachmarine Milieus am Beginn der Latdorf-Transgression.

Indikator Treibgut

Angebohrte Holzstücke wurden in den Hauptmittelsanden aufgefunden. Sie werden als Treibgut des offenen Meeres am Strand angespült bzw. in den ruhigeren Watten abgesetzt. (Aus fluviatilen Sedimenten sind keine angebohrten Hölzer bekannt.)

Indikator Mikrofossilien

Für die Bewertung der Dinoflagellaten als Faziesanzeiger wurden der Bericht von KÖTHE (1992) und das Paläoökologische Modell von KÖTHE (1990) verwendet, welches die Lebensräume wichtiger Dinoflagellaten wiedergibt (Wassertiefe und Entfernung zur Küste, Salinität, Temperatur).

Die Nachweise von Dinoflagellaten als Vertreter des marinen Bildungsraumes in den klastischen Sedimenten belegen die Verbindung mit dem Meer und stärken damit auch die Bewertung der Spurenfossilien (*Ophiomorpha*) als Bewohner eines Meeres(vor)strandes. Durch KÖTHE (1992) wurde der tiefste Teil des Komplexes I, trotz Arten- und Individuenarmut aufgrund des Vorkommens von *Areosphaeridium diktyoplokus* sowie von *Homotryblium oceanicum* als unteres bis mittleres Mittel-Eozän (Dinoflagellaten-Zone D9) bestimmt. Diese Gattungen können als Faziesindikatoren eines küstennahen Lebensraumes charakterisiert werden.

Der Nachweis von *Glaphyrocysta vicina-paupercula* als Warmwasser-Vertreter am Übergang zum off-shore belegt den Anschluß des Sedimentationsraumes an das Meer im Nordwesten Deutschlands. Im unteren Teil des Komplexes I (Zone D10) wurden Vertreter der Gattungen *Homotryblium oceanicum*, *Areosphaeridium*, *Phthanoperidinium*, *Thalassiphora* und *Cordosphaeridium* und *Glaphyrocysta* erkannt, welche Lebensräume zwischen dem off-shore-Bereich über near-shore-Bereich bis zur Küste belegen.

Aus den imprägnierten Sanden im oberen Teil des Komplexes I (Zone D10) beschrieb KÖTHE (1992) *Homotryblium plectilum* sowie Vertreter der Gattungen *Aerosphaeridium*, *Phthanoperidinium*, *Thalassiphora*, *Cordosphaeridium* und *Glaphyrocysta*. Damit sind Bewohner hypersaliner Milieus (Buchten) sowie Vertreter des near-shore und des Übergangs zum off-shore-Bereich nachgewiesen und belegen den Kontakt des Sedimentationsraumes mit dem offenen Meer. Die in den Sanden des Komplexes II (Zone D 11) aufgespürten Formen besiedelten entsprechend des paläoökologischen Modells von KÖTHE (1990) den gleichen Bildungsraum.

In den Spurensanden und den schwarzen Sanden unter dem Flöz III entsprechend des Profils von 1991 fehlten Dinoflagellaten. Die Sande über dem Flöz III waren nach den Untersuchungen von KÖTHE (1992) ebenfalls Dinoflagellaten-frei. Daraus kann gefolgert werden, daß die Sedimente oberhalb der Hochwasserlinie abgelagert wurden.

Foraminiferen zeigen marine Milieus an, durch Transgressionen oder sturmbedingte Überflutungen der Küstentiefebenen können sie in Sedimente oberhalb der Wasserlinie eingetragen werden. Die paläoökologische Ansprache des Latdorf-Äquivalents beruht auf der Analyse von Foraminiferen-Faunengemeinschaften (NUGLISCH 1991).

3.2 Der Atlas der Sedimentgefüge

Die im Bildatlas dokumentierten und erläuterten Fotografien stellen eine repräsentative Auswahl der in den Jahren 1990 bis 1992 beobachteten kleinräumigen Sedimentgefüge dar. Die getroffene Auswahl ermöglicht, daß alle Typen der beobachteten Sedimentgefüge erläutert werden. Der Bildatlas beginnt mit den Übersichtsaufnahmen der Aufschlußverhältnisse am dritten Abraumschnitt und führt, darauf aufbauend, zu den einzelnen Gefügen und deren Erläuterungen. Der Atlas vermittelt so zwischen der Einleitung und den interpretierenden Teilen der Arbeit. Diese Vorgehensweise gestattete es, die in den Aufschlußbeschreibungen (siehe Datenanhang) beschriebenen Sedimentgefüge als Bildatlas zusammenzufügen.

Das verwendete Geologische Profil (siehe Abb. 7) entspricht dem Bereich der klastischen Komplexe vom Liegendton bis Flöz III (Anlage 4) und gestattet die Zuordnung der geologischen Positionen der Abbildungen durch Markierungen mit Angabe der Abbildungsnummer.

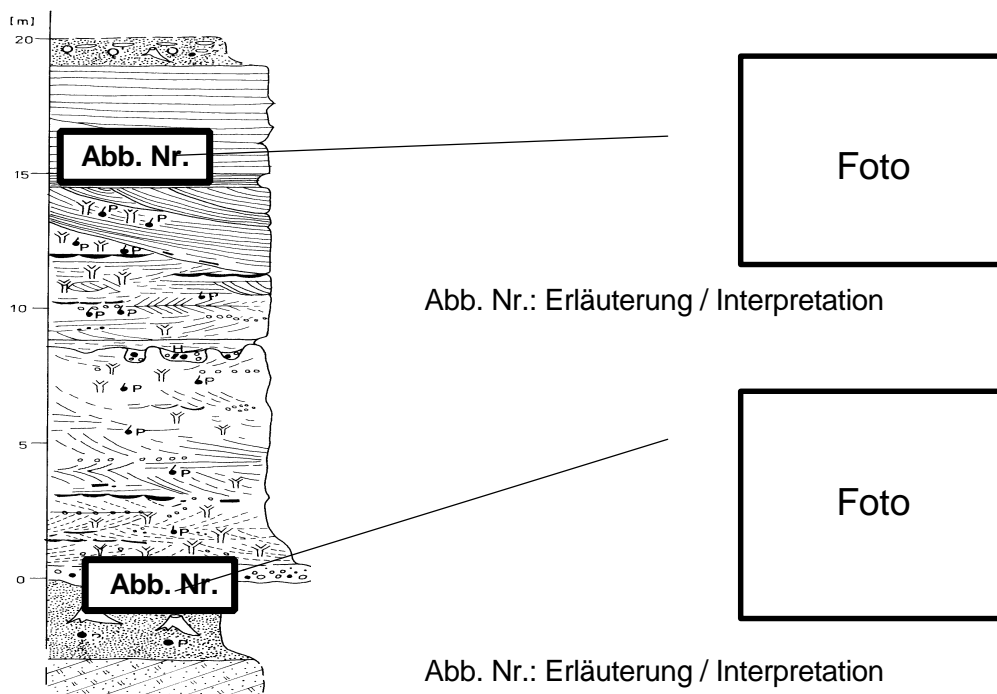


Abb. 9: Zuordnung der Fotos in das Gesamtprofil (Vergleiche mit Abb. 7, Anlage 4).

Die Aufnahmen der Sedimentstrukturen sind entsprechend ihrer geologischen Position vom Liegendton zum Top der Aufschlüsse geordnet. Die Gefügaufnahmen entstammen überwiegend dem dritten Abraumschnitt. Die Abbildungen der Decksande, der Quarzite aus dem Oberflöz und des Oberflözes (Flöz III) wurden im Bereich des Nordfeldes bzw. im ersten Abraumschnitt aufgenommen.

Die Interpretation der Gefüge konnte anhand von Standardwerken, sowie von allgemeinen Arbeiten zu Sedimentgefügen (ALLEN 1984, COLLINSON & THOMPSON 1988, PETTIJOHN & POTTER 1964) und von Arbeiten mit regionalen Bezügen (u.a. VAHLIDIECK 1985, SUHR 1989, SOMMERWERK 1990, STANDKE 1997) vorgenommen werden. Die Literaturstudien und die Aufnahmen in Nachterstedt wurden durch Befahrungen der Tagebauaufschlüsse im Rheintalgraben (1990), der Lausitzer Braunkohlenlagerstätten (1992) und den Tagebauen Merseburg-Ost, Geiselatal und Amsdorf (1986-1996) ergänzt, so daß eine Diskussion der Gefüge und deren fazielle Zuordnung möglich erscheint.

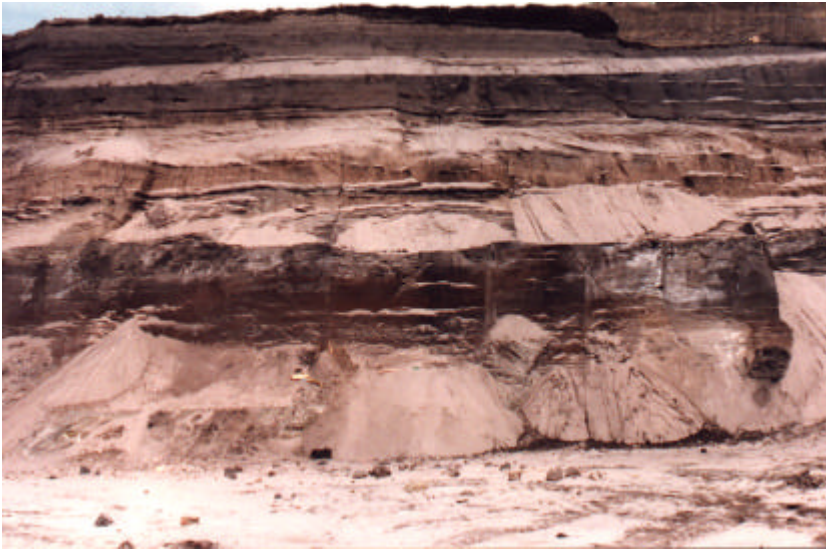


Abb.10: Übersichtsaufnahme im Bereich der Innenkippe
(Tagebau Nachterstedt, Teilfeld Schadeleben, Profilhöhe: etwa 20 m)

Im Liegenden sind die Basissande (verschüttet), darüber die Imprägnierten Sande (dunkelbraun), darüber die hellockerfarbenen Sande des Komplexes II mit Gezeitenrinne (reaction surfaces nach COLLINSON & THOMPSEN (1988)), im Hangenden die eben geschichteten schwarzen Decksande, am Kippenrand ist noch ein Rest des Oberflözes (Flöz I) erhalten.

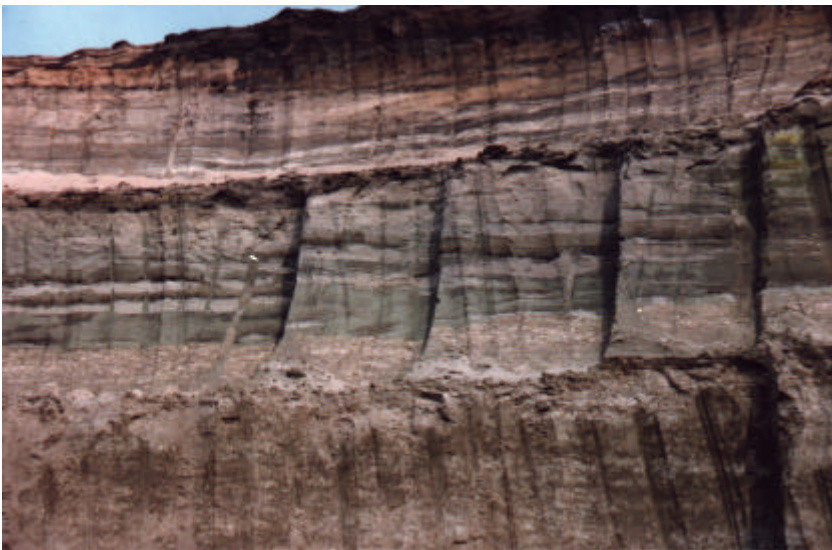


Abb. 11: Zentralteil des dritten Abraumschnittes
(Tagebau Nachterstedt, Teilfeld Schadeleben, Profilhöhe: etwa 18m)

Durch Bioturbationen entschichtete Sande des Komplexes I (Äquivalent der imprägnierten Sande) im unteren Teil der Abbildung, diskordant darüber grüne und weiße Sande des Komplexes II mit Rippel-lagen (ripple marked sand of tidal flat nach PETTIJOHN & POTTER (1964)) und Grabbauten, darüber Reste der schwarzen Decksande im Hangenden.

Anmerkung: Beide Aufnahmen zeigen das klastische Profil des dritten Abraumschnittes.

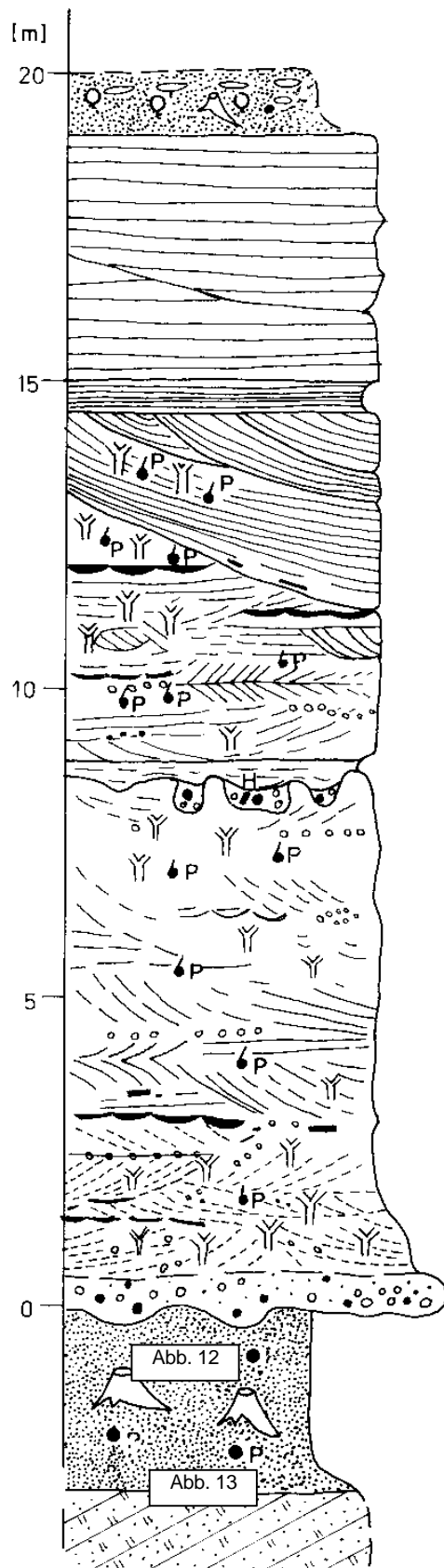


Abb. 12: Unterkohle (Flöz I) mit deutlicher Klüftung (die von Nord nach Süd verläuft; diese Klüfte sind deutlicher ausgeprägt als die WNW-ESE-streichenden Klüfte).



Abb. 13: Unterkohle (Flöz I) mit Wurzelhorizont auf dem Liegendton. Der sandige kaolinitische Ton ist in den obersten 20 Zentimetern intensiv durchwurzelt.

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

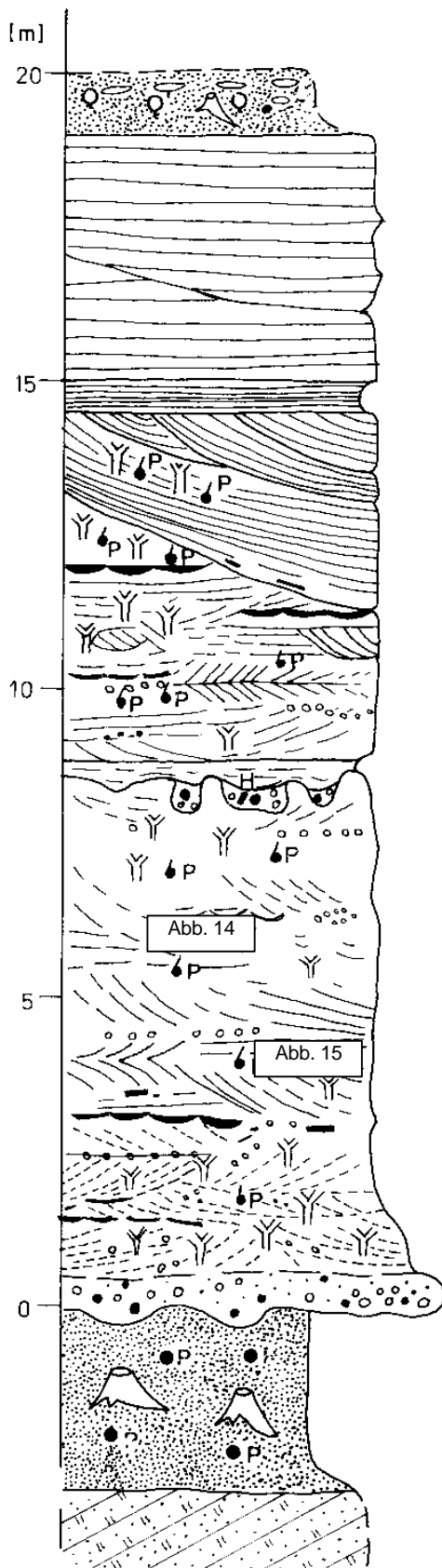


Abb. 14: Helle bis braune (schwach imprägnierte) Sande des Komplexes I. Gefüge vom Liegenden zum Hangenden: ungeschichtete und undeutlich geschichtete Sande, Rippelhorizont (Länge ca. 10 cm, Höhe ca. vier Zentimeter) mit Schluffüberdeckung; Grobsandlinse, weiße, schräg geschichtete Mittelsande (durch flach schräggeschichtete Grobsande erodiert), darüber hellbraune fast ebengeschichtete Sande, im Hangenden Tonlage und Einsetzen der Imprägnation aus dem Hangenden.



Abb. 15: Abschiebung (Komplex I), Sprunghöhe ca. fünf Zentimeter, Kluftfläche NW-SE-streichend; außerdem Bioturbationen, besonders deutlich im Bereich der Schlufflage.

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

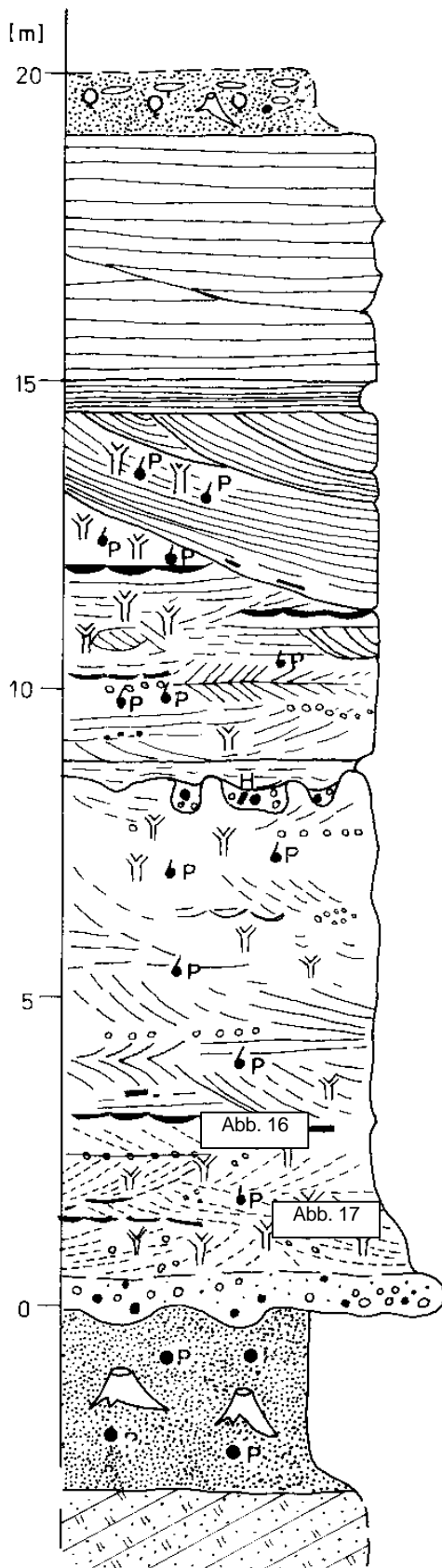


Abb. 16: Eben und schräg geschichtete Sande mit Schlufflage im Komplex I mit deutlichen Bioturbationen, welche mit größerem Sand aus dem Hangenden verfüllt sind. Ein welliger Entfärbungshorizont (im Mittelteil des Bildes) ist über der schwarzen Schlufflage ausgebildet.



Abb. 17: Entfärbung in den Sanden des Komplexes I: Der scharfe Farbwechsel durchzieht das Sediment winkelig zu den deutlich erkennbaren, schräg angeordneten Laminen. Der Farbwechsel wurde durch sekundäre Einwirkung (saurer Grundwässer) bewirkt. Er verläuft von grün über braun nach weiß.

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

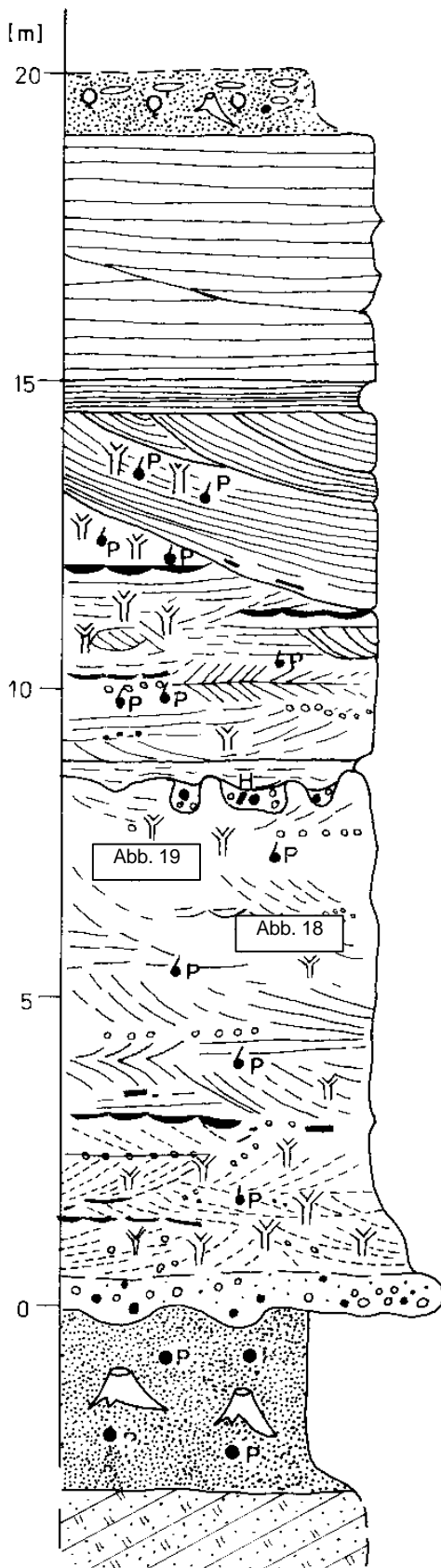


Abb. 18: Wühlbauten ohne Wandverstärkungen in den weißen Sanden des Komplexes I. Die Bioturbationen enden im Bereich des Rippelhorizontes (mit Schlufflage im Hangenden). Sie sind mit größerem Material aus dem Hangenden verfüllt.



Abb. 19: Herausgewitterter Grabbau von *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN (1891) innerhalb der imprägnierten Sande des Komplexes I. Deutlich erkennbar ist der Aufbau der Außenwand aus kleinen Kügelchen, die durch organisches Material (Schleim) verklebt wurden.

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

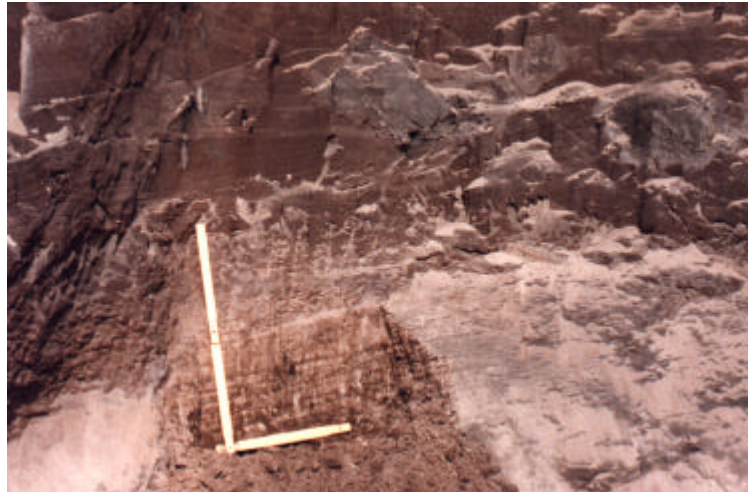
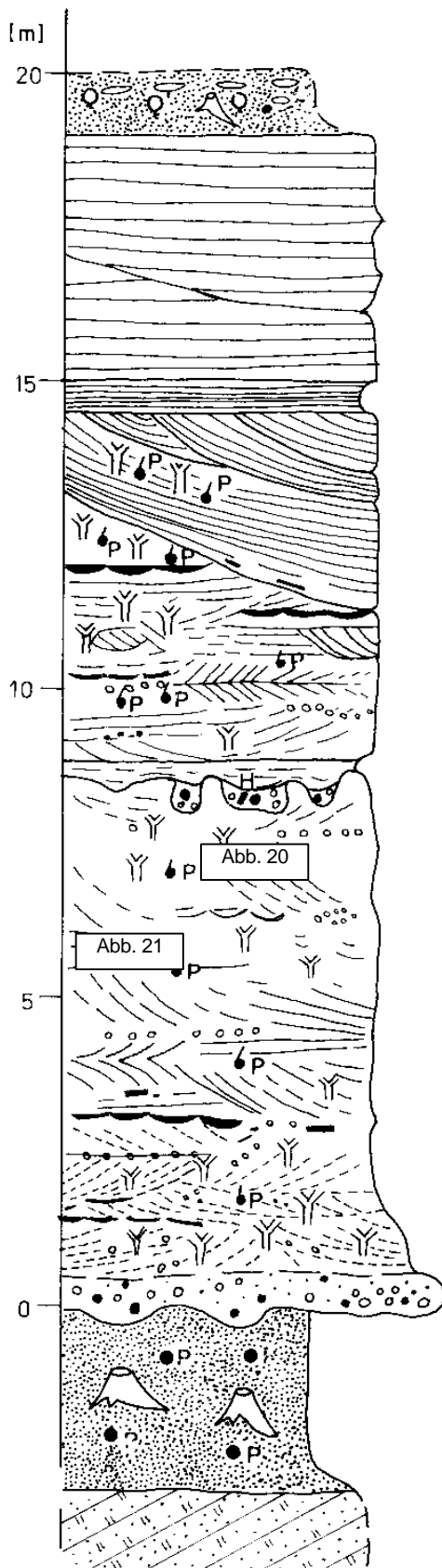


Abb. 20: Imprägnierte Sande mit Bauten von *Ophiomorpha* und unregelmäßigen Entfärbungen, welche sich nur untergeordnet schichtparallel ausdehnen (unterer Bildteil), meist aber unregelmäßig ausgebildet sind. Sandlaminen sind im Bereich der Entfärbungen nicht entschichtet.

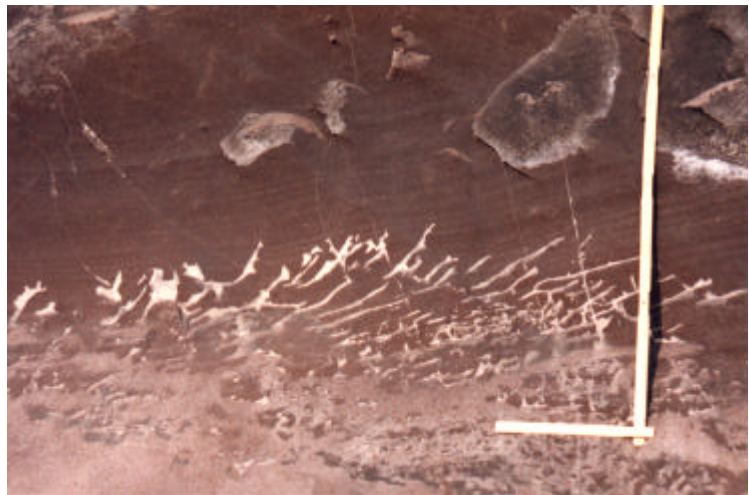


Abb. 21: Unregelmäßige Entfärbungen der imprägnierten Sande (Komplex I). Ein Bezug der Entfärbungen zu den Klüften (mit erhöhter Wasserwegsamkeit) ist beobachtbar und spricht für eine postsedimentäre chemische Sedimentumwandlung.

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

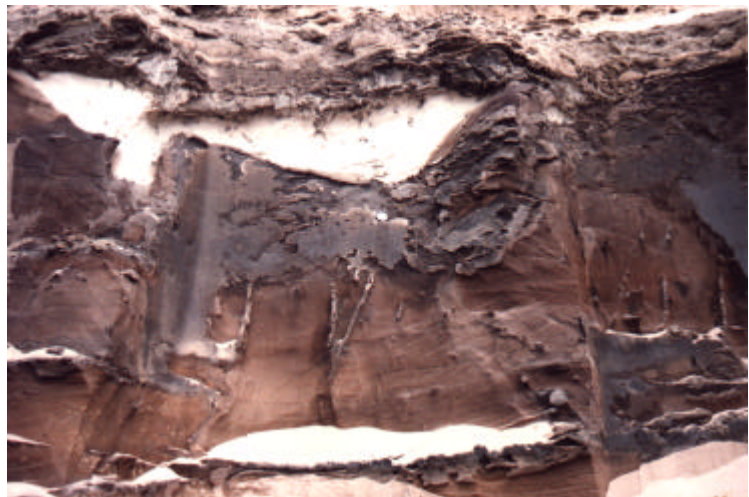
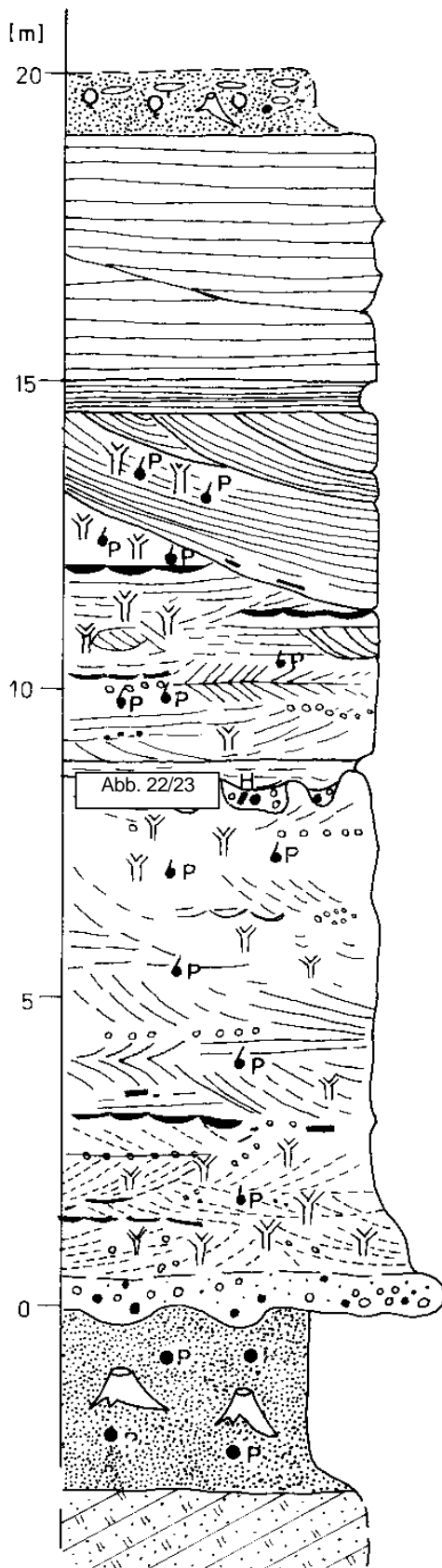


Abb. 22: Imprägnierte Sande des Komplexes I mit Entfärbung aus dem Bereich der Schichtlücke (Komplex II im Hangenden). Der Farbwechsel am linken Bildrand erfolgt allmählich. Im Hangenden sind Gerölle und Schluffe an der Basis des Komplexes II aufgeschlossen.

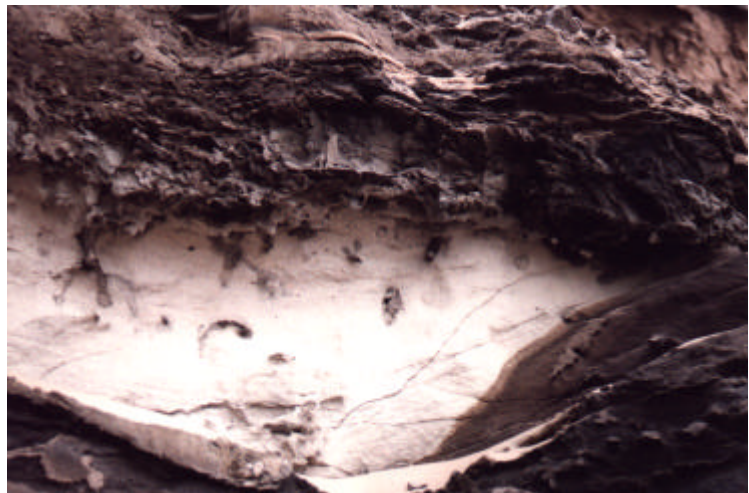


Abb. 23: Ausschnitt aus dem Bild oben: Geschichtete Schluffe mit Geröllen aus schwarzem Sand und Wühlbauten über dem entfärbten Bereich.

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

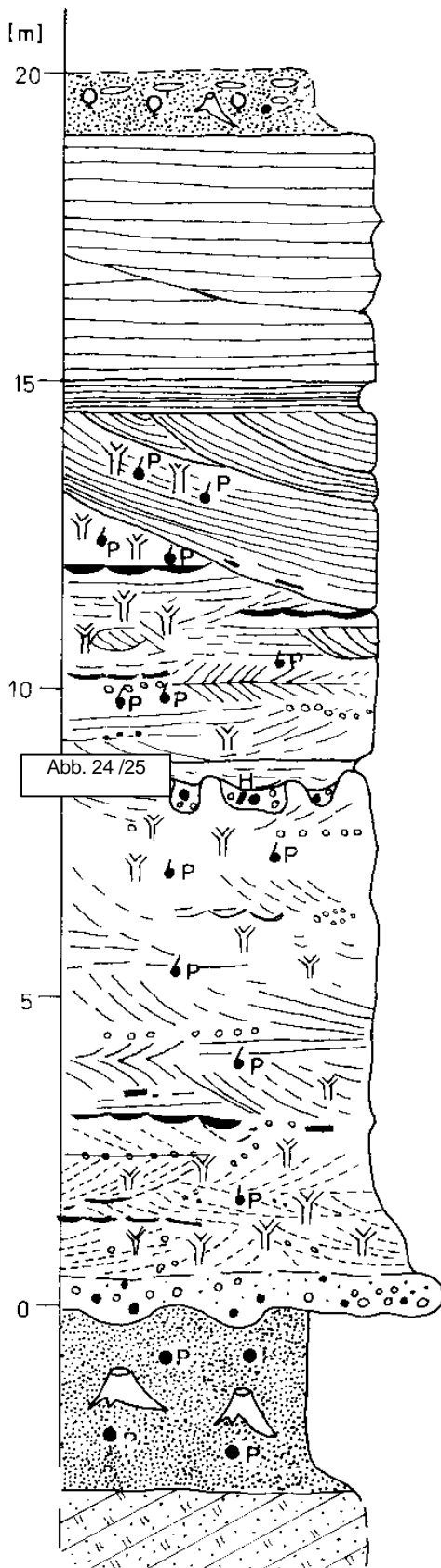


Abb. 24: Erosionsbasis des Komplexes II an der Schichtlücke über Komplex I (hellbraune, schwach imprägnierte Sande). Gerölle aus schwarzen Sanden, Holzstücken (Treibholz mit Bohrgängen) und Kohlen. Darüber lagern helle Mittel- bis Grobsande mit gebogener, schräger Schichtung, undeutliche Rippellagen (Grobsande) mit Schluffbedeckung und grüne Fein- bis Mittelsande.



Abb. 25: Sedimentgefüge wie oben, jedoch besser ausgebildete Rippelhorizonte aus Grobsand mit Schluffbedeckung (wavy bedding with flat lenses nach COLLINSON & THOMPSEN (1988)). Rippel markieren ein hochenergetisches Milieu, die Schlufflagen ein wenig energetisches Milieu.

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

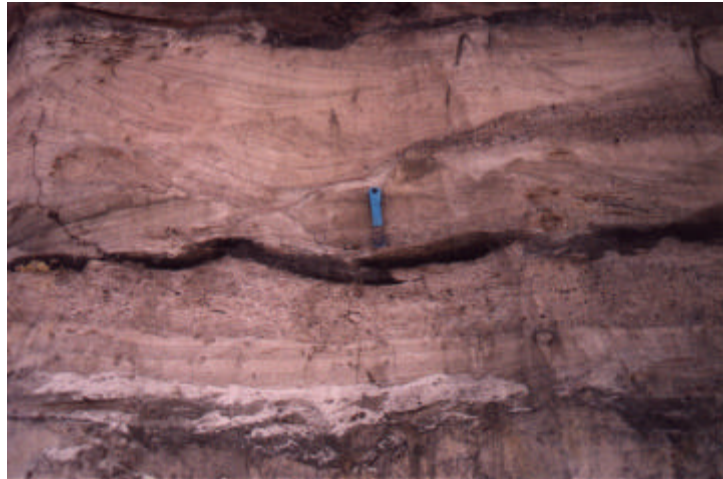
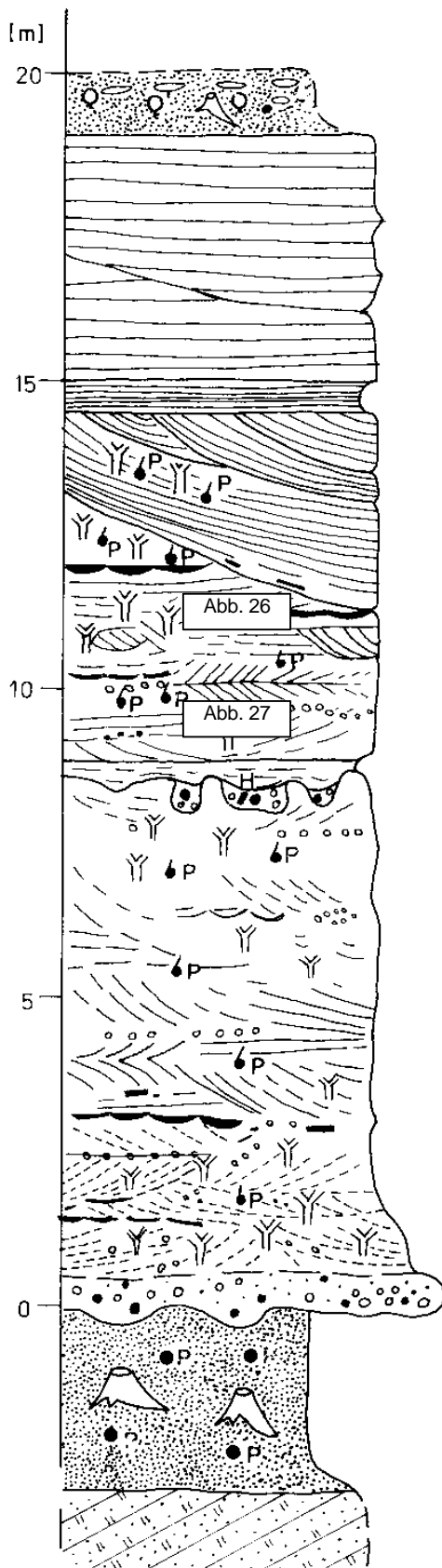


Abb. 26: Entfärbte Mittelsande des Komplexes II: Im Liegenden Rippelhorizont (symmetrische Rippel) und Bioturbationen. Über der Schlufflage sind gebogene schräge Schichtungen aufgeschlossen (flaser bedding).

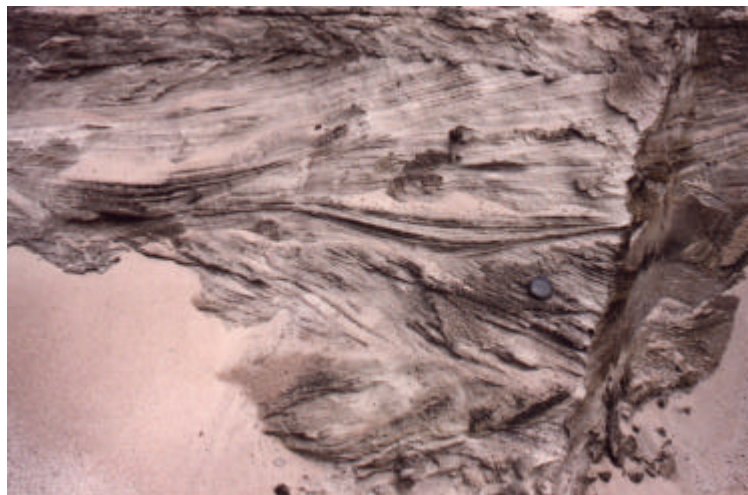


Abb. 27: Entfärbte Sande innerhalb des Komplexes II: Im Liegenden gerade, schräge Schichtungen (herringbone structures), darüber rinnenförmige Schüttungen (scour and fill structures).

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

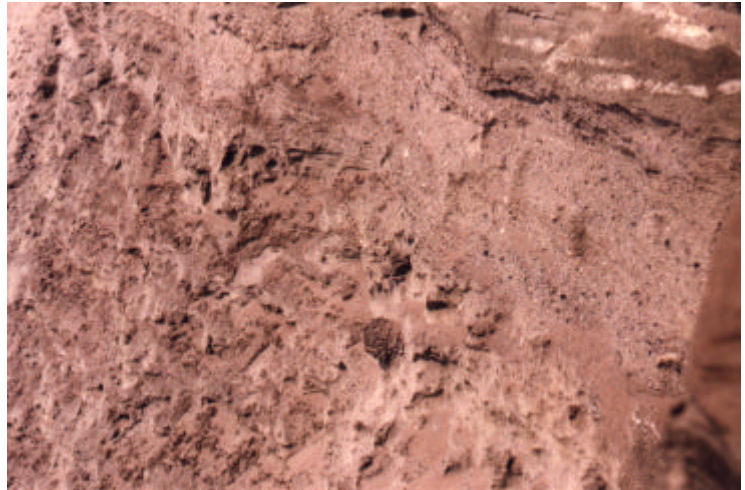
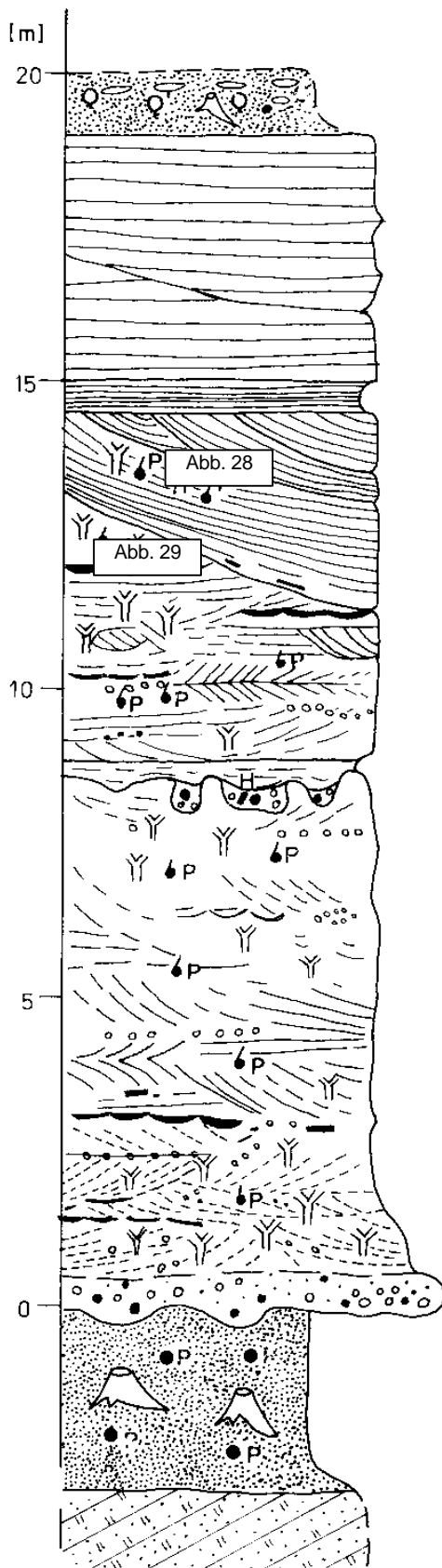


Abb. 28: Ockerfarbene Sande im Top der Rinne (Priel): Etwa in Bildmitte ist ein (durch Schwefelkies imprägnierter) Kotballen zu erkennen. (Imprägnierte Grabspuren befinden sich auf den Laminen.)



Abb. 29: Entfärbte Sande des Komplexes II - Die Bindung der Schwefelkieskonkretionen (Durchmesser rund 5cm) an die Bauten von *Ophiomorpha* ist deutlich erkennbar. Die an organischem Material reichen Bauten haben die Ausfällung des Schwefelkieses gefördert (im Sinne einer geochemischen Barriere).

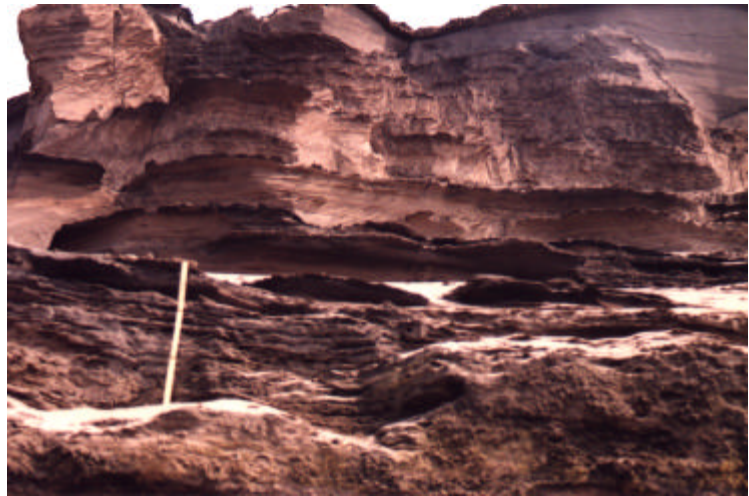
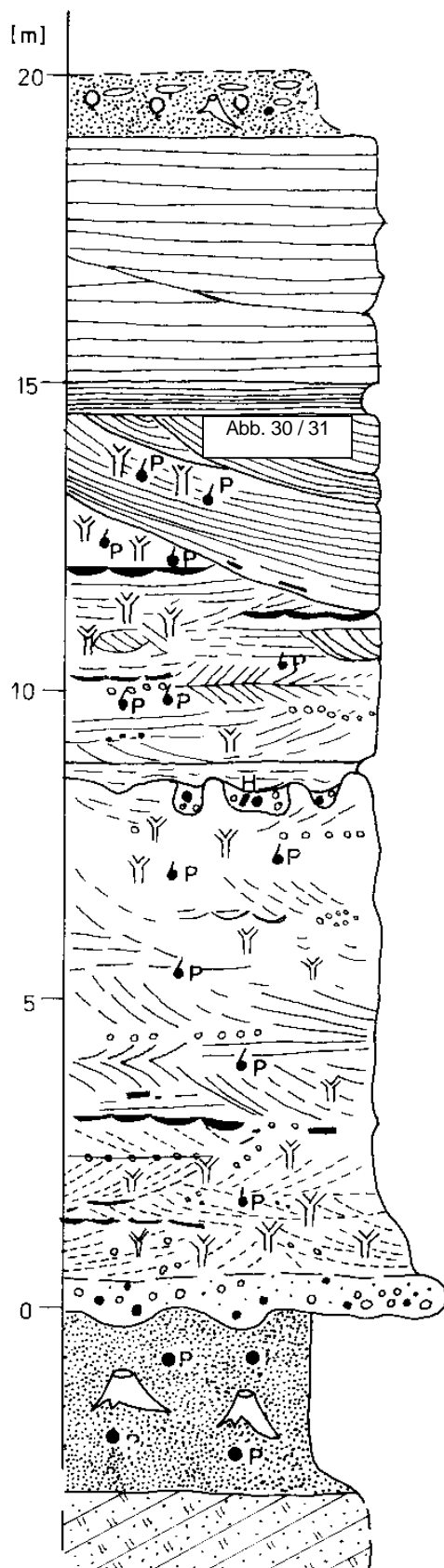


Abb. 30: Gezeitenrinne im Nordosten des Profils innerhalb des Komplexes II. Durch die Verwitterung des Stoßes wurden die widerstandsfähigeren Schlufflagen herauspräpariert. In den Sandpaketen zwischen den Schlufflagen sind schräge Schichtungen erkennbar.



Abb. 31: Ausschnitt aus dem Bild oben: Deutlich erkennbar sind die durch Schwefelkies verstärkten Wühlbauten innerhalb der Schlufflagen.

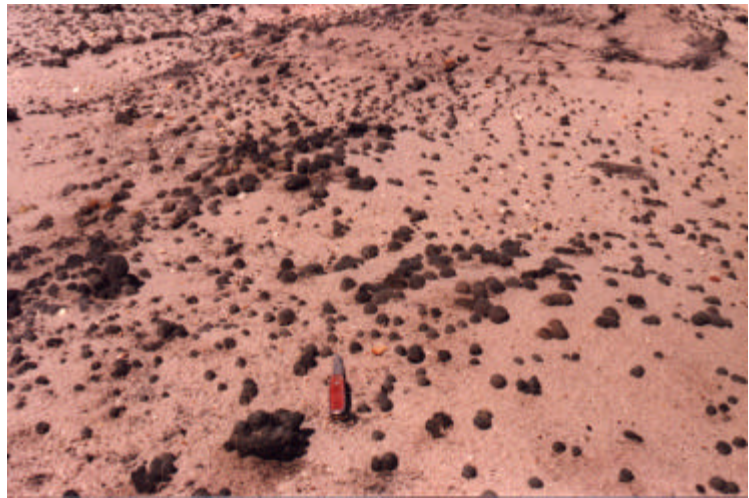
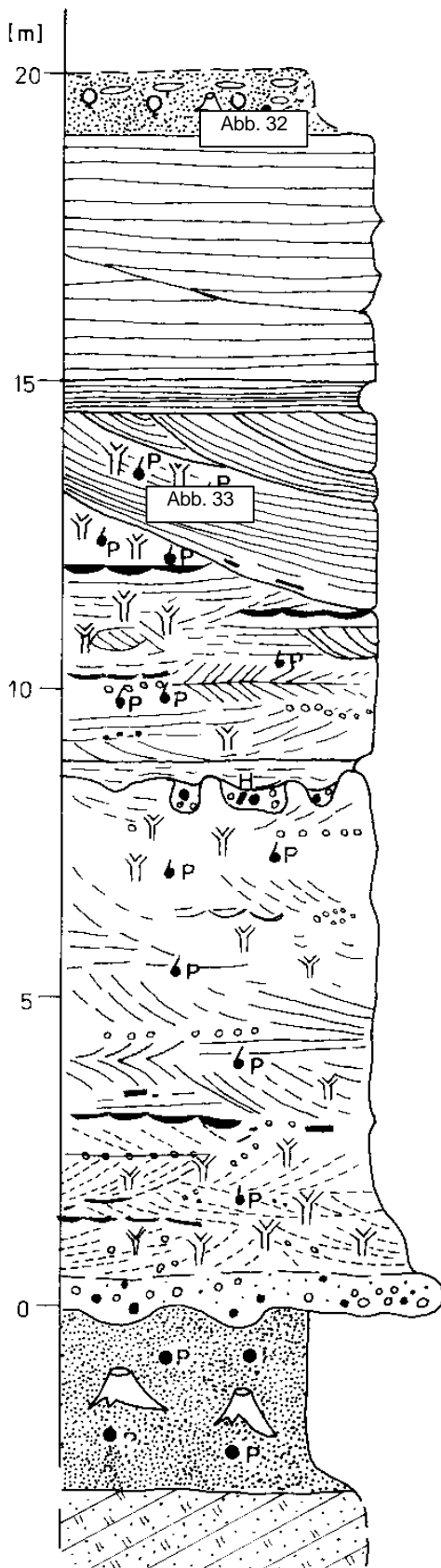


Abb. 32: Schwefelkieskonkretionen auf dem Arbeitsplanum des zweiten Abraumschnittes: Die Häufung der Konkretionen entspricht den Ausstrichen der Schlufflagen der Rinne (Priel) im Liegenden.



Abb. 33: Flaschenförmige Konkretionen (Schwefelkies). Die Konkretionen befinden sich in natürlicher Lage am unteren Ende der Wühlbauten von *Ophio-morpha*. Nach VAHL D I E C K (1985) werden sie als Wohnbauten der Dekapoden gewertet. In den Konkretionen wurden keine Reste der Krebse gefunden.

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

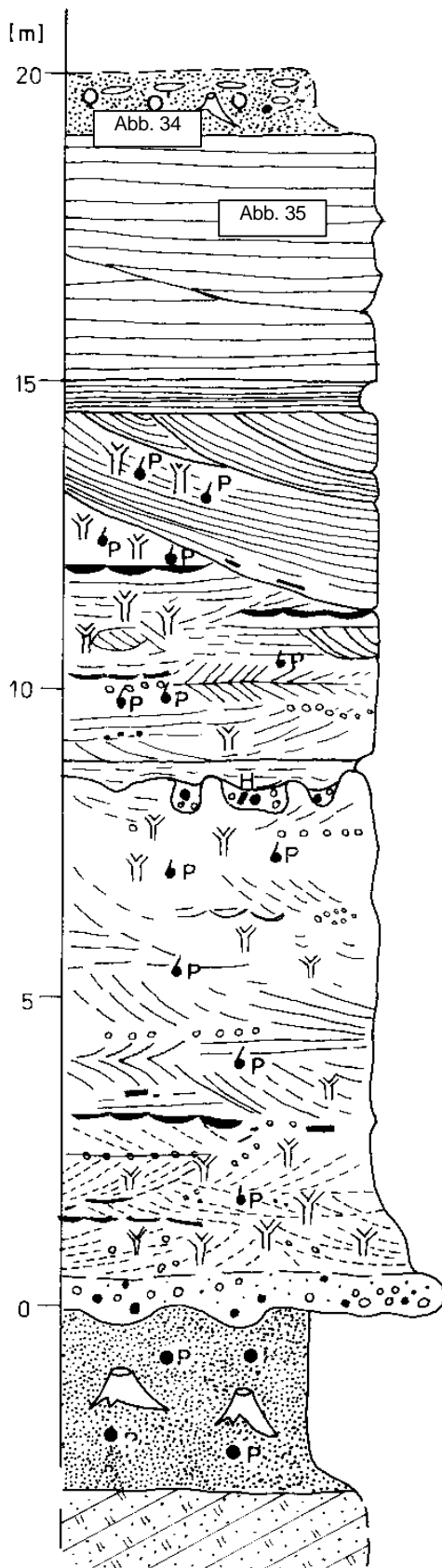


Abb. 34: Schwarze Decksande im Bereich des Nordfeldes. Deutlich erkennbar ist der Wurzelhorizont aus dem Oberflöz (Flöz III), welcher für eine autochthone Bildung des Flözes spricht.



Abb. 35: Schwarze Decksande mit deutlich enger, ebener Schichtung. Die Farbe ist durch den hohen Anteil von dispersem Kohlenstoff bedingt.

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

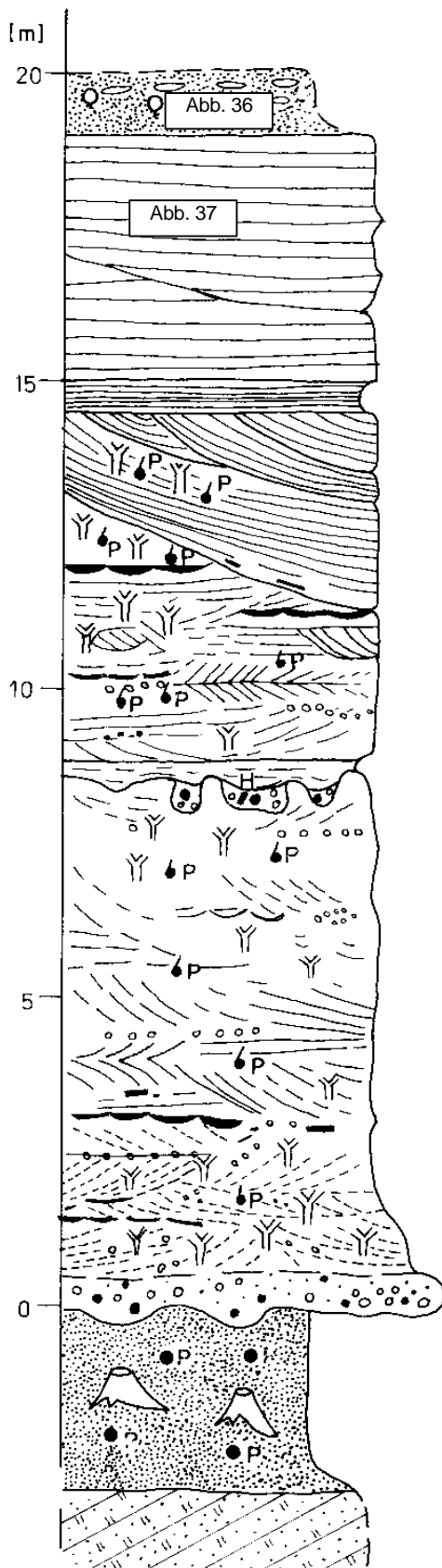


Abb. 36: Durchkieselte Holzstrukturen aus dem obersten Meter des Oberflözes (Flöz III). (Durchkieselst im Sinne von LANDMESSER (1994) bedeutet: Imprägnation durch Kieselsäure.)



Abb. 37: Quarzite in den schwarzen Decksanden: Die schwarzen Sande sind unregelmäßig durchkieselst (Blöcke bis ca. zwei Meter Durchmesser). Die Quarzite bewahrten die tertiären Schichten vor der Erosion. Im Hangenden lagert der Kies des Quartärs. Die Position der Abbildung entspricht der Erosionsbasis der quartären Kiese im Nordwesten des Tagebaues.

Anmerkung: Die geologische Position ist im geologischen Profil (Abb. 7) dargestellt.

3.3 Die tertiäre Schichtenfolge

3.3.1 Die Schichten des Mittel-Eozäns

Die Beschreibung der tertiären Schichten stützt sich auf die Arbeiten von PAPKE et al. (1986) und KARPE (1983, 1994). Deshalb werden die genannten Arbeiten im Text nur zitiert, wenn Positionen der genannten Bearbeiter dargestellt werden. Die eigenen Beobachtungen (Anlagen 6-8) und die Ergebnisse der Sedimentuntersuchungen (Datenanhang) sind eingearbeitet.

3.3.1.1 Die Stellung der Flöze in den Sedimenten

Zu Beginn des Alttertiärs unterlag die prätertiäre Landoberfläche im Raum Nachterstedt einer tiefgründigen Verwitterung, deshalb entsprechen die ältesten Sedimente (stark tonige Schluffe) substantiell der Verwitterungsrinde der triassischen Gesteine des Untergrundes. Diese ältesten Bildungen des beginnenden Tertiärs werden als "allochtone Basis" bezeichnet, ein Begriff, der die geringe Umlagerung verdeutlichen soll. Die Eintiefung der prätertiären Landoberfläche in Form sekundärer Randsenken begann vermutlich im Unteren Eozän. Für diesen Zeitraum gingen PAPKE et al. (1986) von einem Gleichgewicht von Salzaufstieg und Subrosion des Salinars aus.

Nach der ersten Kohlebildung im Mittel-Eozän erfolgte seit der Bildung des Zwischenflözes die konstante Moorbildung (u.a. bedingt durch gleichmäßige Absenkung) im zentralen Teil der Lagerstätte (Werkpfeiler Nachterstedt). Zeitgleich sanken die Randbereiche ungleichmäßig ab, was zusammen mit externen Einflüssen (Klima- und Meeresspiegelschwankungen) die Schüttungen der Zwischenmittel durch Veränderungen des Sedimentationspotentials steuerte.

Nach KARPE (1994) sind die Schichten des Mittel-Eozäns in Nachterstedt-Schadeleben aus fünf rhythmisch-zyklischen Sedimentfolgen aufgebaut. Sie beginnen mit sandigen Bildungen, die von schluffigen Sanden und Schluffen überlagert werden. Die Flöze bilden dabei deren Endglieder. Diese größeren Sedimentationszyklen bestehen aus Kleinzyklen im Meter- bis Dekameterbereich, meist ohne Flöze im Top.

Andererseits sind nach KRUTZSCH et al. (1992) in den tertiären Küstentiefebene ("coastal plains") Moorbildungen zu Beginn von Transgressionen möglich. Diese Moore können bei weiterem Eindringen des Meeres in den Sedimentationsraum durch klastische Sedimente bedeckt werden. Auf den Klastika können bei Rückzug des Meeres wiederum Moore aufwachsen, die "Dysodile" im Sinne von KRUTZSCH et al. (1992). Die marine Beeinflussung der Zwischenmittel in den Senken am Ascherslebener Sattel ist nachgewiesen (BALASKE 1992). Die Flöze der bearbeiteten Schichten werden in der Schichtbeschreibung von den klastischen Sedimenten der Hauptmittel abgetrennt, da eine Moorentwicklung am Beginn transgressiver Zyklen nach dem gegenwärtigen Stand pollenstratigraphischer Untersuchungen möglich ist (BLUMENSTENGEL, frdl. Mitt. 1997).

3.3.1.2 Die Basal-Folge

Die Absenkungsvorgänge verliefen in den Randsenken am Ascherslebener Sattel seit Beginn der Bildung der Basal-Folge unterschiedlich. In den Teilfeldern Königsau und Wilsleben ist eine Einsenkung im Unter-Eozän nicht nachweisbar. Die rund 35m mächtigen Sedimente der Basal-Folge sind nur im Bereich von Nachterstedt-Frose vorhanden, sie gleichen im wesentlichen die Differenz der Absenkung zu den Becken von Königsau und Wilsleben aus, in denen die Basisfolge nicht ausgebildet ist. Die Sedimente werden in eine untere sandige Basisfolge und in eine hangende schluffige Basisfolge eingeteilt. Letztere wurde als Wechselfolge zwischen vorwiegend tonigen und schwach feinsandigen, hellgrauen, massigen Schluffen mit Sandmitteln beschrieben. Aufgrund der hohen Sedimentationsrate fand keine aushaltende Moorentwicklung statt. Lokal verbreitete, geringmächtige Kohleflöze sind im Teilfeld von Frose beschrieben worden. Die Basal-Folge wird als zeitliches Äquivalent der Pollen-Zone 15 angesprochen.

3.3.1.3 Die Liegend-Folge

Den Übergangsbereich zu den flözführenden Bereichen stellt die flächenhaft verbreitete Liegend-Folge dar. Sie beginnt mit hellgrauen, schluffigen Mittel- und Feinsanden (den "Liegendsanden") mit teilweise eingelagerten Grob- und Feinkieslagen, sowie Schluff- und Mittelsandlinsen. Der Liegendsand enthält teilweise milchigweiße, scharfkantige Kiese (sogenannte "Splitterkiese").

Der auflagernde "Liegendschluff" wird von vorwiegend hellgrauen, teils braungrauen, tonigen massigen Schluffen mit einzelnen Fein- und Mittelsandlagen aufgebaut. KARPE (1994) beschrieb aus dem Liegendschluff mehrere, teilweise unvollständig ausgebildete Sedimentations-zyklen. Diese Zyklen beginnen mit groben Sedimenten, über welchen schluffige und tonige Absätze lagern. Sie enden mit der Ausbildung von Mooren (Kohle), wobei das Stadium der Moorbildung nicht immer erreicht wurde.

Die "Liegendwechselfolge" besteht aus Wechseln von tonigen Schluffen mit massigen, feinsandigen Schluffen mit Fein- und Mittelkieslagen. In den Teilbecken Nachterstedt und Königsau enthalten die Liegendschichten maximal drei geringmächtige Kohleflöze (die Flöze "X"), innerhalb der klastischen Fd-ge. Diese Flöze belegen eine wiederholte, länger anhaltende und teils flächenhafte Moorentwicklung. Die Liegend-Folge ist für die Bereiche Nachterstedt-Frose und Königsau belegt.

Der Liegendton ist die älteste aufgeschlossene Schicht, die sich stofflich aus Kaolinit, Quarz und geringen Anteilen von Pyrit und Illit zusammensetzt. Das Schwermineralspektrum (Zirkon, Rutil, Turmalin) umfaßt nach ORTMANN (1962) nur sehr verwitterungsbeständige Minerale. Die Bildung des Kaolinitis erfolgt bei der Feldspatverwitterung (aus Grauwacken, sauren Magmatiten, Metamorphiten, Arkosen), während eines humiden (und warmen) Klimas. Die genannten stabilen Schwerminerale und Quarze gelten als typische Verwitterungsreste. Die Anreicherung des kaolinitischen Verwitterungsproduktes in Senken mit stagnierenden Wässern ist wahrscheinlich. Die Sedimentzufuhr erfolgte nach ORTMANN (1962) und KRUTZSCH et al. (1992) im tieferen Eozän aus Gebieten südöstlich des Untersuchungsgebietes (Thüringer Wald, Erzgebirge). Der Liegendton enthält nach den chemischen Untersuchungen keine Schwermetalle oder andere signifikante Mineralphasen.

Der anstehende kaolinitische, sandige Schluff war stellenweise schwach kohlig. Im Top des weißen Liegendtones wurde ein polygonales Trockenrißnetz beobachtet, welches ein Trockenfallen des Beckens vor der Moorbildung belegt. Das Trockenrißnetz war mit Kohle verfüllt. Die oberen Bereiche des Liegendtones wiesen stellenweise Durchwurzelungen (Abb. 13) auf, die als Anzeichen der autochthonen Bildung des Moors gewertet werden. Das Einsetzen der Moorbildung belegt die zunehmende Vernässung des Sedimentationsraumes durch den Anstieg des Grundwassers / Meeresspiegels im Bildungsraum. Eine Differenzierung ob süße oder salzige Wässer zur Moorbildung führten, wird von der noch anstehenden pollenanalytischen Neubearbeitung der Flöze (BLUMENSTENGEL, frdl. Mitt. 1998) erwartet.

3.3.1.4 Das Flöz I (Unterflözgruppe)

Die erste im weitflächig verbreitete Moorbildung wird durch Flöz I (Unterflöz) belegt. Die Kohle ist durch klastische Zwischenmittel in den Feldern Frose und Wilsleben in drei Teilflöze aufgespalten. In den Teilfeldern Nachterstedt und Königsau ist nur ein Flöz ausgebildet, welches bis 8m Mächtigkeit erreicht. Das Flöz verliert zu den zentralen Bereichen (Werkpfeiler Nachterstedt) hin an Mächtigkeit. Im Feld Nachterstedt (Werkpfeiler) ist die Unterflözgruppe nur durch Wechsel von kohligem Schluffen, Schluffen und Feinsanden vertreten. Diese Bildungen waren im Gelände nicht aufgeschlossen.

In den Aufschlüssen des Teilfeldes Schadeleben konnte ein braunes bis schwarzes, schwach gelb gebändertes massiges Flöz beobachtet werden. Das Flöz war abbaubedingt maximal vier Meter mächtig aufgeschlossen. Die "gelben Bänder" werden durch stärkere Beatmen- bzw. Wachsanteile erzeugt. (Ihre Genese ist noch nicht sicher geklärt.) Das Flöz enthält kugelige Schwefelkieskonkretionen bis 10cm Durchmesser, Kluftbeläge aus Schwefelkies sowie dispersen Schwefelkies, die sich durch hohe Eisengehalte in den chemischen Analysen widerspiegeln. Im vertikalen Anschnitt weist die Kohle aufrechtstehende Stubben auf. Auf dem Planum der Kohle im Teilfeld Schadeleben wurden freigewitterte Baumstämme (bis 7m Länge) beobachtet. Eine Einregelung der Stämme war nicht erfolgt.

Die Autochthonie des Moores gilt auf Grund der Durchwurzelung des Liegendtones und der aufrecht stehenden Stubben als gesichert.

Das Unterflöz wird bei normaler Ausbildung von einem "Deckschluff" überlagert, der als überwiegend toniger, z.T. feinsandiger Schluff - aber auch als massiger kohligter Schluff auftreten kann. Er war im Gelände nicht aufgeschlossen.

3.3.1.5 Das Hauptzwischenmittel 1

Die klastischen Zwischenmittel waren bis zum Beginn der vorliegenden Arbeit nicht detailliert gegliedert. Beschrieben wurden die Mittel als Folge von Mittel- bis Feinsanden, unregelmäßigen Schlufflagen und Mittelkiesen (Splitterkiesen). Nachgewiesen ist das Zwischenmittel 1 in der gesamten Lagerstätte, damit sind gleiche sedimentologische Verhältnisse (Absenkung, Materialangebot, Lieferregime) für diesen Zeitraum wahrscheinlich. Für die Hauptmittelsande gilt das Auftreten von runden Quarziten (1 bis 7m Durchmesser) als typisch. KARPE & KÜHNE (1988) erkannten in den Hauptmittelsanden des Teilfeldes Schadeleben grüne, "marmorierte" Mittelsande, die von einem intraformationellen Konglomerat und hangenden Schluffen bedeckt wurden. Eine linienförmige Verbreitung (NW nach SO) von Quarziten im Zusammenhang mit einer Rinnenstruktur wurde aus dem Teilfeld Schadeleben beschrieben. Nach KARPE (frdl. Mitt. 1998) besteht ein Zusammenhang zwischen der Rinne und den postsedimentär entstandenen Quarziten. Die Wasserführung (heranführen von Kieselsäure) in Trockenphasen bewirkte möglicherweise, daß Kieselsäure im Bereich des Grundwasserspiegels (Verdunstung des Wassers) ausfiel.

Die flächenhafte Verbreitung einer Fein- bis Mittelkiesschicht (**Konglomerat**) an der Basis des Hauptmittels 1 (Komplex I) wies bereits KNOCHENHAUER (1950) nach. Das braune bis graue, stellenweise grünliche, ungeschichtete, grobsandige bis feinkiesige Sediment enthielt Gerölle aus der teilweise aufgearbeiteten Kohle im Liegenden, Splitterkiese und vereinzelt gut gerundete Kieselschiefergerölle. Die Kieselschiefergerölle können als Strandgerölle gewertet werden. Die Sortierung der Komponenten ist mäßig (bis schlecht, bei Einbeziehung der Gerölle). Das "Bindemittel" enthielt grünliche Tone. In den grünen tonigen Überzügen der Gerölle konnte Glaukonit in Spuren nachgewiesen werden. Die chemischen Analysen (der feinen Anteile des Sedimentes) lassen keinen Nachweis von Anreicherungseffekten im Zuge der Aufarbeitung der unterlagernden Sedimente erkennen.

Der Nachweis von Dinoflagellaten (der Dinoflagellaten-Zone 9 (KÖTHE 1992)) aus dem tiefsten Teil des Komplexes I gestattete die Ansprache des Sedimentes als Transgressionskonglomerat des ansteigenden Meeres im Lutet. Die Alterseinstufung ist aber fraglich, da die Probe aus einem umgelagerten Bereich entnommen wurde.

Mit abnehmenden Gehalten an kiesigen Komponenten und deutlich erkennbaren Sedimentgefügen wurde das Sediment als **Basissand** angesprochen. Der Sedimentkörper ist im gesamten Feld Schadeleben verbreitet. Die mittel- bis grobkörnigen Sande hatten am frischen Stoß kräftige grüne Farben (gebunden an geringe schluffige oder tonige Komponenten), die rasch zu braunen Farben wechselten (Oxydation des Eisens). Stellenweise waren die Sande weiß bis hellocker, sofern keine Anteile von Schluff oder Ton vorhanden waren.

Die Sande waren durch Bioturbationen stellenweise völlig verwühlt. Sie enthielten gelegentlich Fein- und Mittelkieskörner (Milchquarze und Kieselschiefer). In den unverwühlten Bereichen des Sedimentes wurden Rippelgefüge mit Schluffbedeckung (wave ripples) beobachtet, die nach EINSELE (1992) dem Bereich intra-tidal / sand-flats zugeordnet werden. Innerhalb der Basissande wurden undeutliche bogige Schrägschichtungen und undeutliche scour and fill structures beobachtet.

Die stellenweise Verwühlung, der Nachweis von Dinoflagellaten, das Auftreten von Glaukonit, die Sedimentgefüge und das Vorkommen von Strandgeröllen (Kieselschiefergerölle) sprechen für die Bildung im Bereich des Vorstrandes / nassen Strandes. Die Feinkies- und Mittelkies-Lagen und Nester sind als Tempestite ansprechbar. Das Fehlen von Makrofossilien (insbesondere der Mollusken) und Foraminiferen läßt sich mit der nachträglichen Lösung des Kalkes erklären.

Die braun gefärbten Bereiche des Basissandes enthielten deutlich mehr Eisen (etwa das Vierfache) gegenüber den weißen Bereichen. Die hohen Eisengehalte stehen vermutlich mit der sekundären Beeinflussung (Imprägnation mit Huminsäuren) in Zusammenhang. Innerhalb des Basissandes existierten Rinnen mit Splitterkiesen und Schluffpackungen.

Die kleinen Rinnen in den Basisanden wurden als **episodische Abflußrinnen** angesprochen, da ihr Aufbau mit Splitterkiesen an der Basis und Schluffen im Hangenden auf verlandende Flüsse während Trockenphasen (Regressionen) schließen läßt. Sie wurden als Bildungen der Küstentiefebene interpretiert. An der Basis der Rinnen wurden Wurzel- bzw. Aststücke in Schwefelkieserhaltung aufgefunden. Wühlspuren fehlten in den Rinnen.

Der Übergang zu den überlagernden ***Ophiomorpha*-Sanden** vollzog sich ohne Schichtgrenze. Das Sediment bestand aus hellen bis grünen Fein- bis Grobsanden mit Schrägschichtungsgefügen, ebener Schichtung, Grobsandnestern (erodierte Sandkörper), einzelnen Tonfetzen (aufgearbeitete Schlicklagen), Rippelgefügen (teilweise mit Schluffbedeckung) und grünlichbraunen, festen Schluff-/ Schlicklagen (z.T. über den Rippelgefügen) sowie den massenhaft vorhandenen Bauten von *Ophiomorpha* (siehe Abbildungen 14-18). Der Schluffanteil nahm zum Hangenden hin ab. Über den Schluff-/Schlick Lagen wurden oft grüne bis braune Farben in den Sanden beobachtet, sie verweisen auf den ursprünglichen Zustand, hellere Farben stellen nachträgliche Entfärbungen durch Stoffabfuhr und Stoffumwandlung dar. Die folgenden Sedimentgefüge ermöglichen nach REINECK (1970), REINECK & SINGH (1980) und SOMMERWERK (1990) die Einstufung in die gezeitenbeeinflusste Fazies (Sandwatt bis Strand):

Wühlgefüge,
Rippelgefüge (mit Schluffbedeckung),
Fischgrätenmuster (herringbone crossbedding)
eben geschichtete Sande,
die ebenen und eng geschichteten Sande mit flaser bedding,
scour and fill structures,
kleine Rinnenstrukturen (episodische Abflußrinnen)

Die braunen bis schwarzen **Imprägnierten Sande** (scharfkantiger Fein- bis Mittelsand mit geringen Anteilen von Glimmern, mäßig bis mäßig gut sortiert) gehören faziell zu den *Ophiomorpha*-Sanden und wurden aufgrund der Imprägnation aus dem Hangenden zunächst als besondere Schicht ausgehalten (siehe Abbildungen 19 –23). Die Gehalte an Eisen und Sulfat steigen entsprechend der Stärke der Imprägnation von den tieferen Teilen bis zum erosiven Top der Sande an und lassen auf Zunahme des Anteiles an Schwefelkies schließen. Die Abgrenzung zu den *Ophiomorpha*-Sanden erfolgte durch die Verfärbung. Fehlte die Färbung, traten hellbraune, weiße und grüne Farben auf. Primäre Sedimentgefüge waren im verfärbten Sediment kaum erkennbar, mit Ausnahme schwacher, ebener Schichtlaminae und Bauten von *Ophiomorpha*.

Ophiomorpha trat häufig auf. Die Außenwände der Wühlbauten bestanden aus kleinen, mit organischer Substanz verbackenen Kügelchen (Abb. 19), so daß die Oberfläche warzenartig wirkte. Der Nachweis von Dinoflagellaten sicherte die Annahme eines marin geprägten Bildungsraumes ab (Köthe 1992). Vereinzelt traten Röhren auf, deren Außenwände mit schwarzem Ton umhüllt sind, die aber nicht bestimmt werden konnten. Das Sediment im Hangenden war erodiert.

3.3.1.6 Das Flöz II (Zwischenflöz)

Mit der Moorbildung (Flöz II) erfolgte der Wechsel in der kohlegenetischen Entwicklung: Die Torfmoorentwicklung fand nicht mehr an den Rändern des Sedimentationsgebietes statt. Für die zentralen Bereiche beschrieb KARPE (1983) eine durchgängige Torfmoorentwicklung bis zum Oberflöz, das sogenannte "Nachterstedter Hauptflöz" (im sogenannten Werkpfeiler, nördlich Nachterstedt). Damit gilt für diesen Bereich eine langanhaltende, gleichmäßige Torfbildung als belegt. Die Moorbildung wurde durch klastische Schüttungen von den Rändern her mehrfach unterbrochen. Dort sind als zeitgleiche Äquivalente fein- bis mittelsandige, zyklisch aufgebaute Mittel vorhanden. Die Mittel gehen bei abnehmender Mächtigkeit zum Beckenzentrum hin in tonig-schluffige Bildungen über. Das Flöz II bildet nach KARPE (1994) den Abschluß der Hauptmittel-Folge 1 in Schadeleben.

Die massige, dunkelbraune, gelb gebänderte Kohle war während der Geländeaufnahmen außerhalb des bearbeiteten Stoßes im Bereich der Südböschung des Tagebaus Nachterstedt (Bereich des sogenannten Werkpfeilers) aufgeschlossen. Die Kohle enthielt Xylite und aufrecht stehende Stubben, ohne daß Stubbenhorizonte beobachtet wurden.

Während der Aufnahme des Geologischen Schnittes D (Anlage 8) wurde ein Flöz mit blättriger bis feinstückiger, xyltreicher Kohle kartiert, das auf Grund seiner Position unter grauen rinnenführenden Sanden Flöz II entsprechen könnte (möglich wäre auch die Ansprache als Oberbegleiter von Flöz I).

Die derzeit laufenden pollenstratigraphischen Untersuchungen (im GLA Sachsen-Anhalt) prüfen unter anderem die Frage, ob innerhalb des Nachterstedter Hauptflözes eine Zeitlücke nachweisbar ist, die eine Unterbrechung der Moorbildung belegt.

3.3.1.7 Das Hauptzwischenmittel 2

Aus den zentralen Bereichen des Beckens von Frose-Nachterstedt wurde das Hauptmittel 2 als mittelsandiger, fein- bis mittelkiesiger Horizont mit einem hangenden tonigen Schluffhorizont beschrieben. Im Teilfeld Schadeleben fehlte der massige, hellbraun-graue Schluff mit kohligem Lagen. Möglicherweise wird er durch den schluffhaltigen, gebänderten Sand unter dem Flöz III (Oberflöz) vertreten. Der schluffhaltige Sand ist an die zentralen Beckenbereiche gebunden.

Die klastischen Sedimente konnten in eine Schichtenfolge aufgelöst werden, wobei auf Grund der Gefügemerkmale, der Sedimentuntersuchungen der Sande und der chemischen Analysen unterschieden wurde. Die Beschreibung erfolgt vom tiefsten Teil des Hauptmittels zum höchsten Bereich.

In den Aufschlüssen war das **graubraune "Konglomerat"** nur in Taschen der Erosionsfläche (der Imprägnierten Sande) enthalten. Es enthielt Gerölle von Kohle und kohligem Sand. Das Konglomerat beweist eine Unterbrechung der marinen Sedimentation. Die Aufarbeitung der imprägnierten Sande und eines Kohleflözes werden durch die gegenüber den Sanden des Komplex II mehrfach erhöhten Gehalte an Eisen und Sulfat belegt. Auf Grund der Position im Profil kommt als Lieferant der Gerölle das Flöz II (Zwischenflöz) in Betracht. Die Aufarbeitung der klastischen Sedimente belegten Gerölle aus kohligem Sand. Die Erosion der geröllliefernden Sedimente erfolgte möglicherweise durch ein Kliff, da die im Geologischen Schnitt D kartierten Verhältnisse (siehe Datenanhang) nicht auf eine flächenförmige Abtragung schließen lassen.

Lokal ließ sich in den Taschen über dem Konglomerat ein schluffiger, grauer, eben geschichteter Feinsand mit Holzstücken nachweisen, der als **"Füllsand"** bezeichnet wird. Das Sediment ließ sich nicht eindeutig einem Milieu zuordnen, möglicherweise handelt es sich um Überschwemmungslagen oder um Wattsedimente die in den Taschen erhalten blieben.

Wo die *Ophiomorpha*-Sande nicht imprägniert waren, wurde die Sedimentationslücke zwischen den klastischen Komplexen nur durch das Abbrechen der Sackungsstrukturen (Kappung des Komplex I), das Einsetzen von mittel- bis grobkörnigen, grünen und weißen Sanden des Komplexes II, mit deutlichen Rippelgefügen und die Führung von Geröllen aus schwarzem Sand an dessen Basis belegt.

Die Sande sind mäßig bis mäßig gut sortiert. Etwa 20% der Körner wiesen Schlagmarken auf, weshalb auf ein energiereiches Ablagerungsmilieu geschlossen werden kann.

Die Sande über der Aufarbeitungslage wurden als **Helle Sande** (unterer Teil des Komplexes II) angesprochen, weil weiße bis hellgraue Farben vor grünen und hellbraunen dominierten. Die grüne Farbe war nur am frischen Anschnitt zu beobachten und an das Vorkommen eines geringen Anteils toniger und schluffiger Komponenten gebunden. Blieb der Stoß längere Zeit stehen, verblaßte die grüne Farbe zu schmutzigen braunen Farben. An Sedimentstrukturen (siehe Abbildungen 24 – 27, 29) wurden beobachtet:

Rippelgefüge mit Schluffbedeckung (wave ripples),
Fischgrätenmuster (herringbone crossbedding),
Mikrorinnen (scour and fill structures),
eben geschichtete Sande,
Bioturbationen siehe Indikator Spurenfossilien,
Wohnbauten von *Ophiomorpha*,
Gezeitenrinnen (subtidal channels).

Diese Sedimentstrukturen belegen eine gezeitenbeeinflusste Strömung. Die Abb. 24 und 25 zeigen, daß die Rippel aus Grobsand mit Feinkieskomponenten bestanden, die auf hohe Strömungsgeschwindigkeiten (Flutstrom oder Ebbstrom) zurückzuführen sind. Ihre Bedeckung durch Schluffe (mit kohligem Detritus) belegen geringe Strömungsgeschwindigkeiten, die zum Absatz des schluffig-kohligen Materials führten.

Im Sediment traten häufig gekappte Gefüge, Kieslagen und Kiesnester auf. Über den Aufarbeitungslagen traten meist Wechsel der Gefüge auf. Die Gefüge werden nach EINSELE (1992) dem gezeitenbeeinflussten Vorstrand zugeordnet.

In die Hellen Sande waren Rinnen eingeschnitten. Es traten zwei Typen von Rinnen auf:

- **episodische Abflußrinnen der Küstentiefebene** mit Geröllen aufgearbeiteter Sedimente an der Basis und Splitterkiesführung, die von braunen, (großdimensional) bogig geschichteten Sanden mit Schlufflamina bedeckt wurden. Als höchstes Schichtglied wurde eine braune Sand-Schluff-Wechselagerung ausgehalten (siehe Anlage 6, Geologischer Schnitt A).

- **gezeitenbeeinflusste Rinnen** (Priele) aus braunen Sand-Schluff-Wechselagerungen, deren schluffige Bereiche intensiv verwühlt waren. Die Fein- bis Mittelsande waren mäßig bis mäßig gut sortiert. Die Rinne wies keine gröberen Sedimente an der Basis auf. Der Gezeiteneinfluß kommt durch Sand-Schluff-Wechsel zum Ausdruck (siehe Abbildungen 30, 31).

Die Füllung der Rinne bestand aus zyklischen Sand- Schluff-/Schlick- Rhythmen. Die Mächtigkeiten der Sandlagen schwanken zwischen 0.3m und 0.8m, die der Schluff-/Schlicklagen zwischen 0.1m und 0.3m. Bemerkenswert war die Zunahme des Schluff-/Schlickanteils am Gesamtaufbau der Sedimente (von Süd nach Norden) zur Rinnenmitte hin. An den Rinnenrändern waren die Schluff-/ Schlicklagen z.T. als Gezeitengabeln ausgebildet. Im Randbereich fielen sie mit Winkeln zwischen 20° und 30° ein, zum Rinnenzentrum hin nahmen die Einfallwinkel stark ab. In den Sanden traten Horizonte aufgearbeiteter Sedimente mit scherbenförmigen Schluff-/Schlick-Geröllen auf, was für den Gezeitenbereich typisch ist.

Wohnbauten von Dekapoden kamen in Rinnenrandbereichen häufig vor, fehlten jedoch in den Zentralteilen der Rinnen. Das Fehlen von Bodenbewohnern im Zentralteil von Gezeitenrinnen ist mit der während der Sedimentation vorherrschenden hohen Strömungsgeschwindigkeit zu begründen. Im oberen Teil wurden die Rinnenfüllungen von eben geschichteten Sand-Schluff-Rhythmen von brauner und schwarzer Farbe abgeschlossen. Die Rinnen waren durch die eben und eng geschichteten, schwarzen (kohligen) Sande gekappt.

Die schwarzen, eng geschichteten Sande schlossen die klastische Folge ab (siehe Abbildungen 34, 35, 37). Die schluffigen gut bis sehr gut sortierten Feinsande mit Schlufflagen wiesen weder Spurenfossilien noch Dinoflagellaten auf. Sie sind relativ arm an Eisen (in Bezug zu dem klastischen Komplex II) und führen geringe Anteile an Ton, was durch erhöhte Aluminiumgehalte belegt ist. Die Sande sind insgesamt gut bis sehr gut sortiert. Das Sediment wurde deshalb, im Vergleich mit den Beobachtungen von PETZELBERGER (1994) aus einem ähnlichen Sedimentationsraum der niederrheinischen Bucht, als Bildung des trockenen Strandes angesprochen. Im Nordosten des Teilfeldes standen bankige bis unregelmäßig kugelige Quarzite (bis max. 2 m Durchmesser) an, wie auf Abb. 37 ersichtlich. Sie verhinderten die Erosion der liegenden Sedimente während der quartären Aufarbeitung. Ebene feingeschichtete Feinsande gleicher Ausbildung standen im Nordfeld an (siehe Abbildungen 34, 35). Im Bereich des 3. Abraum-schnittes und in den Aufschlüssen des Nordfeldes enthielten sie im Hangenden Wurzelbildungen aus dem Oberflöz.

3.3.1.8 Das Flöz III (Oberflözgruppe)

Die Oberflözgruppe weist im Teilbecken von Frose eine häufig schluffige dunkle Kohle (Flöz IIIu, d.h. Flöz III, unteres Teilflöz) auf, die nur im Südostteil der Lagerstätte auftritt. Das Flöz ist dort von lokalen Zwischenmitteln unterbrochen. Das Flöz IIIu wird von einem nur an dessen Verbreitung gebundenen Zwischenmittel bedeckt. Dieses Mittel beginnt mit tonigen, teilweise feinsandigen, massigen, helbraun-grauen Schluffen und kohligen Schluffen (mit Kohlen). Das Flöz III ist weitflächig in seiner Mächtigkeit reduziert, die max. 24 Metern erreichen kann. Das Flöz wird der Pollenzone 17 zugeordnet (BLUMENSTENGEL frdl. Mitt. 1997).

Das Flöz war während der Geländearbeiten im Feld Schadeleben noch in Resten erhalten (siehe Abbildung 34), weiterhin war die Kohle im Nordfeldkessel aufgeschlossen. Der Nordfeldrücken aus den schwarzen Sanden wurde von der Kohle "überwachsen". Das Oberflöz war in dem "Nordfeldbecken" während der Feldarbeiten mit einer Mächtigkeit von 8 bis 10m aufgeschlossen. Die gebänderte, stückige schwarze Kohle enthielt Stubben.

Etwa einen Meter unter dem Top der Kohle wurden silifizierte Hölzer mit deutlichen Holzstrukturen beobachtet (siehe Abbildung 36). Diese Quarzite werden nach HAAGE (1967) und THOMAE et al. (1986) als postsedimentäre Silifizierung im Bereich des wahrscheinlich klimabedingt schwankenden Grundwassers interpretiert. Die Silifizierung erfolgt durch Imprägnation mit Kieselsäure, im Sinne der Durchkieselung nach LANDMESSER (1995). Die Quarzitbildung im Bereich des Grundwassers gestattet im Sinne von KRUTZSCH et al. (1992), die Existenz von Trockenphasen anzunehmen. In diesen Trockenphasen können unter lagunären Bedingungen die von Grimm (1962) beschriebenen salinaren (sulfatreichen) Lösungen die Kieselsäureausfällung bewirken.

3.3.1.9 Der Hangendsand

Die Ausbildung der Hangendschichten erfolgt nach KARPE (1986a) im vollständigen Profil in Form eines sandigen Hangendschluffhorizontes und eines Hangendsandes. Dem unteren Sandhorizont sind lokal Oberbegleiter (Flöze) geringer Mächtigkeit aufgelagert. Der obere feinsandige, z.T. grobsandige Mittelsand ist meist schwach kohlig. Die teilweise quarzitisch verfestigten Sande werden nach KARPE (1983) als fluviatile Bildungen angesprochen. Aus dem Tagebau Nachterstedt beschrieb LEHMANN (1933) aufrecht stehende Baumstämme von mehreren Metern Höhe, weshalb die Sande aufgrund der angenommenen hohen Sedimentationsrate als Dünenbildungen angesprochen wurden.

Die braunen Mittelsande, welche im Nordfeldbereich über Oberkohle aufgeschlossen waren, bildeten den Abschluß der obereozänen Sedimentation. An Sedimentationsgefügen wurden undeutliche ebene und schräge Laminen beobachtet. Das Sediment konnte keinem Faziesbereich zugeordnet werden. Im Hangenden waren die Sande durch die Transgression des obereozänen Meeres (Latdorf-Stufe) aufgearbeitet.

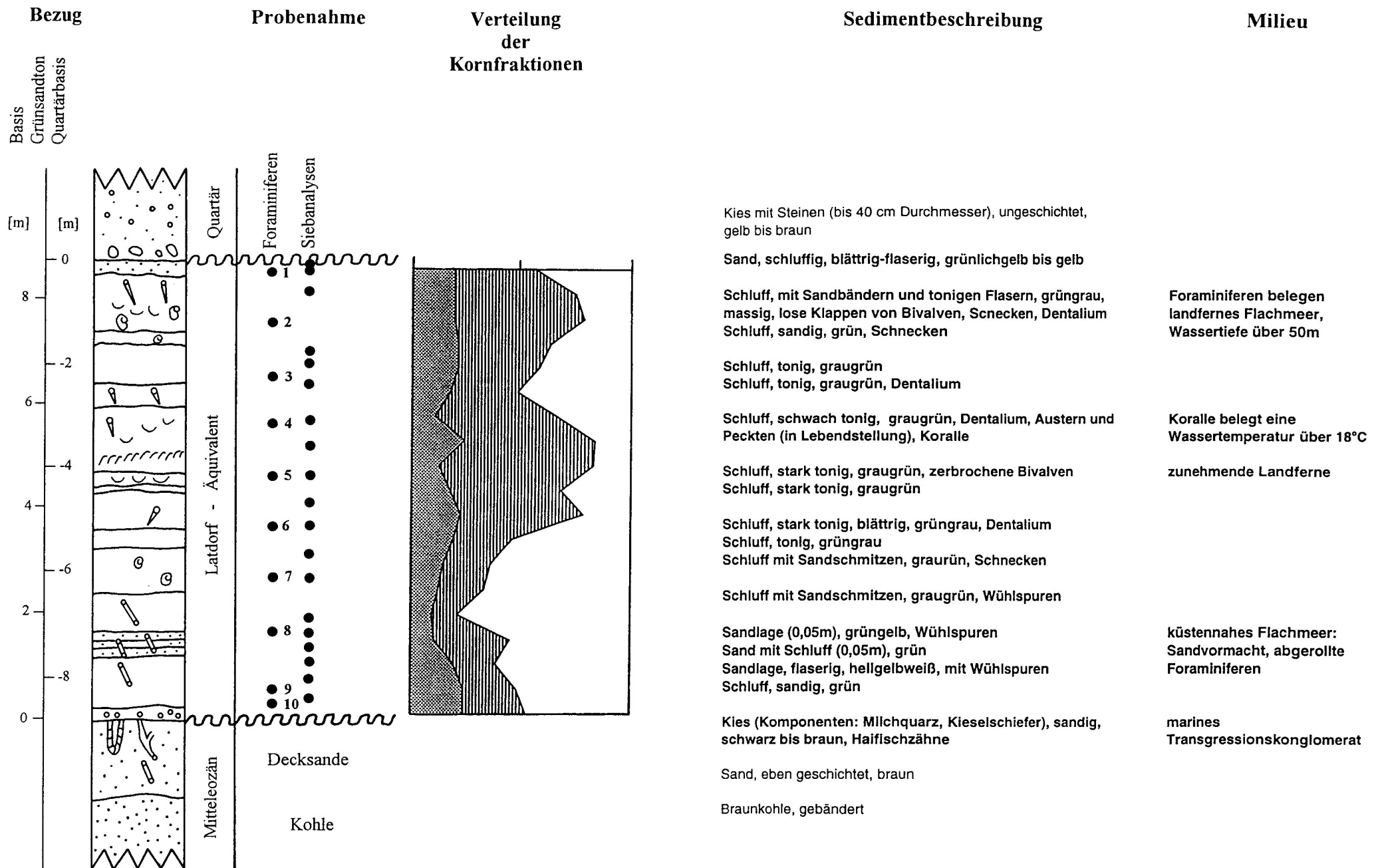


Abb. 38: Profil des Latdorf-Äquivalents

3.3.2 Die Schichten des Latdorf-Äquivalents

Die marinen Sedimente der Latdorf-Folge hatten das Gebiet weiträumig bedeckt, wurden jedoch durch die quartäre Erosion größtenteils beseitigt. WEIßERMEL (1926) beschrieb glaukonitische Ablagerungen im Gebiet des Werkpfeilers und nördlich der Grube Jakob sowie im Teilbecken von Aschersleben. Das Vorkommen im Bereich des Ascherslebener Teilbeckens wurde 1998 erneut durch Bohrungen nordwestlich von Aschersleben belegt (Blumenstengel, frdl. Mitt. 1998). WILLING (1936) beobachtete im Tagebau Nachterstedt der obersten Kohle auflagernde, glaukonitische und schluffige Feinsande gleichen Alters.

Im Aufschluß des Schadelebener Grabens (Aufschlußbeschreibung im Datenanhang, Kapitel X5) ließ sich die Sedimentbildung vom Basiskonglomerat am Beginn der Transgression über glaukonitische, schluffige Sande bis zu den glaukonitischen, tonig-schluffigen Sanden im Hangenden des Profils nachvollziehen.

Der Basiskies stellt eine 0,2m mächtige, stark mittelkiesige Grobsandlage dar. Die Körner des Quarzsandes des Basiskieses sind überwiegend gut gerundet. Die sehr gut gerundeten Kiesgerölle erreichen bis vier Zentimeter Durchmesser. Die Gerölle bestehen aus schwarzen Kiesel-schiefern und milchigweißen Quarzen. Der Basiskies enthält keine Mikrofossilien.

Bei Befahrungen wurden Haifischzähne aus dem Konglomerat aufgesammelt, die der Familie der Odontaspidiae zugeordnet wurden (von der HOCHT 1991). Aus dem Basiskies reichen zahlreiche, mit dessen groben Material gefüllte, Grabspuren in die kohligten Decksande hinein. Diese Wühlbauten sind nur selten verzweigt und enden an den tiefsten Stellen meist in einem etwa faustgroßen flaschenförmigen Gebilde. Die Bauten können keinem Erzeuger eindeutig zugeordnet werden, jedoch besteht Ähnlichkeit zu den im Hauptzwischenmittel von Schadeleben beobachteten Bauten von *Ophiomorpha*. Ein Krebs wäre nach CURRAN (1985) als Erzeuger der Bauten möglich. Die Erzeuger der Wühlbauten gehörten sehr wahrscheinlich zu den Besiedlern des Bodens von Flachmeeren im Gezeitenbereich, einer Fazies wie sie am Beginn einer marinen Transgression zu erwarten ist.

Der Basiskies geht in den maximal neun Meter mächtigen **Grünsandton** ohne scharfe Schichtgrenze (bedingt durch Verwühlungen) über. Der nur sehr undeutlich durch tonige und sandige Lagen geschichtete, glaukonitische, tonige Feinsand (Lithologie siehe Abbildung 38) enthält Feinkies in Form von Bändern und Nestern, die im Vergleich zu den von MILKERT (1994) beschriebenen Gefügen als Tempestite gedeutet werden. Das insgesamt massige Sediment enthält mehrere Sardhorizonte, von denen nur einer (etwa in der halben Profilhöhe) weiter verbreitet ist. Er repräsentiert möglicherweise eine Regressionsphase.

Das Sediment widerspiegelte zunächst den Wechsel des Sedimenttransportes von Bodentransport (Konglomerat und Liegendes) zu Schwebfracht (landfernes Flachmeer). Im Hangenden bestimmten die Umlagerungen die erfassbaren Sedimente.

Die Sedimentstrukturen und die Sedimentationsanalysen belegten das Sedimentationsmilieu als ein unruhiges Flachmeer mit temporären Umlagerungen. Die Tempestite (Schillage, Kiesbänder, Sandnester) belegen das Auftreten von Stürmen, die das Sediment partiell umlagerten. Die Tempestite erschwerten die Auswertung, da sie Zeitlücken darstellen und nur die groben Fraktionen der umgelagerten Sedimente enthalten.

Das im Verlauf der obereozänen Transgression entstandene, sauerstoffreiche Flachmeer war mit dem offenen Meer verbunden (Foraminiferen und Dinoflagellaten). Das Vorkommen von Korallen belegt eine Wassertemperatur von mindestens 18° C, bei Fehlen der warmwasserliebenden Foraminiferen. Die mikrostratigraphische Einstufung in das Latdorf (NP-Zone 21) - auf Grund der Foraminiferen-Bestimmungen (siehe Datenanhang, Kapitel X 5.3) - wurde durch die Bestimmung der Makrofauna (siehe Datenanhang, Kapitel X 5.4) bestätigt. Die Foraminiferen-Untersuchungen (NUGLISCH 1991) belegten die Zunahme der Wassersäule vom Beginn der Transgression bis auf etwa 50 Meter (landfernes Flachmeer). Neu ist der Nachweis von Dinoflagellaten durch KÖTHE (1992). Der gesamte Sedimentkörper wurde in die Dinoflagellaten-Zone D 12 nc eingestuft.

3.4 Paläontologische und stratigraphische Bewertung

3.4.1 Bewertung mittels Dinoflagellaten

Dinoflagellatenbestimmungen für die Sedimente des Hauptzwischenmittels wurden erstmalig durch KÖTHE (1992) vorgenommen. Die Probenahme erfolgte gemeinsam durch RITZKOWSKI und den Bearbeiter, entsprechend der dargestellten Gliederung.

Probennummer	lithologische Kennzeichnung	Gliederung im Normalprofil	Zonierung nach Nannoplankton	Zonierung nach Dinoflagellaten	Einstufung nach Dinoflagellaten
14.082 14.081 14.080 14.079 14.078	Latdorf-Schichten	Latdorf	NP 21 NP 21	D 12nc D12nc	oberes Ober - Eozän
14.077 14.076 14.083	graue, eben geschichtete Sande	Hangendsand		keine keine keine	
	Braunkohle	Flöz III			
14.075 14.074 14.066 14.068 14.067	schwarzer Hangendsand Spurensand Watt- oder Strandsande	Hauptmittel 2 (Komplex II)		keine keine selten* D 11	oberes Mittel - Eozän
	erodiertes Flöz II	Schichtlücke / Aufarbeitung			Zeitlücke
14.064 14.065 14.063	Imprägnationshorizont			D10	unteres bis mittleres Mittel - Eozän
14.062 14.061 14.073 14.072 14.071 14.070 14.069	helle bis grüne Sande, bioturbat Rinne Rinne**	Hauptmittel 1 (Komplex I)		?D10 D9	unteres bis mittleres Mittel - Eozän
	Braunkohle	Flöz I			

Tab. 6: Beprobung zur Bestimmung von Dinoflagellaten (KÖTHE 1992)

Bei der mit * gekennzeichneten Probe waren nicht genügend Taxa für eine Datierung vorhanden.
Die mit ** gekennzeichnete Probe repräsentiert möglicherweise umgelagertes Sediment.

Der Nachweis von Dinoflagellaten in den klastischen Sedimenten von Nachterstedt- Schadeleben liefert den Beweis für eine Verbindung mit dem offenen Meer während der Sedimentation und gestattet Aussagen zur Stratigraphie in Bereichen des Profils, in denen keine pollenanalytischen Untersuchungen vorliegen. Kalknannoplankton fehlt, dies kann einerseits faziesbedingt sein, andererseits belegen die stark sauren pH-Werte der Eluatproben des Sedimentes eine postsedimentäre Versauerung: Während der geochemischen Umwandlung des Sedimentes (Eindringen von Huminsäuren und Schwefelkiesbildung) wurden die Kalkschalen möglicherweise vorhandener Foraminiferen und Makrofossilien aufgelöst. Die silikatischen Skeletteile der Dinoflagellaten sind widerstandsfähiger und blieben erhalten.

Das Profil (siehe Tab. 6) wurde stichprobenartig auf Dinoflagellaten untersucht. Die Probe mit der Nummer 14.069 (aus dem Basisbereich des Komplexes I) wurde von KÖTHE (1992) trotz Arten- und Individuenarmut auf Grund des Vorkommens von *Areosphaeridium diktyoplokus* sowie von *Homotryblum oceanicum* als unteres bis mittleres Mittel-Eozän (Zone D 9) bestimmt. Die Probe repräsentiert umgelagertes Material. Nach KRUTZSCH et al. (1992) läßt sich die Dinoflagellaten-Zone 9 im Komplex I nicht mit der Zonierung des SSP-Zonen 16 (BLUMENSTENGEL, frdl. Mitt. 1997) vereinbaren, deshalb wird der Komplex I entsprechend der nicht umgelagerten Proben bewertet. Die Sande über dem Konglomerat des Komplexes I wurden als mittleres Mittel-Eozän (Zone 10) bestimmt, wobei die Datierung der Probe 14.070 aus dem tiefsten Teil der Folge unter Vorbehalt erfolgte. Die Fauna aus den mit Huminstoffen imprägnierten Sanden (Probe 14.065) konnte sicher datiert werden. Die imprägnierten Sande stellen den oberen Teil des Komplexes I dar. Da es sich bei der Probe mit der Dinoflagellaten-Zone 9 um umgelagertes Material handelt, werden die Sande des Komplexes I als Dinoflagellaten-Zone 10 angesprochen.

Der südlichste Nachweis der Zone D 11 in Norddeutschland gelang mit der Bestimmung der arten- und individuenreichen Probe 14.067 aus den unteren Schichten des Komplexes II, unmittelbar über der Erosionsfläche zwischen den klastischen Komplexen. Diese Probe belegt somit eine Zeitlücke zu dem liegenden Komplex I und marinen Einfluß - zumindest an der Basis des Komplexes II. In den von RITZKOWSKI als Spurensanden bezeichneten Sedimenten (Probe aus einer Gezeitenrinne) und in den eben geschichteten dunklen Sanden über dem Komplex II wurden keine Dinoflagellaten nachgewiesen.

Die Proben aus dem Grünsandton belegen die Zone D 12nc entsprechend der Kalknannoplankton-Zone NP 21 (oberes Ober-Eozän bzw. tiefstes Unter-Oligozän).

Die klastischen Sedimente weisen marinen Einfluß auf, der durch Dinoflagellaten und im Grünsandton auch durch Foraminiferen belegt ist. Mittels Dinoflagellaten liegt die Einstufung des Komplexes I in die Dinoflagellaten-Zone 10 (Lutet) und des Komplexes II (oberer Bereich des Hauptmittels 2) in die Dinoflagellaten-Zone 11 (Barton) vor. Die Sedimente des Latdorf-Äquivalents wurden zeitlich in die Dinoflagellaten-Zone 12nc (Priabon) eingestuft. Damit wird der Zeitraum in dem kein mariner Einfluß festgestellt ist, auf die höheren Teile der Dinoflagellaten-Zone 11 und die Subzonen 12 na und 12nb nach KÖTHE (1990) eingeengt.

3.4.2 Die vorliegenden Pollenuntersuchungen und deren Vergleichbarkeit

Die von LOTSCH et al. (1969) vorgenommene stratigraphische Korrelation der tertiären Sedimente bildet die Grundlage für die nachfolgenden Betrachtungen. Ausgehend von der Tatsache, daß die Pollen relativ einheitlich in die kontinentalen Süßwasser- und in die marinen (Schelf-)Ab lagerungen eingeweht werden, ist die Korrelation von Sedimenten über die Land-Meer-Grenze hinweg prinzipiell möglich. Ein Problem der Pollenstratigraphie stellt die fazielle Bindung der Pflanzen dar. Das Einsetzen ihrer Pollen in einem konkreten Gebiet erfolgt in Abhängigkeit von Salinität, Relief, Klima, Niederschlag, Grundwasserspiegel, unabhängig vom ersten (zeitlichen) Auftreten in einer Großregion bzw. ihrem globalen Erscheinen. Nach KRUTZSCH et al. (1992) sind "Marker", deren Einsetzen datiert werden kann, für pollenstratigraphische Altersangaben nötig.

Die Sporomorphengemeinschaft von Belleben (Bohrung 3 aus 30,7 bis 30,78 m Teufe) aus dem Unter-Eozän (Bild der Helmstedter Unterflöze) wurde von KUNERT & LENK (1964) als halophytisch geprägt beschrieben. Halophytische Floren können sich im Bereich terrestrischer Salzwasseraus tritte oder im marin beeinflussten Milieu bilden. Deshalb kann kein mariner Einfluß in den Sed-

mentbecken in Mitteldeutschland vor der mitteleozänen Moor- bzw. Sumpfbildung aus diesem Nachweis abgeleitet werden.

Während der Zeit der Geländeaufnahmen bestanden für den Bearbeiter keine Möglichkeiten, Pollenuntersuchungen in Auftrag zu geben, jedoch konnte auf Untersuchungsberichte der Felder Königsau, Nachterstedt-Schadeleben, Frose und Wilsleben zurückgegriffen werden. Während der Erkundungen wurden vorrangig die Flöze untersucht, so daß die Zwischenmittel nur indirekt (im Sinne der vorangegangenen Unterkapitel) bewertet wurden.

Der Nachweis der Marinität klastischer Sedimente erfolgte bisher über den Nachweis mariner, kalkiger Foraminiferen, Makrofossilien oder als marin bewerteter Faziesanzeiger (Glaukonit). Da diese Faziesanzeiger in den Braunkohlenbecken am Ascherslebener Sattel auf Grund der chemischen Veränderungen während der Diagenese (Entkalkung) fehlten und eine detaillierte geologisch-sedimentologische Untersuchung der klastischen Zwischenmittel bislang nicht existierte, blieb die Einstufung als terrestrisches Becken (WALTEMATE 1956, SEICHTER 1958, KARPE 1983, PAPKE et al. 1986) bestehen. In diesen Arbeiten wurde ausgehend von den Untersuchungen der Sporomorphen eine Parallelisierung der Flöze am Ascherslebener Sattel selbst und zu den benachbarten Tertiärvorkommen durchgeführt.

Die Anbindung an die Flözgliederungen der Egelner Mulden (WAGENBRETH 1965 und 1966, KRAMER & ZIEGENHARDT 1968, BLUMENSTENGEL 1993 und BLUMENSTENGEL & UNGER 1993), an die Reviere in Mitteldeutschland und in Helmstedt (VAHLIDIECK 1985, PFLUG 1986, RITZKOWSKI 1991) erfolgte anhand der Pollenuntersuchungen in Schadeleben (KARPE 1983) und Frose-Wilsleben (PAPKE et al. 1986) und der Untersuchungen von SEICHTER (1958). Die Versuche, aus den verschiedenen Arbeiten direkt vergleichbare Aussagen abzuleiten, wurden durch die verschiedenen Entwicklungsstadien, welche die einzelnen Arbeiten repräsentieren, erschwert. Die früher üblichen Bilder ließen sich gut vergleichen, jedoch umfaßten die Sporomorphen-Bilder mehrere bzw. Teile von verschiedenen Pollenzonen.

Die von LOTSCH et al. (1969) beschriebenen "Floren-Bilder" wurden in der vorliegenden Arbeit in Anlehnung an KRUTZSCH et al. (1992), BLUMENSTENGEL (1993) und BLUMENSTENGEL & UNGER (1993) sowie nach BLUMENSTENGEL (freundl. Mitt. 1997) nur für den Vergleich der Sedimente mittels Literaturstellen verwendet. Die heute übliche Einteilung in Pollenzonen (siehe Anlage 9) gestattet genauere Vergleiche. Der zur Zeit vorliegende Kenntnisstand der einzelnen Tertiärvorkommen in Mitteldeutschland repräsentiert (noch) verschiedene Aktualitätsstufen, die den vorliegenden Vergleich erschwerten. Die Bewertung der verfügbaren Altbestimmungen, bzw. der Präparate wird gegenwärtig durchgeführt, so daß ein einheitlicher Kenntnisstand erst zu erwarten ist.

3.4.3 Die pollenstratigraphische Bewertung der Sedimente

Das Unterflöz von Nachterstedt wies eine langsame Zunahme vom Liegenden zum Hangenden bei der *Triatrio*- und *Triporepollenites*-Gruppe auf (SEICHTER 1958). Die *liblarensis*-Gruppe (Maxima im Liegenden und Hangenden) und die *cingulum*-Gruppe (Minima im Liegenden und Hangenden) zeigten entgegengesetzte Verteilungshäufigkeiten. Die *liblarensis*-Gruppe überwog prinzipiell in den hellen Schichten der gebänderten Kohle, die *cingulum*-Gruppe in den dunklen Kohlen. Die Vorherrschaft der *liblarensis*-Gruppe wurde als Phase der Moorbildung ohne starke Holzbildung, d.h. der Pollen als Vertreter des extrapalustren Hochwaldes bewertet. Die *subhercynicus*-Pollen erreichten (nur) in der Mitte des Unterflözes ein Maximum, sie fehlten im Oberflöz. Die Pflanzengesellschaft während der Bildung des Unterflözes wurde als Myricaceen-Betulaceen-Vegetation eingestuft.

Auch das Oberflöz von Nachterstedt wurde als Myricaceen-Betulaceen-Vegetation beschrieben, die Wechsel von "offenen" und "geschlossenen" Bildungsräumen widerspiegelt. Als Tendenz wurde die Abnahme der *liblarensis*-Pollen zum Hangenden bei gleichzeitiger Zunahme der *Triatriopollenites*-Gruppe festgestellt. Die Zone mit der Dominanz der *liblarensis*-Gruppe (etwa bei halber Mächtigkeit) fiel mit dem bitumenreichsten Abschnitt des Oberflözes zusammen. Nach SEICHTER (1958) waren die Koniferen an der Bildung der Nachterstedter Kohlen nur sehr gering beteiligt.

Für die Sedimente des Beckens von Königsau konnte SEICHTER (1958) im Pollenspektrum der Flöze nachweisen, daß *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* ebenfalls nur in der Unterbank (Unterflöz) vorhanden war (mit steigender Häufigkeit zum Hangenden hin).

Die *kruschi-megaexactus*-Gruppe wies ein Maximum im Liegenden auf. Die anderen Gruppen waren durch gleiche Tendenzen wie im Nachterstedter Unterflöz gekennzeichnet. Aufgrund des Auftretens der *subhercynicus*-Pollen in den Unterflözen von Nachterstedt und Königsau wurden die Flöze als äquivalent bewertet, wobei die Unterbank (Königsau) mit dem unteren Teil des Unterflözes (Nachterstedt) parallelisiert wurde. In der Oberbank (Oberflöz) von Königsau fehlte diese Leitform über dem Tonhorizont. Die Oberbank wies eine weitgehende Übereinstimmung der Formengruppen mit dem Nachterstedter Zwischenflöz auf und wurde deshalb als bildungsgleich eingestuft. Die Parallelisierung der Flöze durch KARPE (1983) stimmt mit der von SEICHTER (1958) überein (siehe Tab. 7).

Horizont	Bezeichnung	Pollen-Zonierung KRUTZSCH (1982)	Floren-Bilder nach KARPE (1983) (PFLUG 1986)	SSP-Zone BLUMENSTENGEL (frdl. Mitt. 1997)
Grünsandton	Latdorf-Äquivalent	Zone 19	Zeitzer Bild (Bild des "Melanienton")	19
Hangend- sand	Hangendsand	Zone 18	Etzdorfer Bild (Borkener Bild)	17/18
Flöz III	Oberflöz	Zone 17	Etzdorfer Bild	Zone 17
Mittel	oberes Mittel	Zone 17		Zone 16/17
Flöz II	Zwischenflöz	Zone 17	Etzdorfer Bild	Zone 16/17
Mittel	unteres Mittel	Zone 15		Zone 16
Flöz I	Unterflöz	Zone 15	HO-Bild	Zone 16
Liegend- Wechsel- Folge	Liegend-Folge	Zone 15 nach KARPE (1983)	Helmstedter Oberflözgruppe (HO-Bild)	Zone 15 nach KRUTZSCH (1969)
Flöz X	Liegendbegleiter in Liegend-Folge	Zone 15	HO-Bild	Zone 15 nach KRUTZSCH (1969)

Tab. 7: Alterseinstufung der Sedimente des Teilfeldes Schadeleben nach KRUTZSCH (1982), KARPE (1983) und BLUMENSTENGEL et al. (1996), ergänzt

Für die Egelner Mulden beschrieben KRAMER & ZIEGENHARDT (1968) das Flöz 3 (mit Basismittel und Oberem Mittel), die Leitschicht 1, das Flöz 2 und die Schluffe über Flöz 2 als Bild des Helmstedter Oberflözes (HO-Bild). Die Bildungen konnten mit den Flözen X bis Flöz I im Nachterstedter Raum verglichen werden. Das Flöz 1 der Egelner Südmulde und dessen Hangendschichten wurden von KRAMER & ZIEGENHARDT (1968) als "Etzdorfer-Borkener Bild" beschrieben und deshalb als Äquivalent von Flöz III in Nachterstedt-Schadeleben betrachtet.

Für das Feld Schadeleben wurden die Flöze bisher in die Pollenzonen 15 bis 17 eingeordnet, wobei zum besseren Verständnis anzumerken ist, daß die Pollenzone 16 in LOTSCH (1981) nicht ausgehalten ist.

Die von KRUTZSCH et al. (1992) erkannte "Diskontinuitätsfläche" über dem Flöz I bzw. dem unteren Teil des Mittels und dem oberen Teil des Mittels (einschließlich Zwischenflöz und Oberflöz) galt als markant, weil die Flora im unteren Teil des Profils erheblich von der Flora im oberen Teil abwich. Diese entsprach der Erosionsdiskordanz zwischen den klastischen Komplexen, die im Gelände 1989 bis 1992 innerhalb der klastischen Sedimente (bei Fehlen des Flözes II) beobachtet wurden. Die Existenz dieser "Zeitlücke" läßt auf eine Abtragungsphase schließen.

Der Komplex I in Nachterstedt-Schadeleben wird von BLUMENSTENGEL (frdl. Mitt. 1997) in die Pollenzone 16 (bzw. die Dinoflagellaten-Zonen 9 und 10) eingestuft, so daß sie nach KRUTZSCH et al. (1992) mit den oberen Teilen der Annenberg-Schichten (deren Alter PFLUG (1986) mit Nannoplanktonzone 15/16 angab) verglichen werden können. Die von ANDERSON (1990) beschriebenen Makrofossilien der Annenberg-Schichten im Tagebau "Treue" bei Helmstedt entsprechen den aus dem Lutet des Pariser Beckens, Belgiens und Englands bekannten Taxa und bestätigen Mittel-Eozän als Alter.

Die Sedimente im Komplex II von Schadeleben werden dem oberen Mittel-Eozän, nach BLUMENSTENGEL et al. (1996) der Übergangspollenzone 16/17 zugeordnet. Diese Einstufung entspricht der Dinoflagellaten-Zone 11. Die Sedimente stellen möglicherweise ebenfalls ein Äquivalent der marinen Sedimente im Hangenden des Flözes "Treue" im Helmstedter Revier dar, deshalb ist in der Anlage 9 in der Spalte Vergleichsprofile ein Fragezeichen vorangestellt. Jedoch ist nach Vergleichen mit KRUTZSCH et al. (1992) und BLUMENSTENGEL et al. (1996) eine zweifelsfreie Zuordnung zu den Annenberg- oder Gehlbergsschichten noch nicht gesichert.

Weiterhin könnten die im Feld Frose glaukonitführenden und deshalb als marin eingestufteten Hangendsande über Flöz III (PAPKE et al. 1986) ein Äquivalent der Gehlberg-Schichten bilden. Im Bereich der Egelner Mulden lagern in vergleichbarem stratigraphischen Niveau Grünsande (SSP 17/18, SSP 18), die Flöz 1E teilweise als Kliffbildung erodierten (BLUMENSTENGEL & UNGER 1993). Sie bilden Äquivalente der Gehlbergsschichten. Eine marine Transgression bis in das Nachterstedter Gebiet wäre aufgrund der geringen Entfernungen zwischen den Vorkommen möglich. Eine eindeutige Parallellisierung ist von der laufenden Neubewertung der Sedimente im Untersuchungsgebiet abhängig. Deshalb wurde auch hier in der Spalte Vergleichsprofile in Anlage 9 den Äquivalenten ein Fragezeichen vorangestellt.

Die Parallellisierung der Silberberg-Schichten mit den Sedimenten von Latdorf und deren Vorkommen im Feld Schadeleben als jüngste tertiäre Bildung konnte von KARPE (1983) übernommen werden. Neueste Untersuchungen des Nachterstedter Sedimentes, dem "Grünsandton", wurden von RITZKOWSKI (1991) und NUGLISCH (1991) (Bestimmung der Foraminiferen entsprechend Nannoplanktonzone 21), sowie von KÖTHE (1992) (Dinoflagellaten-Zone 12 nc) vorgenommen und bestätigten sie als Latdorf-Äquivalent.

Vorbehaltlich der laufenden Neubearbeitung können in Nachterstedt-Schadeleben die Sedimente der Liegend-Folge der Pollenzone 15, das Flöz I und das Hauptmittel 1 der Pollenzone 16 zugerechnet werden. Die Zuordnung von Flöz II und dem oberen Hauptmittel (Komplex II) in die Pollenzone 16 / 17 bzw. 17 erscheint beim gegenwärtigen Kenntnisstand gesichert. Das Flöz III wird der Zone 17 zugerechnet, die Sande im Hangenden des Flözes III der Zone 18. Das Latdorf-Äquivalent entspricht der Pollenzone 19.

3.5 Sequenzstratigraphische Bewertung

3.5.1 Der Sedimentbildungsraum

Nach KRUTZSCH et al. (1992) wurden große Teile der Subherzynen Senke vom tieferen bis zum höheren Eozän von Küstentiefebenen (coastal plains) eingenommen, die bei steigendem Meeresspiegel überflutet wurden.

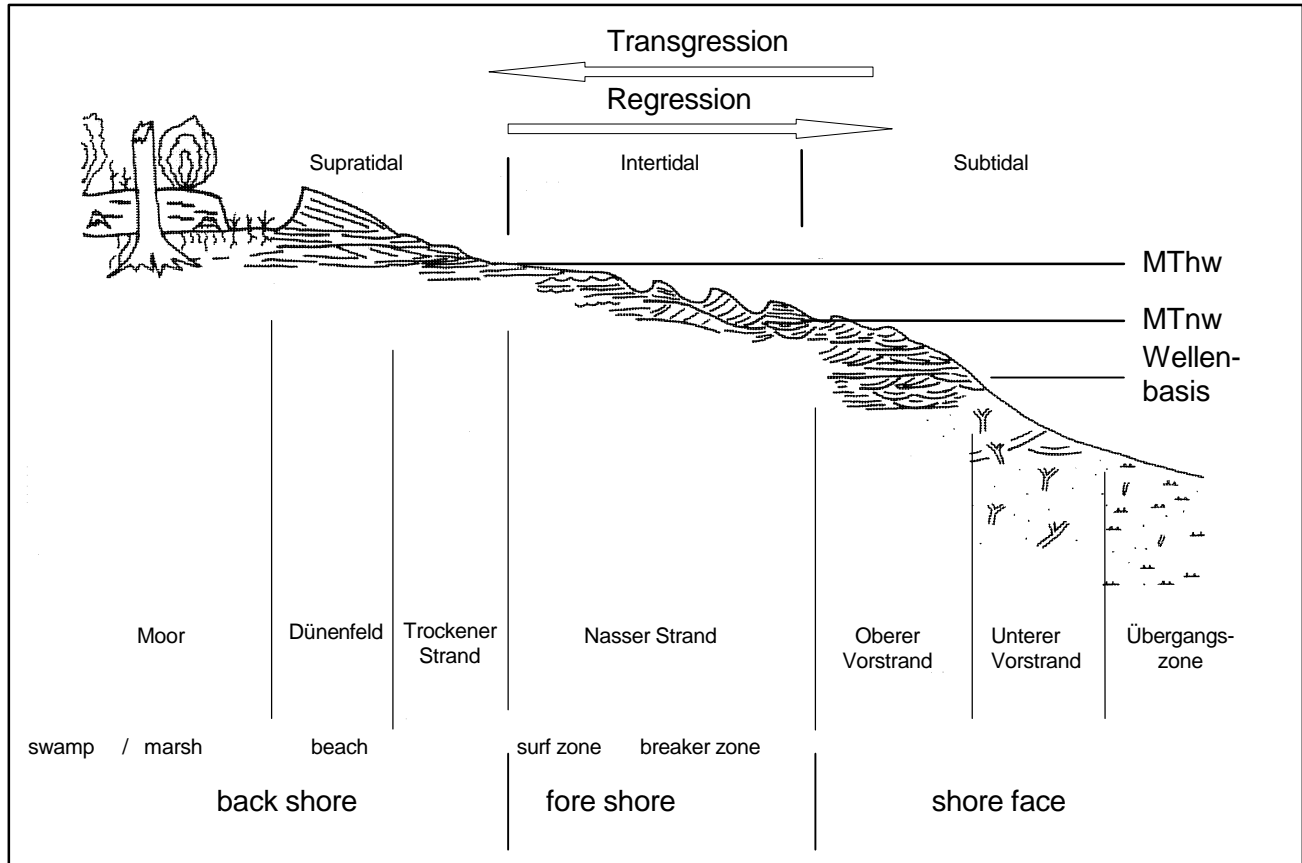


Abb. 39: Schematisierte Faziesabfolge eines Strandes
nach PETZELBERGER (1994) und SCHÄFER et al. (1996)

Die Sedimente von Nachterstedt-Schadeleben können durch Auswertung der Sediment-, Pollen- und Dinoflagellatenuntersuchungen und deren Bewertung als Faziesindikatoren in mehrere Faziesbereiche gegliedert werden:

Die älteste aufgeschlossene Schicht ist der Liegendton. Er wird auf Grund seiner kaolinitischen Ausbildung, der auf Zirkon und Rutil beschränkten Schwerminerale (landseitige Verwitterung nach ORTMANN 1962) und der Trockenrißbildung als terrestrische Bildung angesprochen. Das Moor (Flöz I) wuchs dem Liegendton (Wurzelhorizont, aufrecht stehende Stubben) auf. Es kann nach SEICHTER (1958) brackisch beeinflusst sein. Der gesicherte Nachweis wird von den laufenden Untersuchungen von BLUMENSTENGEL (frdl. Mitt. 1997) erwartet.

Der klastische Komplex I enthält Aufarbeitungshorizont (Brandungsbereich), Basissand und *Ophiomorpha*-Sande (Küstenbereich), die den Beginn einer transgressiven Sequenz belegen. Die unterer Vorbehalt (Fehlen der pollenstratigraphischen Einstufung) als Flöz II eingestufte Kohle lagerte Sanden auf, mit dem Vorgang der Verlandung (kleine Rinnen, angebohrte Holzstücke, Blattstücke, Wurzelhorizonte) in Zusammenhang gesehen werden müssen. Eine Ansprache des Moores als "Dysodil" im Sinne von Krutzsch et al. (1992), d.h. als regressives Moor erscheint deshalb als möglich, obwohl auch eine Position am Beginn der Sequenz des Komplex II möglich wäre.

verwendete Abkürzungen: MThw mittleres Tidenhochwasser
MTnw mittleres Tidenniedrigwasser

Der klastische Komplex II beginnt wieder mit einem Aufarbeitungshorizont (Brandungsgerölle, vermutlich aus einem Kliff) und geht dann in die z.T. verwühlten Hellen Sande über. Der deutliche Gezeiteneinfluß (Sedimentgefüge) läßt auf eine energiereiche Küste im Tidenbereich mit Umlagerungen schließen. Die Gezeitenrinnen im oberen Teil der Sande belegen die erneute Verlandung. Die grauen, eng horizontal geschichteten Decksande sind nicht sicher faziell zu werten und werden entsprechend der Faziesabfolge nach Petzelberger (1994) als Strandbildung angesprochen. Das Flöz III wächst autochton auf und bildet mit den Hangendsanden die dritte nachweisbare Sequenz des Eozäns. Der Hangendsand wird nach LEHMANN (1933) als Dünenbildung angesprochen. Das Latdorf-Äquivalent enthält eine Sequenz, die von Küstenbildungen (Basiskies) bis zum landfernen Flachmeer belegt ist.

Unter Verwendung der Gliederung von KARPE (1994) entsprechen die Sedimente der klastischen Komplexe Teilen der Hauptmittel-Folgen (siehe Tabelle 3):

Gliederung nach KARPE (1994)		Schichtglieder und Bewertung	
Sedimentationszyklus	Zyklenaufbau	Schichtglieder	environment
Latdorf-Folge	Obereozän		Transgression
Schichtlücke : höhere Teile des Barton, tiefere Teile des Priabons			
Oberbegleiter Hangend-Folge	Sand-Kohle-Sequenzen (Schluffphase selten)	braune Sande	(? Düne nach KARPE 1983)
Hauptmittel-Folge 2 (mit Flöz III)	Sand-Schluff-Kohle Sequenzen mit Sand-Vormacht	Flöz III Nordfeldsande schwarze Sande Rinnenbildungen klast. Komplex II mit erosiver Basis	Moor ? Strand Strand Priel im Watt Vorstrand Küste
Hauptmittel-Folge 1 (mit Flöz II)	Sand-Schluff-Kohle Sequenzen mit Sand-Vormacht	Schichtlücke: Flöz II be- reichsweise und oberer Teil der Hauptmittel- Folge 1 erodiert	Land/ Abtragung
		Imprägnierte Sande <i>Ophiomorpha</i> -Sande Basisande Konglomerat	Moor (z.T. erodiert) Unterer Strand bis nas- ser Strand nasser Strand
Liegend-Folge (mit Flöz I)	Sand-Schluff-Kohle Sequenzen mit Schluff-Vormacht und x-Flözen (Unterbegleiter)	Schichtlücke: oberster Teil von Flöz I erodiert	Abtragung
		Flöz I Liegendton tiefe Teile der Folge nicht aufgeschlossen	Moor flache Senken
Basal-Folge	Sand-Schluff-Rhythmite	nicht aufgeschlossen	

Tab. 8 : Gliederung und Bewertung der Sedimentationszyklen

3.5.2 Aussagen zur Sequenzstratigraphie

Die Hauptmittelsande enthalten zwei Sedimentationszyklen, den Komplex I (Teile der Hauptmittel-Folge1) und den Komplex II (Teile der Hauptmittel-Folge 2). Beide Komplexe setzten diskordant ein.

Aus der Tabelle 9 lassen sich die Tendenzen der Meeresbewegungen während der Sedimentation der Hauptmittel-Folgen ableiten, in der Abbildung 40 wurden die Zyklen in die Kurve der Meeresspiegelschwankungen nach HAQ et al. (1987) eingepaßt.

Lithologie	nichtmarine Milieus (Nonmarine)			flachmarine Milieus (Shallow Marine)			
	Erosion	fluviatil-limnische Sedimentation	Sumpf / Moor	Strand / Küste / Düne	Watt	Vorstrand	Unterer Vorstrand
braune Sande		?					
Flöz III			+				
Nordfeldsande				Regression			
schwarze Sande				+			
Rinnenbildungen					+		
helle Sande					?	+	
schluffiger Sand						+	
Konglomerat					+		
Flöz II (erodiert)	(?)		?	+			
Ophiomorpha-sande							+
Basissande						+	
Konglomerat					+		
Flöz I			+				
Liegendton		+					

Tab. 9 : Sediment und Sedimentationsmilieu

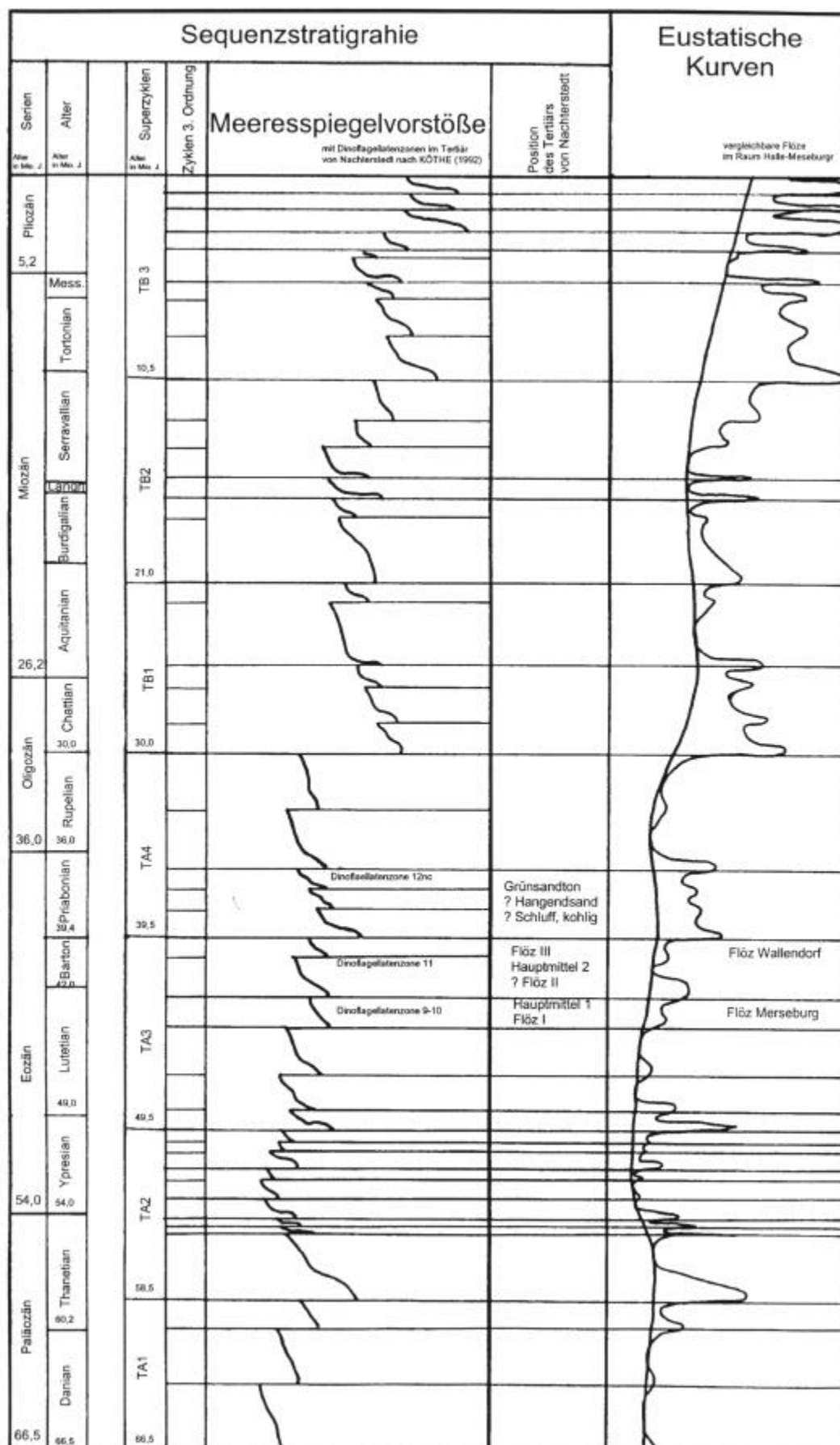


Abb. 40: Zuordnung der Sedimente in das Schema nach Haq et al. (1987)

Meeresanstiege führten zum Vordringen des Meeres auf die Küstentiefebene und damit zum Rückstau der Flüsse und des Grundwassers im Hinterland, was zu Moorbildung führen kann, sofern das Moorbildung mit der halokinetisch bedingten (lokalen) Absenkung und dem Meeresspiegelanstieg Schritt hält.

Gerät das Moor in den Einfluß der Küste (durch schnellere Absenkung oder steigenden Meeresspiegel) wird es erodiert oder von Bildungen des Strandes oder Wattenbereiches überdeckt. Die klastischen Sedimente der Hauptmittel-Folgen und der Latdorf-Folge lassen sich deshalb als Meeresvorstöße im Sinne von HAQ et al. (1987) interpretieren (siehe Tab. 9 und Abb. 40).

Bei Absinken des Meeresspiegels verläuft dieser Vorgang in entgegengesetzter Reihenfolge. Somit bestehen, bei entsprechenden lokalen Voraussetzungen, Bedingungen zur regressiven Moorbildung im Sinne der Dysodile von KRUTZSCH et al. (1992). Im Bereich der Kohlen sind äolische Bildungen oder terrestrische Einschaltungen und Überdeckungen möglich, ebenso terrestrische Erosion. Die Antwort auf die Frage, ob die Flözbildung vor der erneuten Transgression (und damit der möglichen Aufarbeitung an der Küste) unterbrochen wurde, wird für die kartierten Flöze von der laufenden Abschlußbearbeitung der Lagerstätte Nachterstedt durch das Geologische Landesamt Sachsen-Anhalt erwartet.

Aus der Tabelle 9 ist ersichtlich, daß die Sedimentationsmilieus mit der Transgression in Richtung der höhergelegenen Teile des Bildungsraumes wandern und dabei ggf. das Moor erodieren, überwandern und auf die höherliegenden Teile des Bildungsraumes (d.h. in Richtung der aufgewölbten Bereiche über der Salinarstruktur) zurückdrängen. Somit bestünden möglicherweise in höhergelegenen Positionen bzw. langsamer abgesenkten Bereichen Bedingungen, in denen das Moor (weiterhin) aufwachsen kann, während seine tieferen bzw. schneller abgesenkten Bereiche (Randfelder) aufgearbeitet bzw. zugeschüttet werden. Die Erhaltung der Sedimente wird durch die Dynamik des Salinars im Untergrund modifiziert, da die über den Sattelflanken einsinkenden Randsenken die (in ihnen akkumulierten) Sedimente der Erosion entziehen. Die quartäre Erosion beseitigte die Sedimente außerhalb der Sedimentfallen, d. h. der Randsenken, so daß die marin beeinflussten, tertiären Sedimente der Subherzynen Senke heute in isolierten Vorkommen anzutreffen sind.

Die Sedimentation in den Randsenken am Ascherslebener Sattel wurde im Eozän von orbitalen (globalen) Faktoren (Klima, Meeresspiegelschwankungen) und von lokalen Faktoren (Tektonik, Halokinese, Sedimentfracht der Flüsse) beeinflusst, deren Wechselwirkungen klastische Sedimentation, Moorbildung, Aufarbeitung und Erhaltung der Sedimente bedingen. Als lokaler Faktor beherrschten die Veränderungen am Diapir den unmittelbaren Sedimentationsraum, wobei durch den Aufstieg des Salinars in die Struktur und das Wirken der Subrosion im Top des Sattels ein Massendefizit auftrat, so daß Sedimente akkumuliert wurden und erhalten blieben.

3.6 Bezüge zu benachbarten Moorbildungsräumen

Der tertiäre Meeresvorstoß aus dem Gebiet der Helmstedter Mulden nach Südosten bis in den heutigen Raum Zeitz dauerte vom Eozän bis zum Oligozän. Er ist jedoch im Sinne von BLUMENSTENGEL et al. (1996) nicht als durchgehender Meeresspiegelanstieg, sondern als mehrfach oszillierender Vorgang zu betrachten, der zu wiederholter Kohlebildung führte. Die dabei entstehenden Sequenzen beginnen mit überwiegend fluviatilen, limnischen und äolischen Sedimenten der Küstentiefebene auf denen bei steigendem Meeresspiegel die Küstenmoore aufwachsen. Die Moore wiederum werden im Zuge der Transgression an der Küste erodiert und / oder von Küstensedimenten bedeckt. Zwischenzeitliche Regressionen sind möglich und bedingen die Erosion (Rinnenbildung) bzw. das Ausfallen von Schichtgliedern.

In den Sedimenten des Küstenbereiches konnten in dem hier vorliegenden Fall marine Dinoflagellaten nachgewiesen (KÖTHE 1992) werden, so daß der Versuch einer Zuordnung der Sequenzen in die Kurven der Meeresspiegelschwankungen nach HAQ et al. (1987) gemacht wurde (siehe Anlage 9). Die Sedimente der Hauptmittel-Folgen und des Grünsandtones ließen sich auf Grund der Übereinstimmung der Dinoflagellaten-Zonen (KÖTHE 1990) den entsprechenden Meeresspiegelvorstößen zuordnen. Die pollenstratigraphische Bewertung der Flöze durch BLUMENSTENGEL (frdl. Mitt., 1997) widerspricht dieser Zuordnung nicht und gestattet nach KRUTZSCH et al. (1992) und nach AUBRY et al. (1995) ebenfalls die Einstufung der Flöze in den Zeitraum Lutet (Flöz I) bis Barton (Flöz III). Somit ist ein Vergleich der untersuchten Sedimente mit den benachbarten Tertiärvorkommen unter dem Aspekt möglich, daß sich gleichaltrige marin beeinflusste Sequenzen belegen lassen.

3.6.1 Bezüge zu den Tertiärvorkommen von Helmstedt

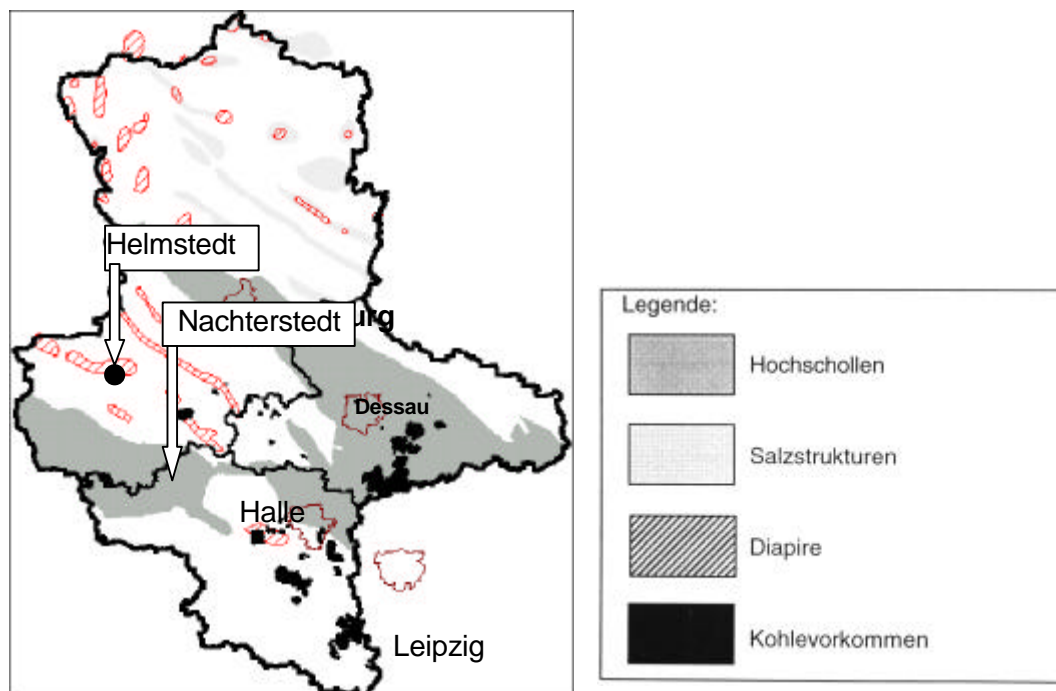


Abb. 41: Lage der Kohlevorkommen von Helmstedt und Nachterstedt

WILDE (1995) beschrieb drei Transgressionsbildungen im Helmstedter Tertiär, die teilweise bis in den Raum Nachterstedt zu verfolgen sind. Die Transgression der Folge der Helmstedter Oberflöze (mit Emmerstedter Grünsand: Dinoflagellaten-Zone 9na) kann nur bedingt mit der Liegend-Folge von Nachterstedt verglichen werden. Die Bestimmung der Dinoflagellaten-Zone 9 an der Basis der Hauptmittel-Folge 1 von Nachterstedt beruht nur auf einer Probe, die möglicherweise umgelagerte Formen enthält.

Die transgressive Folge des Mittel-Eozäns bis Unter-Oligozäns / Ober-Eozäns mit Annenberg-Schichten, Gehlberg-Schichten und Silberberg-Schichten läßt sich im Feld Schadeleben mit den marin geprägten Hauptmittel-Folgen (Annenberg-Schichten), den Hangendsanden (Gehlberg-Schichten) und dem Grünsandton (Silberberg-Schichten) vergleichen (siehe Anlage 9 und Tab. 10). Der in Tab. 10 hergestellte Bezug zwischen den Vorkommen erfolgte nach ANDERSON (1990), AHRENDT et al. (1995), RITZKOWSKI (1990, 1991), KRUTZSCH (1966), KRUTZSCH et al. (1992), WILDE (1995), KARPE (1983, 1994).

Schichtenfolge in Helmstedt	Alter	vergleichbare Schichten in Nachterstedt	Vorgang
Rupel-Schichten	Oligozän	(erhalten in Erdfällen des Hakels nordwestlich von Nachterstedt)	transgressive Folge (im Untersuchungsgebiet nicht mehr erhalten)
Silberberg-Schichten	Unter-Oligozän/ Ober-Eozän	Latdorf-Äquivalent	Transgressive Folge des Helmstedter Raumes durch marin beeinflusste Sedimente belegt
Gehlberg-Schichten	Ober-Eozän	Hangendsand Flöz III ? Hauptmittel 2 ? Flöz II	
Annenberg-Schichten	oberes Mittel-Eozän	Hauptmittel 1 Flöz I Liegend-Folge	
Folge der Helmstedter Oberflöze mit Emmerstedter Grünsand	Mittel-Eozän (oberes Unter-Eozän)	? Liegend-Folge** ? Flöze X ? Basal-Folge**	Äquivalente transgressiver Schichtglieder im Raum Nachterstedt vermutet

** Zuordnung fraglich

Tab. 10: Vergleich der Tertiärvorkommen von Helmstedt und Nachterstedt

Die Bezüge zwischen den Tertiärvorkommen von Helmstedt und Nachterstedt-Schadeleben be- weisen die Zugehörigkeit beider Bildungsräume (im Mittel-Eozän) zu einer Küstenebene, die bei Transgression des Meeres aus NW überflutet wurde.

3.6.2 Bezüge zu den Tertiärvorkommen der Egelner Mulden

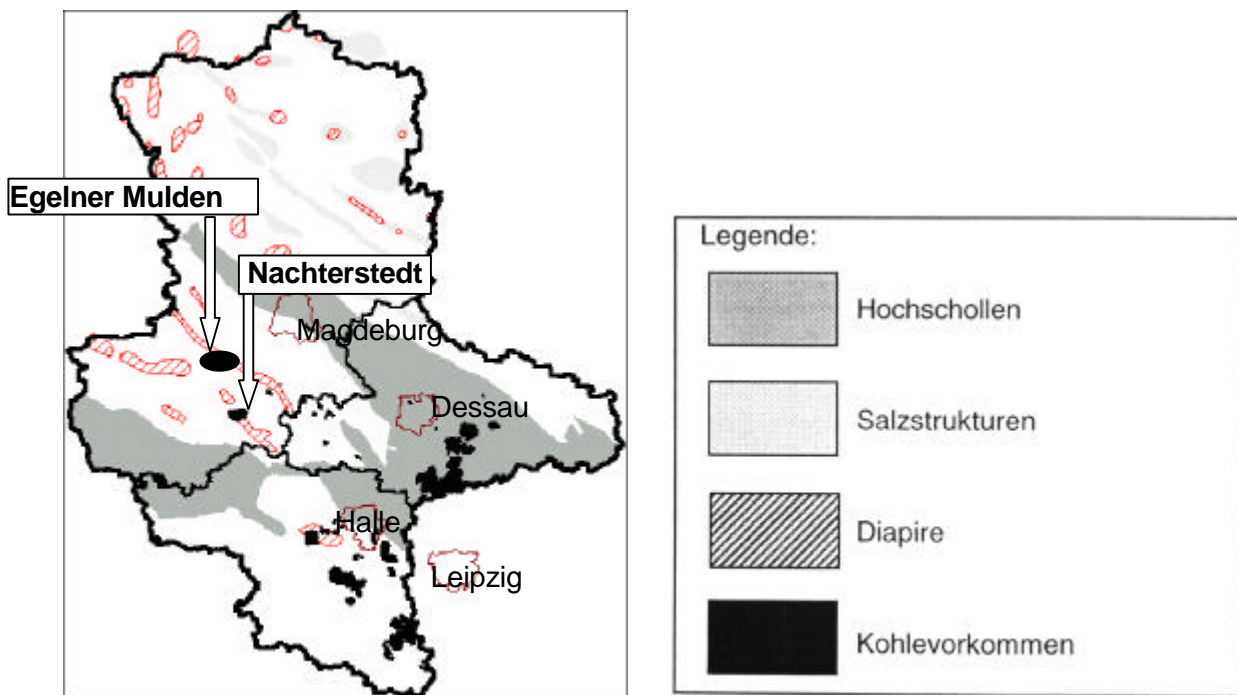


Abb. 42: Lage der Kohlevorkommen der Egelner Mulden

Die Egelner Mulden wurden von 1968 bis 1985 in drei Etappen erkundet. Das Profil von Egeln gilt als Schlüsselprofil. Die Gliederung des Profils nach KRAMER & ZIEGENHARDT (1968) wurde von BLUMENSTENGEL & UNGER (1993) überarbeitet und stellt damit das am Besten untersuchte Profil (Paläozän bis höheres Eozän) dar. Das Egelner Profil vermittelt zwischen dem stärker marin geprägten Profil von Helmstedt und dem küstennahen Profil von Nachterstedt-Schadeleben (siehe Anlage 9 und Tab. 8).

Der Bezug der Flöze von Nachterstedt-Schadeleben zu den Flözen von Egeln in Tabelle 11 lässt sich durch die pollenstratigraphische Korrelation (siehe Anlage 9) erbringen, da für beide Profile ein vergleichbarer Kenntnisstand vorliegt. Das Feld Nachterstedt-Schadeleben weist Äquivalente etwa ab der Leitschicht 2 (Lutet) bis zum Obereozän schluff (Ober-Eozän / Unter-Oligozän) auf. Die Bezüge des Profils von Egeln zu dem Profil von Helmstedt betreffen die flözführenden Folgen des Paläozäns und Mittel-Eozäns sowie die klastischen Folgen über der Helmstedter Oberflözgruppe.

Schichtenfolge der Egelner Mulden (ältere Schichten als Flöz IV nicht dargestellt)	Alter	vergleichbare Schichten in Nachterstedt (Äquivalente in Helmstedt)		Vorgang
Rupelton Rupelbasissand	Oligozän			Rupeltransgression
Obereozänschluff	Ober-Eozän/ Unter-Oligozän	Latdorf-Äquivalent (Silberberg-Schichten)		Latdorf-Transgression
Obereozänsand Transgressionskies	Ober-Eozän (Priabon)	Hangendsand (Gehlberg-Schichten)		Transgressive Folge des Helmstedter Raumes durch marin beeinflusste (z.T. brackische) Sedimente belegt
Hangendschichten Flöz I	Mittel-Eozän (Barton)	Flöz III Hautmittel 2		
(Mittel) Flöz Ilo	Mittel-Eozän (Barton)	Flöz II		
Leitschicht 1		Hauptmittel 1 (Annenberg-Schichten)		
Flöz IIu	Mittel-Eozän (Lutet)	Flöz I		
Oberes Mittel				
Flöz III mit Basismittel		(Helmstedter flözgruppe) Ober- (Emmerstedter sand) Grün-	fraglich: Sedimente unter Flöz I- in Nachterstedt-Schadeleben	transgressive Folge nicht in Schadeleben
Leitschicht 2				
Flöz IV		(oberer Teil der Helmstedter Unterflözgruppe)		

Tab. 11: Schichten der Tertiärvorkommen Egelner Mulden und von Nachterstedt

3.6.3 Bezüge zu den Tertiärorkommen von Halle-Merseburg

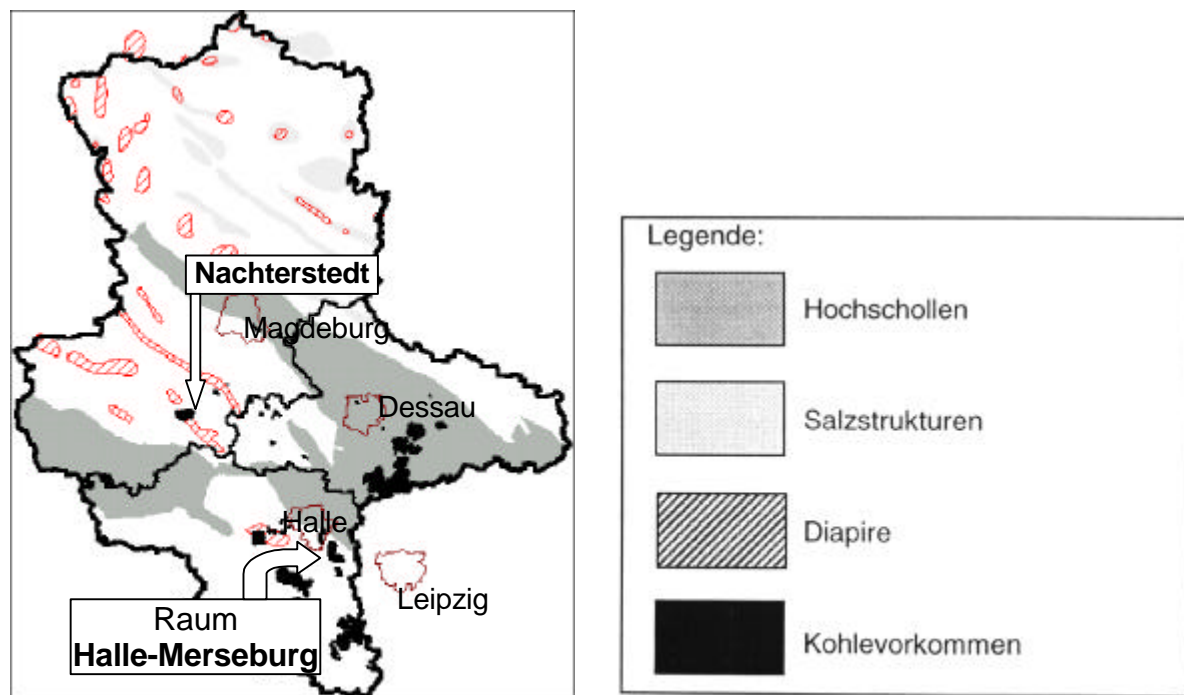


Abb. 43: Lage der Kohlevorkommen im Raum Halle-Merseburg

Entsprechend der paläogeographischen Position in der tertiären Küstenebene nach KRUTZSCH et al. (1992) weisen die Sedimente im Raum Halle-Merseburg nur geringe marine Einflüsse auf. Die Vergleiche der Schichten in Anlage 9 und in Tab. 11 beruhen auf den pollenstratigraphischen Datierungen der Erkundungen (Braunkohle) und auf den Arbeiten von KRUTZSCH et al. (1992), BLUMENSTENGEL & VOLLAND (1995) und BLUMENSTENGEL et al. (1996).

Die marin beeinflussten Schichten unter Flöz Wallendorf entsprechen dem Hauptmittel1 in Nachterstedt. Der Meeresvorstoß ist auch in den Profilen von Helmstedt und Egelu nachweisbar, so daß eine Transgression im Sinne von BLUMENSTENGEL et al. (1996) gesichert ist.

Der Nachweis mariner Faziesanzeiger in der Wallendorf-Formation läßt die Annahme zu, daß im Barton ähnlich küstennahe Bedingungen wie im Raum Nachterstedt-Schadeleben geherrscht haben.

Die Latdorf-Transgression (Ober-Eozän / Unter-Oligozän) ist in allen Profilen nachweisbar und bekannt. Während in Nachterstedt-Schadeleben eine Transgression von der Küste bis zum landfernen Flachmeer paläoökologisch belegt ist (Nuglisch 1991) sind im Raum Halle-Merseburg zeitgleich küstennahe Bildungen belegt (BLUMENSTENGEL et al. (1996).

Anmerkung: Die paläontologischen Datierungen weisen fazielle Aspekte auf, so daß absolute Altersangaben nicht möglich sind. Teile der Vegetation wandern mit der Transgression die Küsterebene hinauf und täuschen so ein "Einsetzen" von Formen vor. Datierungen mit dem Einsetzen von "Markern", d.h. Formen deren erstmaliges Einsetzen für eine Zeit belegt ist, liegen noch nicht für alle Gebiete vor, solange bleiben die Vergleiche mit Unsicherheiten behaftet.

Schichtenfolge von Halle-Merseburg (Formationen nach BLUMENSTENGEL et al. (1996))	Alter	vergleichbare Schichten in Nachterstedt	Vorgang im Raum Halle-Merseburg
Zöschen	Ober-Eozän (Priabon)	Latdorf-Äquivalent	Transgression fluviatil bis küstennah
Schkeuditz		Hangendsand Hangendschluff	überwiegend fluviatil
Bruckdorf			terrestrisch
Wallendorf	Mittel-Eozän (Barton)	Flöz III Hauptmittel 2 Flöz II	terrestrische bis marine Verhältnisse
Merseburg		Hauptmittel 1* Flöz I	Transgression
Geiseltalflöze und Zwischenmittel	Mittel-Eozän (Lutet)	? Sedimente unter Flöz I mit Flözen X	terrestrische Verhältnisse

* Äquivalent der marin beeinflussten Sedimente unter Flöz Wallendorf im Raßnitzer Graben

Tab. 12: Ausgewählte Schichten des Tertiärs von Halle-Merseburg (BLUMENSTENGEL et al. 1996)

3.6.4 Vergleich mit rezenten Räumen

CASPERS et al. (1995) beschrieben die Genese von holozänen bis rezenten Mooren im niedersächsischen Küstenraum, bei einem nachweislichen Meeresspiegelanstieg von rund 25 m in den letzten 7.500 Jahren und wiesen auf die komplexen Zusammenhänge zwischen Meeresspiegel-, Grundwasser- bzw. Oberflächenwasser-Schwankungen und Moorwachstum hin. Nach Ansicht der Autoren können die Torflagen nicht mehr als "Festlandsphase" oder "Hebungsphasen" gedeutet werden: Rasches Ansteigen des Meeresspiegels führt zu Einengung der Moore bzw. zum Abbruch des Moorwachstums im Küstenraum, was in den Schichtabfolgen durch die transgressive Überlagerung von Mudden bzw. Torfen durch klastische Sedimente zum Ausdruck kommt. Sinkt die Rate des Meeresspiegelanstieges jedoch unter die Rate des Moorwachstums ab, so setzen regressive Tendenzen ein, mit flächenhafter Ausbreitung von Küstenmooren über vormalige Brackwasser- und Wattgebiete.

Dies deckt sich mit den in Nachterstedt beobachteten Sedimentgefügen und dem Nachweis von Dinoflagellaten: Die Aufarbeitung des Flözes I belegt das Fortschreiten einer marinen Transgression, deren Aufarbeitungssedimente als Bildungen des nassen und trockenen Strandes nachweisbar sind.

Die Sedimente im oberen Teil des Komplexes I und das Flöz II fehlen bedingt durch Erosion, so daß keine gesicherten sedimentgeologischen Aussagen zu einer eventuell "regressiven Moorbildung" bei Rückzug des Meeres gemacht werden können, wie sie BLUMENSTENGEL (frdl. Mitt. 1996) auf Grund der laufenden pollenanalytischen Bearbeitung vermutet.

Der nächste Meeresspiegelanstieg begann (nach Bildung und Erosion von Flöz II) ebenfalls mit einer Aufarbeitungslage, welche von Sedimenten des Strandes überlagert wurde, bevor die erneute Moorbildung einsetzte. Das "Durchwachsen" von Flöz II zu Flöz III (Nachterstedter Hauptflöz) im Bereich des Werkspfeilers belegt das durchgehende Wachstum des Moores. Bei Einsetzen der Regression dehnte sich das Moor wieder aus und ist dann wiederum in den "Randbereichen der Kohleverbretung" wie z. B. im Feld Schadeleben (als Flöz) nachweisbar.

Es bestehen in vergleichbaren rezenten Bildungsräumen Möglichkeiten der Moorbildung, sofern die Rate des Meeresspiegel- / Grundwasseranstieges nicht höher ist als das Moornachstum. Bei weitersteigendem Meeresspiegel überflutet das Meer die Küstentiefebene und bewirkt Aufarbeitung und marin geprägte Sedimentation (CASPERs et al. 1995).

Der Vergleich mit den rezenten Bildungsräumen in Niedersachsen erscheint dadurch gerechtfertigt, daß der prinzipielle marine Einfluß auf die Zwischenmittel nachgewiesen wurde, das anhaltende Moornachstum an die Nähe zu den Aufragungen älterer Gesteine gebunden ist, Aufspaltungen der Moore bzw. Flöze von den zentralen Teilen der Akkumulationsräume zu den Rändern gerichtet sind (wie von CASPERs et al. (1995) auch für die holozänen bis rezenten Bildungen nachgewiesen).

Die "Flözaufspaltungen" wurden durch Meeresspiegelanstieg (Überflutung des Bildungsraumes) hervorgerufen, wobei aber lokale tektonische Elemente im Untergrund (BLUMENSTENGEL frdl. Mitt. 1996) und lokale Absenkungen durch Bewegung / Subrosion des Salinars das Eindringen des Meeres ermöglichten.

3.7 Das geologische Modell

Die zu betrachtenden geologischen Modelle unterscheiden sich in der Frage, ob die Moor- und Sedimentbildung an einen binnenländischen Sedimentationsraum oder einen Sedimentationsraum der Küstenebene gebunden war. Das Modell soll die Frage klären ob die Moorbildung von lokalen Faktoren (Randsenkenbildung durch Halokinese, gesteuert durch Tektonik), oder von globalen Faktoren gesteuert wird (Klima, Meeresspiegelschwankungen).

3.7.1 Das Modell der Binnensenken

Die strukturelle Beziehung zwischen dem Salzsattel und den Tertiärvorkommen ist offensichtlich. Alle Bearbeiter führen die Muldenbildung auf Salzabwanderung während des Salzaufstieges zurück. Vom Modell isolierter Binnensenken ausgehend, wurde Sediment- und Kohlebildung in vorhandenen Senken angenommen (WEIßERMEL 1923, KIRSTEN 1928, WEIGELT 1937). Dieser Denkansatz setzt einen Zusammenhang zwischen (zyklischer) Halokinese, dem Aufstieg des Salinars und damit der Randsenkenbildung voraus.

Nach dieser These wurden bei starker Beckeneinsenkung klastische Sedimente geschüttet, bei nachlassender Einsenkung (Einsenkung so schnell wie das Moornachstum) wuchsen Moore auf. Als Verbreitungsgebiete der Sedimente galten im wesentlichen die heutigen Beckenstrukturen, wobei die Existenz von tertiären Sedimente über die Sattelachse hinweg bekannt war. Eine direkte Beziehung zwischen den als isoliert geltenden Beckenbildungen am Ascherslebener Sattel mit den benachbarten Tertiärvorkommen von Helmstedt, Egelu und dem Raum Halle-Merseburg konnte zunächst nicht hergestellt werden.

Dieses historische Denkmodell (Modell der Binnensenken) geht von isolierten, allseitig landumgebenen Sedimentbecken (Binnensenken) aus, deren Sedimente unter fluviatilen bis limnischen Bedingungen abgelagert wurden. Nach REINECK (1984) erfolgte der Hauptsedimenteintrag in Binnenseen über die Flüsse und untergeordnet durch Wind, chemische Fällung, Bioproduktion und vulkanischen Eintrag (Aschen). Für den Nachweis von Binnensenken müßten ausschließlich Flußablagerungen, fluviatile Erosion und limnische Absätze ohne marine Einschaltungen vorliegen.

Die Flußablagerungen werden in Schutt- und Schwemmkegel, Flußauenablagerungen, Ablagerungen der Küstentiefebene oder Deltaablagerungen (REINECK & SINGH 1980)) unterschieden. Für die überwiegend fein- bis mittelsandigen Sedimente der klastischen Komplexe der betrachteten Sedimentbecken können jedoch grobklastische Schutt- und Schwemmkegel der Gebirge sowie Deltaablagerungen (gebunden an hohen Suspensionseintrag ins Meer) ausgeschlossen werden. Schuttfüllungen in Rinnen sind in den Ablagerungsräumen von Flüssen möglich (alluviale Schuttkegel). Die Flußauenablagerungen werden in verzweigte Flußsysteme (braided river) und mäandrierende Flußsysteme unterschieden. Absätze der fluviatilen Sedimente enthalten Knochen, Molluskenreste, Hölzer und Blätter, mit deren Hilfe Altersbestimmungen möglich sind. Die untersuchten episodischen Rinnen wiesen fluviatile Merkmale auf (Blattreste, Holzstücke, grobe Gerölle, Schluffpackungen) und repräsentieren die Landphasen.

3.7.2 Das geologische Modell der Nachterstedter Bucht

Das in dieser Arbeit vertretene **neue Modell** geht von der Zugehörigkeit der Becken am Ascherslebener Sattel zu einem Ästuar mit weiten Küstentiefländern (coastal plains) nach KRUTZSCH et al. (1992) aus.

Das neue Modell gestattet die Sedimentbecken am Ascherslebener Sattel mit den benachbarten Bildungsräumen der subherzynen Senke zu verbinden: Das Ästuar erstreckte sich aus dem marinen Bildungsraum im Nordwesten über den Raum Helmstedt und die Bildungsräume in der Subherzynen Senke zum Weißelsterbecken. Fluviatile Sedimentzufuhr aus NW-Böhmen bestand zumindest zeitweise. In diesem langgestreckten Ästuar sind lokal sowohl salzauslaugungs- bzw. salzabwanderungs-bedingte als auch auf tektonische Absenkungen zurückzuführende Ablagerungen entstanden. Den Hauptteil der Sedimente bilden jedoch paralisch-ästuarine, fluviatile und palustrische Auffüllungen, deren Entstehung in unmittelbarem Zusammenhang mit den eustatischen Spiegelschwankungen der Weltmeere gesehen werden muß (KRUTZSCH et al. 1992). Bei Transgressionen des Meeres in den ästuarinen Sedimentationsraum (nach Südosten) werden dort vorhandene Ablagerungen aufgearbeitet, Strandbildungen und marine Sedimente abgesetzt. Bei Lage der Aufschlüsse im Bereich der Küste sind Lücken in der Sedimentation zu erwarten, wie in Nachterstedt in den Hauptmittelsanden beobachtet.

Bei Rückzug des Meeres sind sekundäre Entkalkungen der marinen Sedimente möglich, deshalb fehlen kalkige Fossilien (z.B. Foraminiferen, Ostracoden, Mollusken) in den klastischen Sedimenten von Nachterstedt-Schadeleben. Einzig die silikatischen Dinoflagellaten überstehen die sekundäre Entkalkung (KÖTHE 1990) und wurden in den untersuchten Klastika des Mitteleozäns nachgewiesen (KÖTHE 1992). Die Dinoflagellaten erbrachten Hinweise auf hypersalinare Milieus. In diesem differenzierten Bildungsraum sind deshalb, neben den Sedimenten des Meeres, Strandabsätze, Wattbildungen, Priele sowie Umlagerungen vorhanden. Bei Rückzug des Meeres aus den Küstentiefebene sind fluviatile Bildungen (episodische Rinnen) möglich, wie sie Wilde (1995) aus den Helmstedter Becken beschrieb.

Die Randsenkenbildung am Ascherslebener Sattel wird als halokinetisch bedingter, während des Mitteleozän (langsam) fortdauernder Prozeß aufgefaßt. Die Meeresspiegelschwankungen verursachten auf dem nahezu flachem Relief den Wechsel zwischen Moorwachstum und klastischer Sedimentation. Deshalb wird der Bildungsraum als Bucht einer Küstenebene aufgefaßt, deren Sedimentation im Küstenmilieu erfolgte und hauptsächlich vom Meeresspiegel beeinflusst wurde. Bei niedrigen Meeresständen fielen die Buchten trocken und periodische Flüsse konnten sich in die marin beeinflussten Sedimente einschneiden. In den Gebieten der einsinkenden Randsenken geraten die Ablagerungen unter das tiefste (jemals später) wieder erreichte Erosionsniveau, weshalb die eozänen Sedimente Reste weitreichender tertiärer Bildungen sind, die mit den benachbarten Tertiärvorkommen sequenzstratigraphisch und sedimentgeologisch verknüpft werden können.

4.0 Zusammenfassung

Während der Geländeuntersuchungen im Teilfeld Schadeleben des ehemaligen Tagebaues Nachterstedt wurden in den mitteleozänen Klastika zwischen Unterflöz (Flöz I) und Oberflöz (Flöz III) eine Vielzahl von Sedimentstrukturen kartiert, die einer Bestätigung des bisher gültigen geobischen Modells der "intramontanen Senken" widersprachen.

Die beobachteten Sedimentstrukturen (u.a. Rippelschichtung, Rinnen, scour and fill structures, herringbone crossbedding) und der Nachweis von *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN (1891) gestatten die Einstufung des Ablagerungsraumes in randmarine Milieus (Vorstrand, Strand, Dünen, Watt). Die Gefüge der als Komplex I (Hauptmittel-Folge 1) und als Komplex II (Hauptmittel-Folge 2) angesprochenen Klastika beweisen marinen Einfluß.

Die Flöze selber belegen ein (warm-)humides Klima mit Bedingungen, die weitflächiges Moorbachstum ermöglichten, sofern Meeresspiegelanstieg bzw. -rückzug und die Rate der Absenkungen (halokinetische Bewegung) die Rate des Moorbachstums nicht überstiegen. Stärkere und schwächere Raten des Meeresspiegelanstieges oder schnelle lokale Absenkungen auf Grund der Halokinese führten zu marinen Einschüben oder zu mariner Aufarbeitung. Bei Regressionen erfolgte terrestrische Abtragung und Sedimentation. Sedimente fluviatilen Ursprungs sind in Form eingeschnittener (episodischer) Rinnen erhalten geblieben.

In den Sedimenten des Mittel-Eozäns wurden durch KÖTHE (1992) Dinoflagellaten nachgewiesen. Die erkannten Dinoflagellaten-Formen besiedelten nach KÖTHE (1990) Milieus zwischen dem offenen Meer und möglicherweise hypersalinaren Buchten. Die im Gelände deutlich auszuhaltende Diskordanz zwischen den Sedimentkomplexen wird durch die Dinoflagellatenbestimmungen zeitlich faßbar: Über Flöz I lagern die klastischen Hauptmittelsande (Komplex I), die den Dinoflagellaten-Zonen 9 (?) bis 10 zugeordnet werden konnten. Die erosiv auflagernde Folge (Komplex II) enthält Dinoflagellaten der Zone 11. Die Diskordanz kann somit auf oberes Lutet / tiefes Barton eingegrenzt werden.

Aus der Schlußfolgerung, daß die Flözbildung und klastische Sedimentation in einem küstennahen Bildungsraum erfolgte, wurde im Vergleich mit benachbarten tertiären und rezenten Moorbildungsräumen das geologische Modell der Nachterstedter Bucht entworfen: Die Randsenken des Ascherslebener Sattels werden als Räume aufgefaßt, in denen Transgressionen aus dem Nordwesten die Moorbildung und die klastische Sedimentation prägen.

Die paläoökologischen Untersuchungen von Foraminiferen des Latdorf-Äquivalents erbrachten den Nachweis einer Transgression vom Milieu der Küsten bis zum landfernen Flachmeer (NUGLISCH 1991). Die Bestimmung von Dinoflagellaten der Zone 12nc in den Sedimenten des Latdorf-Äquivalents engt den nicht marin belegbaren Zeitraum in Nachterstedt-Schadeleben auf die höheren Teile der Dinoflagellaten-Zone 11 und die Teilzonen 12 na und 12nb nach KÖTHE (1990) ein.

Die Diskussion zum Stand der pollenanalytischen Untersuchungen ergab eine Vielzahl von neuen Hinweisen auf die Verknüpfung des Sedimentationsraumes von Nachterstedt mit den anderen Sedimentbecken der subherzynen Senke und des Gebietes um Halle. Somit gehört die Nachterstedter Bucht zu jener Küstentiefebene, in der auch die Sedimente von Helmstedt und Harbke, sowie die Sedimente der sogenannten "Egelter Mulden" gebildet wurden. Das globale Regime dieses Sedimentationsraumes wurde von den Wechsels des Klimas und den Schwankungen des Meeresspiegels geprägt und von der lokalen halokinetischen Entwicklung der Salzstrukturen modifiziert.

Die halokinetisch verursachte Absenkung der Randmulden bedingte die Flözgeometrie: Während die sattelfernen Bereiche bereits überflutet wurden, sanken sattelnähere (ehemals erhabene) Positionen in den Einfluß des Grundwassers und ermöglichten so ein Auf- bzw. Weiterwachsen der Moore während der Schüttung mariner Sedimente (Zwischenmittel) in den Bereichen der Küsten und Meere. Im Zuge der weiteren Absenkung gelangten die Sedimente in einen Bereich unterhalb des tiefsten Erosionsniveaus und blieben erhalten.

Literaturverzeichnis

- AHRENDT, H., KÖTHE, A., LIETZOW, A., MARHEINE, D. & RITZKOWSKI, S. (1995): Lithostratigraphie, Biostratigraphie und radiometrische Datierung des Unter-Eozäns von Helmstedt (SE-Niedersachsen).— Z. dt. geol. Ges., **146** (H2): S. 450-457; Hannover
- ALLEN, J. R. L. (1984) : Sedimentary structures. their charakter and physical basis.— 663 S.; Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo (Elsevier).
- ANDERSON, H.- J. (1990): Die Molluskenfauna der Annenberg-Schichten (Mitteleocän) im Tagebau >>Treue<< bei Helmstedt (Niedersachsen).— *Geologica Et Palaeontologica* **24**: 201 – 239; Marburg
- AUBRY, M. P., BERGGREN, W. A., KENT, D. V. & SWISHER, C. C. (1995): A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy.— In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M. P. & HARDENBOL, J. [Hrsg.] (1995): *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations*.— SEPM Spec. Publ., **54**: 129-212; Tulsa
- BALASKE, P. (1992): Nachweis mariner und marin beeinflusster Sedimente in den Zwischenmittel der eozänen Braunkohlen bei Aschersleben in der östlichen subherzynen Senke.— *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, **12**: 2953-2962; Stuttgart
- BERGGREN, W. A. (1972): A Cenozoic time-scale — some implications for regional geology and paleobiogeography.— *Lethaia*, **5**: 195-215; Oslo
- BEUTLER, G. (1995): Teufenlage des Z-Reflektors in der Subherzynen Senke.— unveröffentlichte Karte, Manuskript, MLU Halle; Halle
- BLOW, W. H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy.— *Proc. I. Int. Conf. Planktonic Microfossils*, Geneva 1967; **1**: 199-422; Leiden
- BLUMENSTENGEL, H. & UNGER, K.-P. (1993): Zur Stratigraphie des flözführenden Tertiärs der Egelner Mulden.(Sachsen-Anhalt)— *Geol. Jb.*, **A 142**: 113-129; Hannover
- BLUMENSTENGEL, H. (1993): Pollenzone 16 des Paläogens Mitteldeutschlands - Probleme der Definition und Abgrenzung.— In: *Pflanzen der geologischen Vergangenheit. - Festschrift für Prof. W. Krutzsch.*, Mus. f. Naturk. Humboldt-Universität, Paläontologisches Museum: 105-111; Berlin
- BLUMENSTENGEL, H. & VOLLAND, L. (1995): Geologische Abschlusdokumentation stillgelegter Braunkohlentagebaue am Beispiel des Referenzprofils im Tagebau Merseburg-Ost.— *Mitt. Geol. LA Sachsen-Anhalt*, **1**: 55-67; Halle
- BLUMENSTENGEL, H., KRUTZSCH, W., VOLLAND, L. (1996): Revidierte Stratigraphie tertiärer Ablagerungen im südlichen Sachsen-Anhalt, Teil 1: Raum Halle-Merseburg.— *Hall. Jb. f. Geowiss., Reihe B, Beih.* **1**: 1-101; Halle (Saale)
- BRAUSE, H. (1990): Beiträge zur Geodynamik des Saxothuringikums.— *Geoprofil* **2**: 1-88; Freiberg
- BÜCHNER, C., KNUTH, G., PLÖTZ, G. (1994) : Untersuchungsbericht 30/94-Granulometrische Untersuchungen an 23 Proben des Projektes Nachterstedt.— unveröff. Bericht Geol. LA LSA: 12 S.; Halle
- BULTER, A.T. & MCMANUS, J. (1972) : Simple metric sedimentary statistics used to recognize different environments.— *Sedimentology* **18**: 1-21; Amsterdam
- CASPERS, G.; JORDAN, H., MERKT, K.-D., MEYER, H., & STREIF, H. (1995): III Niedersachsen.— In: BENDA, L. [Hrsg.] (1995): *Das Quartär Deutschlands*.— 408 S.; Berlin - Stuttgart (Gebr. Bornträger)
- COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B. (1988): *Sedimentary Structures*.— 2. Aufl., X+207 S.; London (Unwin Hyman)
- CURRAN, H. A. (1985): The trace fossil assemblage of a cretaceous nearshore environment: Englishtown Formation of Delaware, U.S.A.— In: Curran, H. A. [Hrsg.] (1985): *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments*.— *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ.* **35**: 261-276; Tulsa
- de WINDT, J. T. (1974): Callianassid burrow as indicators of a subsurface beach trend, Mississippi river delta plain.— *J. Sed. Petrol.* **44**: 1136-1139; Tulsa
- EBERHARDT, F. (1969): Geologischer Bau und Erdgasführung des Subherzynen Beckens.— unveröff. Diss. BA Freiberg: 161 S.; Freiberg
- EHMKE, G. & KATZUNG, G. (1993): *Das Prätertiär in Ostdeutschland*.—139 S.; Köln (Sven von Loga)
- EINSELE, G. (1992) : *Sedimentary Basins*.—628 S.; Berlin - Heidelberg - New York (Springer).
- ELLENBERG, J, BRAUNE, D., GERMANUS, K., LINDE, D., RIEMANN, A., SCHNEIDER, U. (1982): Milieuanalyse aus Korngrößenparametern – Bestimmung der Ablagerungsbedingungen des Domsener Sandes (Obereozän) aus Korngrößenanalysen.— unveröff. Bericht ZIPE: 31 S.; Jena

- ELLIOT, T (1986): Siliclastic shorelines.—In: READING, H. G. [Hrsg.] (1986): Sedimentary Environments and Facies.— 2. Aufl., 155-158; Oxford
- FOUCAR, K. (1937) : Vergleich neuerer tektonischer Arbeiten über den nördlichen Harzrand.— Geol. Rdsch. **28**, 448-450; Stuttgart
- FRANZKE, H. J. & OSSWALD, U. (1997): Ein Neuaufschluß der Harznordrandstörung am Teufelsbad II bei Michaelstein am Harz.—Z. geol. Wiss. **25** (3/4): 263-275; Berlin
- FREY, R. W., HOWARD, J. D. & PRYOR, W. A. (1978): *Ophiomorpha*: ist morphologic, taxonomic and environmental significance.— Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **23**: 199-229; Amsterdam (Elsevier)
- FRIEDMAN, G. M. (1961): Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics.— J. Sed. Petrol. **31** (3): 514 – 529; Tulsa
- FRIEDMAN, G. M. (1967): Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands.— J. Sed. Petrol. **37** (2): 327-354; Tulsa
- FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1997): Altkimmerische Bewegungen in Nordwestdeutschland.— Brandenb. Geowiss. Beitr., **4** (1): 19-29; Kleinmachnow
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970) : Sediment-Petrologie, Teil II - Sedimente und Sedimentgesteine.— 726 S.; Stuttgart (Schweitzerbart)
- GRIMM, W.-D. (1962): Ausfällung von Kieselsäure in salinar beeinflussten Sedimenten.—Z. dt. geol. Ges., **114** (3): 590-619; Hannover
- HAAGE, R. (1967): Ist der Tertiärquarzit ein Quarzit?—Geologie, **16** (4): 476-478; Berlin
- HÄNING, D., LANGE, W. & ZENK, D. (1996): Gravimetrische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt mit geologischen Strukturen 1: 400 000.—Geol. LA LSA; Halle
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, R. P. (1987): Chronology of fluctuating sealevels since the Triassic.— Science, **235**: 1156 – 1166; Washington
- ILLIES, H. (1949): Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung.— Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **19** (4): 89-109
- KARPE, W. & KÜHNE R. (1988): Fotodokumentation am 3. AS des TF Schadeleben.— 4 S.; unveröff. Bericht: BKW -Nachterstedt [MIBRAG-Archiv]
- KARPE, W. (1983): Ergebnisbericht und Vorratsberechnung Braunkohlenerkundung Tagebaufeld Schadeleben.— unveröff. Bericht: 213 S.; BKW -Nachterstedt [MIBRAG-Archiv]
- KARPE, W. (1986a): Teilerkundung der Lagerstätte Nachterstedt, TF Schadeleben.— unveröff. Bericht: 216 S.; BKW -Nachterstedt [MIBRAG-Archiv]
- KARPE, W. (1986b): Die Beziehungen zwischen der Versalzung von Braunkohle und den prätertiären Strukturen im Raum Nachterstedt, Subherzyne Senke.— Z. angew. Geol. **32** (3): 70-73; Berlin
- KARPE, W. (1988): Die Beziehungen von Bergbau und Umwelt im Gebiet von Aschersleben.— Beiträge zur sozialistischen Landeskultur des Kreises Aschersleben, **1**: 1–24; Aschersleben
- KARPE, W. (1994): Zur Dynamik halokinetischer Randsenken auf der Subherzynen Scholle.— Hall. Jb. Geowiss., **16**: 79–93; Halle/S.
- KARPE, W. (1995): Geologische Karte des Ascherslebener Sattels (Maßstab 1 : 50 000).— unveröffentlichte Karte, Manuskript; Halle [Archiv GLA LSA]
- KIRSTEN, E. (1928): Der geologische Bau des Gebietes zwischen Eine und Hake. (Eine Monographie der Aschersleben-Staßfurter Schrägscholle).— Jb. Hall. Verb., NF. **7**: 30-67; Halle
- KNOCHENHAUER, G. (1950) : Das Braunkohlenvorkommen von Nachterstedt in seiner geologischen Lage nach den neusten Aufschlüssen.— unveröff. Meldearbeit Bergakademie Freiberg: 86. S., Freiberg
- KNUTH, G. (1994): Röntgendiffraktometrische Untersuchungen an zwei Proben aus dem Projekt Nachterstedt zur semiquantitativen Bestimmung der Mineralphasen.— 1 S.; unveröff. Bericht, Geol. LA LSA, Halle [Archiv GLA LSA]
- KOCKEL, F. (1996) [Hrsg.]: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland.— 18 Teile; BGR Hannover
- KÖNIG, ST. & WREDE, V. (1994): Zur Tektonik der Harzränder.— Z. dt. geol. Ges., **145**: 153-177; Hannover
- KÖTHE, A. (1990): Paleogene Dinoflagellates from the Northwest Germany - Biostratigraphy and Paleoenvironment.— Geolog. Jb., **A118**: 109 S.; Hannover
- KÖTHE, A. (1992): Bericht über Dinoflagellaten- und Kalk-Nannoplankton - Untersuchungen an eozänen Proben des Tagebaus Nachterstedt bei Aschersleben.— unveröff. Bericht der BGR: 5 S.; Hannover
- KRAMER, H.- J. & ZIEGENHARDT, W. (1968): Der känozoische Sedimentationsablauf in der Egelner Südmulde. - Ein Beitrag zur Kinematik und Dynamik halokinetisch angelegter Randsenken.— Geologie. **17** (8): 902–919; Berlin

- KRUTZSCH, W. (1966): Die sporenstratigraphische Gliederung des älteren Tertiärs im nördlichen Mitteleuropa (Paläozän-Mitteloligozän).— Abh. Zentr. Geol. Inst., **8**: 109-142; Berlin
- KRUTZSCH, W. (1970): Die stratigraphisch verwertbaren Sporen- und Pollenformen des mitteleuropäischen Alttertiärs.— Jb. Geol., **3** (für 1967): 309-379; Berlin
- KRUTZSCH, W. (1982): Bericht über sporenstratigraphische Untersuchungen, Feld Schadeleben.— unveröff. Bericht Zentrales Geologisches Institut: 4 S.; Berlin
- KRUTZSCH, W., BLUMENSTENGEL, H., KIESEL, Y., & RÜFFLE, L. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen.— Geol. Paläont. Abh., **186** (1/2): 137–253; Stuttgart
- KUNERT, R. & LENK, G. (1964): Das Tertiär nördlich der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke.— Geologie, **13**: 403-428; Berlin
- KURZE, M. & TRÖGER, K.-A. (1980): Zur paläogeographischen Entwicklung des Mesozoikums im Südteil des Subherzynen Beckens.— Z. geol. Wiss. **8** (10): 1247-1265; Berlin
- LANDMESSER, M. (1995): Zur Entstehung von Kieselhölzern.— In: Versteinertes Holz.— extralapis **7**: 49-80; München (Christian Weise Verlag)
- LEHMANN, R. (1933): Die Braunkohlenlagerstätte von Nachterstedt.— In: Franke, P. [Hrsg.]: A. Riebeck'sche Montanwerke: Die Geschichte einer mitteldeutschen Bergwerksgesellschaft (50 Jahre A. Riebeck'sche Montanwerke AG).— 405-409 + Anlage Nr.8.; München [MIBRAG-Archiv]
- LÖFFLER, J. (1962): Die Kali- und Steinsalzlagerstätten des Zechsteins in der DDR. Teil 3: Sachsen Anhalt.—Freiberger Forschhefte. **C 97** (3): 1-347; Berlin
- LOTSCH, D. (1981): Fachbereichsstandard TGL 25 234/08 Stratigraphische Skala der DDR. Tertiär.— unveröff. Bericht: Zentr. geol. Inst.: 15 S.; Berlin
- LOTSCH, D., KRUTZSCH, W., MAY, D., KIESEL, Y., & LAZAR, E. (1969): Stratigraphisches Korrelationsschema für das Tertiär der Deutschen Demokratischen Republik.— Abh. Zentr. geol. Inst., **12**: 1 - 438; Berlin
- LOTZE, F. (1949): Die orogenen Kräfte bei der saxonischen Gebirgsbildung.— Erdöl und Tektonik in Norddeutschland: 43-45; Hannover
- LUDWIG, A. O. (1983): Die strukturelle Entwicklung des NW-Abschnittes des Elbe-Lineamentes und Vergleich mit dem anschließenden SE-Abschnitt im Gebiet der DDR. In: Ludwig, A. O. & Schwab, G. [Hrsg.]: Contributions on geological development of molasses in some regions of Europe and U.S.S.R. and on block tectonics of Elbe-Lineament.— Veröff. ZIPE, **77**: 143-176; Potsdam
- MARSAL, D. (1967): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler.— 152 S.; Stuttgart
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quarternary calcareous nannoplankton zonation.— Proc. II. plankt. Conf. Roma 1970, **2**: 739-785; Roma
- MERTIN, H. (1941): Decapode Krebse aus dem subherzynen und Braunschweiger Emscher und Unter-senon.— Nova Acta Leop., NF **10**: 149–264; Halle (Saale)
- MILKERT, D. (1994): Auswirkungen von Stürmen auf die Schlicksedimente der westlichen Ostsee.— Berichte-Reports Geol-Paläont. Inst. Univ. Kiel, **66**: 153 S.; Kiel
- NUGLISCH, K. (1991): Bestimmung von 10 Proben der Foraminiferenfauna des Latdorf-Äquivalents von Schadeleben.— unveröff. Bericht: 5 S.; Halle (Saale) [Archiv GLA LSA]
- ORTMANN, R. E. (1962): Schwermetallanalytische Untersuchungen des Tertiärs der Mulden von Egelu und Oschersleben.— unveröff. Diss. MLU Halle: 110 S.; Halle Saale
- PAGE, H. G. (1955): Phi-millimeter conversion tables.— J. Sediment. Petrol., **25** (4): 285 – 295; Tulsa
- PAPKE, W., BÜCHNER, L. & EICHNER, R. (1986): Ergebnisbericht und Vorratsberechnung Braunkohle (Berichtsteil I), Projekt Frose-Wilsleben.— unveröff. Bericht: 1251 S.; Halle [Archiv GLA LSA]
- PASSEGA, R. (1957): Texture as characteristic of clastic deposits.— Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. **41**: S. 1952-1984; Tulsa
- PETTIJOHN, G. & POTTER, P. E (1964): Atlas and Glossary of primary sedimentary structures.— 370 S.; Berlin-Göttingen-Heidelberg-New York (Springer)
- PETZELBERGER, B. (1994): Die marinen Sande im Tertiär der südlichen Niederrheinischen Bucht — Sedimentologie, Fazies und stratigraphische Deutung unter Berücksichtigung der Sequenz-Stratigraphie.— Bonner Geowiss. Schriften, **14**: 112 S.; Bonn (Holos)
- PFLUG, H. (1986): Palyno-Stratigraphie des Eozän/Oligozän im Raum Helmstedt, in Nordhessen und im südlichen Anschlußbereich. In: TOBIEN, A. [Hrsg.]: Beiträge zur regionalen Geologie der Erde (Nordwestdeutschland im Tertiär)., **38**: 567-583; Berlin-Stuttgart (Gebr. Bornträger)
- PRIMKE, G. (1962): Entwurf einer abgedeckten geologischen Karte des Ascherslebener Sattels zwischen Frose und Mehringen.— Z. angew. Geol. **8** (3): 113-115; Berlin

- REINECK, H. E. & SINGH, B. I. (1980): Depositional Sedimentary Environments.— 2. Aufl., 549 S.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer)
- REINECK, H. E. (1970): Marine Sandkörper, rezent und fossil.— Geol. Rdsch., **60**: 302-321; Stuttgart
- REINECK, H.-E. (1984): Aktuogeologie klastischer Sedimente.— 348 S.; Frankfurt a. M. (Waldemar Kramer)
- REUTER, R. (1961): Die Lagerungsverhältnisse des Zechsteins im Raum Bernburg-Güsten-Aschersleben.— Z. angew. Geol., **5**: 113-115; Berlin
- RICHTER, G. (1935): Falten und Brüche im Nordharzgebiet.— Z. dt. geol. Ges., **87**: 85-114; Hannover
- RITZKOWSKI, J.P. (1990): Marine Ingressionen in den terrestrischen Sedimentfolgen des Eozän von Helmstedt, SE-Niedersachsen.— Veröff. Übersee-Mus., **A10**: 113-118; Bremen
- RITZKOWSKI, J.P. (1991): Meeresspiegelschwankungen als Steuerungsmechanismen mariner und terrestrischer Sedimentation am Südrand des NW-Europäischen Meeres im Eozän und Oligozän. - Ein Projektvorschlag.— unveröff. Ber.: 5 S.; Göttingen
- SCHÄFER, A., UTSCHER, T., von der HOCHT, F. (1996): Klastische Sedimentsysteme im Tertiär der niederrheinischen Bucht.— Schriftenreihe des SFB 350., **64**: 113 S.; Bonn
- SEICHTER, A. (1958): Feinstratigraphische Untersuchungen mittels Sporen- und Pollenanalysen an Braunkohlen aus Nachterstedt und Königsau unter Berücksichtigung der Anwendungsmöglichkeiten von Remissionsmessungen.— unveröff. Diss. BA Freiberg: 108 S.; Freiberg
- SOMMERWERK, K. (1990): Untersuchungen an primären Sedimentgefügen und die Auswirkungen fazieller Wechsel auf hydrogeologische Parameter im obereozänen Hangendgrundwasserleiter "93" der Braunkohlenlagerstätte Merseburg-Ost.— unveröff. Dipl.-Arbeit Universität Greifswald: 143 S.; Greifswald
- STACKEBRANDT, W. (1986): Beiträge zur tektonischen Analyse ausgewählter Bruchzonen der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete (Aufrichtungszone, Flechtinger Scholle).— Veröff. ZIPE, **79**: 81 S.;
- STACKEBRANDT, W. (1989): Alpidic Reactivation of the Variscan Consolidated Lithosphere.— Z. geol. Wiss., **17** (7): 699-712; Berlin
- STANDKE, G. (1997): Die Hainer Sande im Tagebau Witznitz (Ergebnisse der geologischen Abschlußdokumentation stillgelegter Braunkohlentagebaue in Sachsen).— Mauritiana, **16** (2): 241-259; Altenburg
- STILLE, H. (1910): Die mitteldeutsche Rahmenfaltung.— Jber. Nieders. geol. Ver., **3**: 141 – 170; Hannover
- STILLE, H. (1918): Über die Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung. — Nachr. K. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Naturwiss. Klasse (1918): 1-32; Göttingen
- SUHR, P. (1982): *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN 1891 im Miozän der Lausitz.— Abh. Staatl. Mus. Geol. Mineral. Dresden: **31**, 173-176; Leipzig
- SUHR, P. (1989): Beiträge zur Ichnologie des Niederlausitzer Miozäns.— Freib. Forsch.-H., **C 436**: 93-101; Leipzig
- THOMAE, M. & SYNWOLDT, F. (1986): Regionalgeologische Betrachtungen zur Ursache von VerkieSELungen im Weißelsterbecken.— Techn. Kurzf. BKW Geiseltal, **22** (42): 11-32; Querfurt
- TRÖGER, K.-A. (1995): Die Subhercyne Oberkreide — Beziehungen zum Grundgebirge und Stellung innerhalb Europas.— Nova Acta Leopoldina, NF **71** (291): 217 - 231; Halle
- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands.— Z. dt. geol. Ges., **109** (1): 111-151; Hannover
- VAHLDIK, B.-W. (1985): Die Silberberg-Schichten (Latdorfium) im Alttertiär von Helmstedt (Niedersachsen).— Aufschluss, **36**: 125-139; Hannover
- VINKEN, R. [Herausg.] (1988): The Northwest European Tertiary Basin.— Geol. Jb., **100**: 508 S.; Hannover
- VISHER, G.S. (1969): Grain-size distributions and depositional processes.— J. Sediment. Petrol., **39**: 1074 – 1106; Tulsa
- Voigt, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete.— Z. dt. geol. Ges., **114** (1962): 378-418, Hannover
- von der HOCHT, F. (1992): Bestimmung der Evertbraten aus dem Unteroligozän von Nachterstedt.— unveröff. Bericht: 4 S.; Kerpen-Balkhausen [Archiv GLA LSA]
- WAGENBRETH, O. (1965): Zur Theorie der Randtröge und Randmulden.— Geologie, **14** (8): 931-948; Berlin
- WAGENBRETH, O. (1966): Entwurf einer abgedeckten geologischen Karte des Staßfurt-Oscherslebener Salzsattels und seiner tertiären Randsenken.— Geologie, **15** (9): 1009-1022; Berlin
- WALTEMADE, G. (1956): Feinstratigraphische Untersuchungen der Braunkohle in den Tagebauen Nachterstedt und Königsau.— unveröff. Diplomarbeit. MLU Halle: 84 S.; Halle
- WEIGELT, J. (1920): Die Mitteldeutschen Steinkohlenablagerungen. In: der tektonische Bau von Mitteldeutschland: Jb. Hall. Verb. **2**: 1-8; Halle

- WEIGELT, J. (1930): Der geologische Bau des Geiseltales.— Z. dt. geol. Ges., **82**: 507-518; Berlin
- WEIGELT, J. (1937): Die mitteldeutsche Braunkohle und ihr tektonischer Bildungsraum.— Braunkohle **36**: 601-622; Halle
- WEIßERMEL, W. (1910): Die Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Aschersleben und Ballenstedt und dem anhaltinischen Teil des Blattes Quedlinburg.— Zbl. preuß. Geol. LA, **31** (II): 550-553; Berlin
- WEIßERMEL, W. (1923): Zur Genese des deutschen Braunkohlentertiärs, besonders der mitteldeutschen Älteren Braunkohlenformation.— Z. dt. geol. Ges., **75**: 14-45; Hannover
- WEIßERMEL, W. (1926): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Preuß. Geol. LA, Lief. 217, Blatt Aschersleben: 80 S.; Berlin
- WILDE, V. (1995): Das Helmstedter Tertiär. In: (Exkursionsführer der 65. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft) — Terra Nostra, **5**: 196-216; Hildesheim
- WILLING, J. (1936): Das marine Unter- und Mitteloligozän im Subherzynen Becken.— Jb. Hall. Verb., NF **14**: 73-152; Halle
- WOLDSTEDT, P. (1926): Zur Tektonik des subherzynen Beckens.— Z. dt. geol. Ges., **76**: 183 – 201; Berlin
- WREDE, V. (1988): Der nördliche Harzrand - flache Abscherbahn oder wrench-fault-system?— Geol. Rdsch. **77** (1): 101-114; Stuttgart

Abbildungsverzeichnis

im Textteil:

Abbildung 1: Geographische Lage des Restloches Nachterstedt

Abbildung 2: Lage der Salzstrukturen im Bauplan der Subherzynen Senke

Abbildung 3: Strukturelle Entwicklung im Subherzyn

Abbildung 4: Geologischer Schnitt durch den Ascherslebener Sattel nach LÖFFLER (1962)

Abbildung 5: Paläogeographische Karten des Tertiärs

Abbildung 6: Profil durch das Teilfeld Schadeleben

Abbildung 7: Geologisches Teilprofil (Flöz I bis Flöz III)

Abbildung 8: Spurenfossil *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN (1891)

Abbildung 9: Zuordnung der Fotos in das Gesamtprofil

Abbildung 10: Übersichtsaufnahme im Bereich Innenkippe

Abbildung 11: Zentralteil des dritten Abraumschnittes

Abbildung 12: Unterkohle (Flöz I) mit deutlicher Klüftung

Abbildung 13: Unterkohle (Flöz I) mit Wurzelhorizont

Abbildung 14: Helle bis braune (schwach imprägnierte) Sande

Abbildung 15: Abschiebung (Komplex I)

Abbildung 16: Eben und schräg geschichtete Sande

Abbildung 17: Entfärbung in den Sanden des Komplexes I

Abbildung 18: Wühlbauten ohne Wandverstärkungen

Abbildung 19: Herausgewitterter Grabbau von *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN (1891)

Abbildung 20: Imprägnierte Sande mit Bauten von *Ophiomorpha*

Abbildung 21: Unregelmäßige Entfärbungen der imprägnierten Sande

Abbildung 22: Imprägnierte Sande des Komplexes I

Abbildung 23: Ausschnitt aus dem Bild oben: Geschichtete Schluffe

Abbildung 24: Erosionsbasis des Komplexes II

Abbildung 25: Sedimentgefüge wie oben, jedoch besser ausgebildete Rippelhorizonte

Abbildung 26: Entfärbte Mittelsande des Komplexes II

Abbildung 27: Entfärbte Sande innerhalb des Komplexes II

Abbildung 28: Ockerfarbene Sande im Top der Gezeitenrinne

Abbildung 29: Entfärbte Sande des Komplexes II

Abbildung 30: Gezeitenrinne im Nordosten des Profiles

Abbildung 31: Ausschnitt aus dem Bild oben: Durch Schwefelkies verstärkten Wühlbauten

Abbildung 32: Schwefelkieskonkretionen auf dem Arbeitsplanum

Abbildung 33: Flaschenförmige Konkretionen

Abbildung 34: Schwarze Decksande

Abbildung 35: Schwarze Decksande mit deutlich enger, ebener Schichtung

Abbildung 36: Durchkieselte Holzstrukturen

Abbildung 37: Quarzite in den schwarzen Decksanden

Abbildung 38: Profil des Latdorf-Äquivalents

Abbildung 39: Schematisierte Faziesabfolge eines Strandes

Abbildung 40: Zuordnung der Sedimente in das Schema nach HAQ et al. (1987)

Abbildung 41: Lage der Kohlevorkommen von Helmstedt und Nachterstedt

Abbildung 42: Lage der Kohlevorkommen der Egelner Mulden

Abbildung 43: Lage der Kohlevorkommen im Raum Halle-Merseburg

im Datenanhang:

Abbildung 44: Rinnenstruktur in der Westböschung

Abbildung 45: Rinne im Tiefschnitt

Abbildung 46: Geologisches Teilprofil vom Liegendton bis Flöz III

Abbildung 47: Geologisches Profil mit Probenahmepunkten für chemische Analysen,
TF Schadeleben, 3. Abraumschnitt, Fahrmast 146

Abbildung 48: Geologisches Profil mit Probenahmepunkten für chemische Analysen,
TF Schadeleben, 3. Abraumschnitt, Fahrmast 84

Tabellenverzeichnis

im Textteil:

Tabelle 1: Gliederung von Grund- und Deckgebirge in der Subherzynen Senke

Tabelle 2: Chrono-, Bio- und Lithostratigraphie ausgewählter tertiärer Schichtglieder

Tabelle 3: Geologisches Normalprofil für das Teilfeld Schadeleben

Tabelle 4: Korrelation der Flöze in den Teilbecken am Ascherslebener Sattel

Tabelle 5: Das Schwermineralspektrum der Sedimente nach ORTMANN (1962)

Tabelle 6: Beprobung zur Bestimmung von Dinoflagellaten

Tabelle 7: Alterseinstufung der Sedimente des Teilfeldes Schadeleben

Tabelle 8: Gliederung und Bewertung der Sedimentationszyklen

Tabelle 9: Sediment und Sedimentationsmilieu

Tabelle 10: Vergleich der Schichten der Tertiärvorkommen von Helmstedt und Nachterstedt

Tabelle 11: Schichten der Tertiärvorkommen Egelner Mulden und von Nachterstedt

Tabelle 12: Ausgewählte Schichten des Tertiärs von Halle-Merseburg

im Datenanhang:

Tabelle 13: Korngrößenbenennung (Mean) nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970)

Tabelle 14: Sedimentproben der Hauptzwischenmittelsande

Tabelle 15: Lithologie, Beschreibung und statistische Momente

Tabelle 16: Ausgewählte Ionen- und Schwermetallbestimmungen des Profiles Fahrmast 146

Tabelle 17: Ausgewählte Ionen- und Schwermetallbestimmungen des Profiles Fahrmast 84

Tabelle 18: Semiquantitative Bestimmungen der Mineralphasen

Anlagenverzeichnis

- Anlage 1: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes
- Anlage 2: Geologische Karte des Ascherslebener Sattels
- Anlage 3: Tagebau Nachterstedt – Teilfeld Schadeleben: Karte der Aufschlüsse
- Anlage 4: Stratigraphisches Profil von Nachterstedt-Schadeleben
- Anlage 5: Legende für die Geologischen Schnitte und Zeichnungen
- Anlage 6: Geologischer Schnitt A und Geologischer Schnitt B
- Anlage 7: Geologischer Schnitt C
- Anlage 8: Geologischer Schnitt D
- Anlage 9: Alterseinstufung und Vergleichsprofile

Abkürzungsverzeichnis

Abkürzungen

AS	Abraumschnitt
Abb.	Abbildung
arithmet.	arithmetisch
Bs	Buntsandstein
D	Dinoflagellaten
df	dinoflagellatenfrei
f	fluviatil
F	Foraminiferen
ff	foraminiferenfrei
FM	Fahrmast
H	Holzstücke
L+B	Lutet und Barton
Langh.	Langhian
max.	maximal
Mess.	Messinian
Mk	Muschelkalk
MThw	Mittleres Tidenhochwasser
MTnw	Mittleres Tidenniedrigwasser
P	Pyrit / Schwefelkies
Q	Quarzite
S/P	Sporomorphen / Pollen
TB	Teilbecken
tekton.	tektonisch
TF	Teilfeld
z. T.	zum Teil
zus.	zusammen

Korngrößenbezeichnungen

U	Schluff
fS	Feinsand
mS	Mittelsand
gS	Grobsand
fG	Feinkies
u	schluffig
fs	feinsandig
ms	mittelsandig
gs	grobsandig

Archive

Archiv MIBRAG	Zentralarchiv der MIBRAG / LMBV Anschrift: Lausitzer und Mitteldeutsche Bergbau-Verwaltungsgesellschaft mbH Länderbereich Sachsen-Anhalt Abteilung Öffentlichkeitsarbeit Postfach 61 06732 Bitterfeld
Archiv GLA LSA	Archiv des Geologischen Landesamtes für Sachsen-Anhalt Anschrift: Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt Köthener Straße 34 06118 Halle

Köthener Str. 8
06118 Halle

geboren am:
geboren in: Erfurt

Balaske, Peter

01.05.64

Ausbildung

09/1970 – 07/1978

Zehnklassige Allgemeinbildende Oberschule

09/1978 – 07/1982

Erweiterte Oberschule Roßleben
Abschlußprädikat (Abitur): gut

09/1982 – 07/1982

Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
Studiengang: Geologie
Abschlußprädikat (Diplomgeologe): gut

08/1987 – 02/1992

Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Forschungsstudent: Geologie / Paläontologie

11/1987 – 04/1989

Grundwehrdienst

berufliche Tätigkeit

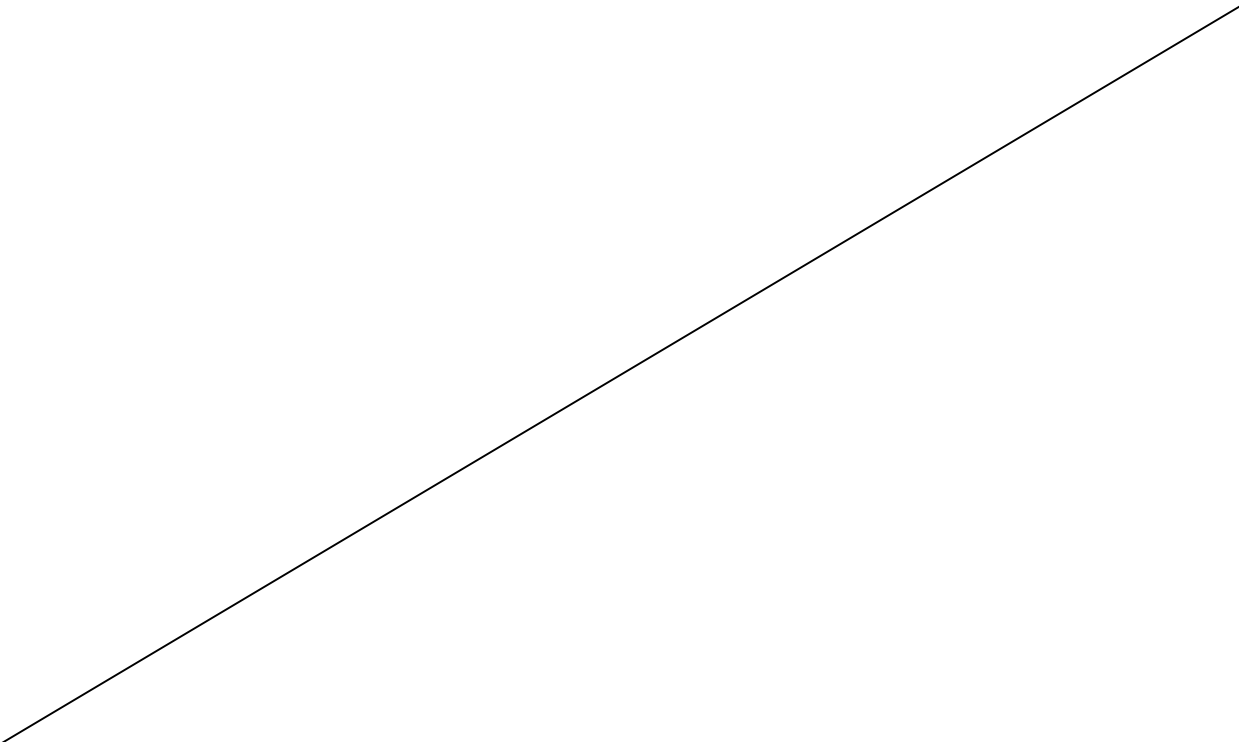
03/1992 – 06/1998

Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt
Tätigkeit:

seit 07/1998

Wissenschaftlicher Sachbearbeiter
im Referat Umweltgeologie
Wissenschaftlicher Sachbearbeiter
im Referat Geologische Grundlagen und Methodik

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG



Hiermit erkläre ich an Eides statt,
die vorliegende Arbeit ohne fremde Hilfe
und nur unter Verwendung der angegebenen Quellen verfaßt zu haben.

Halle, im April 1998

Peter Balaske

Gliederung Datenanhang

X. Datenanhang

X.1	Die Aufschlüsse des Mittel-Eozäns	S.2
X.1.1	Lage der Aufschlußpunkte	S. 2
X.1.2	Die Aufnahme im ersten Abraumschnitt	S. 3
X.1.3	Die Aufnahme an der Westböschung	S. 4
	X.1.3.1 Aufschlußbedingungen und Beschreibung	
	X.1.3.2 Die "Rinne III" der Westböschung	
	X.1.3.3 Die Erosionsrinne im Tiefschnitt	
X.1.4	Die Aufschlüsse im dritten Abraumschnitt	S. 8
	X.1.4.1 Das Profil an der Innenkippe	
	X.1.4.2 Kartierung dritter Abraumschnitt (Schnitt B – 1990)	
	X.1.4.3 Kartierung dritter Abraumschnitt (Schnitt C –1991)	
	X.1.4.4 Kartierung dritter Abraumschnitt (Schnitt D - 1994)	
X.2	Sedimentanalysen im dritten Abraumschnitt	S. 15
X.2.1	Einführung zu Untersuchungsumfang und Aussagefähigkeit	S. 15
X.2.2	Die Korngrößenanalysen	S. 15
	X.2.2.1 Einführung	
	X.2.2.2 Die Beprobung des 3. AS (1990)	
	X.2.2.3 Die Beprobung des dritten Abraumschnittes (1994)	
X.3	Chemische Beprobung des dritten Abraumschnitt	S. 22
X.3.1	Einführung zur Stichbeprobung im 3. AS	S. 22
X.3.2	Geochemisches Kurzprofil Fahrmast 146	S. 22
X.3.3	Geochemisches Kurzprofil Fahrmast 84	S. 25
X.4	Tonmineralogische Stichproben	S. 27
X.5	Der Aufschluß des Latdorf-Äquivalentes (Grünsandton)	S. 29
X.5.1	Lithologische Aufnahme	S. 29
X.5.2	Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen	S. 31
X.5.3	Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchungen	S. 31
X.5.4	Ergebnisse der makropaläontologischen Untersuchung	S. 32
X.5.5	Fossilbestimmungen (Makrofossilien)	S. 33

X.1 Die Aufschlüsse des Mittel-Eozäns

X.1.1 Lage der Aufschlußpunkte

Die angetroffenen Anschnitte der Böschungssysteme im Teilfeld Schadeleben widerspiegeln fortlaufende Zustände während des Kartierungszeitraumes. Die Abbaufigur schwenkte vom Bereich Sportplatzpfeiler entlang der Westböschung über das Teilfeld Schadeleben in Richtung des Schadelebener Grabens, ohne diesen jedoch zu erreichen. Im Teilfeld Schadeleben wurde von 1986 bis Ende 1991 durch drei Abraumschnitte das Deckgebirge abgeräumt, um das gewinnbare Unterflöz freizulegen. Nach der Einstellung der Kohlegewinnung 1991 erfolgte die Weiterführung der Abraumgewinnung im dritten Abraumschnitt bis 1993, um Füllmaterial zur Anstützung rutschungsgefährdeter Böschungen zu erhalten.

Bearbeitung erster Abraumschnitt (1. AS): Der in der Anlage 6 vorgestellte geologische Schnitt A repräsentiert den Zustand der Endböschung im äußersten Nordwesten der Grube, d.h. den Bereich nordöstlich der Bohrung 243⁸³ in der Anlage 3. Er gibt die Verhältnisse im ersten Abraumschnitt vom Juni 1990 wieder. Der Aufschluß der Endböschung wurde während der Böschungsgestaltung im Zusammenhang mit der Grubensanierung bereits eingeebnet.

Bearbeitung der Westböschung (1. bis 3. AS): Die Verhältnisse der bereits zu Beginn der Bearbeitung weitgehend verschütteten Westböschung (erster bis dritter Abraumschnitt) gestatteten keine durchgehende Aufnahme. Die Westböschung war bis zum Jahre 1988 als stabile Endböschung aufgefahren worden, so daß ihre Figur während des Bearbeitungszeitraumes nicht verändert wurde. Sie konnte deshalb zur weiträumigen Orientierung genutzt werden. Die gut erkennbaren Rinnenstrukturen ließen sich auch bei schlechten Aufschlußverhältnissen aushalten. Die Abbildungen 44 und 45 stellen kleine Strukturen dar, die der Westböschung zugeordnet wurden.

Bearbeitung dritter Abraumschnitt (3.AS): Aus der Anlage 3 ist die zeitliche Entwicklung der Grubenfigur für den dritten Abraumschnitt in dem Teilfeld Schadeleben ersichtlich. Die dokumentierten Abbaustände wurden in Anlage 3 so eingezeichnet, daß die aufgenommenen Schnitte in die Dokumentation der Tagebaufigur von 1994 mit den bereits teilweise abgeflachten Böschungen eingearbeitet werden konnten. Die in Anlage 3 in Richtung des Pfeiles "Schwenkrichtung 3. AS" eingetragenen Böschungen vom September 1990 (Schnitt B), vom Juni 1991 (Schnitt C) und vom Januar 1993 (Schnitt D) stellten die Tagebaufigur bei der Aufnahme der Anschnitte dar.

Der Beschreibung der Aufschlüsse des dritten Abraumschnittes wurde die Dokumentation des in dieser Arbeit verwendeten Standardprofils vorangestellt (vergleiche Abbildung 46) um, das Verständnis der großen Aufschlüsse zu erleichtern.

Der Schnitt B (Anlage 6) erfaßt den geologischen Aufschluß des dritten Abraumschnittes am 20.02.1990. Kartiert wurde der Abschnitt vom nordwestlichen Ende des Anschnittes bis zum Anfang der Innenkippe.

Der Schnitt C enthält die geologische Dokumentation für den Abbaustand vom Juli 1991. Die Gesamtdokumentation in der Anlage 7 wurde um Detailzeichnungen ergänzt, um die komplexen Aufschlußverhältnisse darzustellen.

Der Schnitt D (siehe Anlage 8) wurde 1994 aufgenommen und um Detailzeichnungen ergänzt. Der Geologische Bezug der 1994 ausgehaltenen Sedimente zu den Aufnahmen von 1990 und 1991 läßt sich nur bedingt herstellen, da der Aufschluß nicht im direkten Zusammenhang mit den bereits kartierten Strukturen stand.

X.1.2 Die Aufnahme im ersten Abraumschnitt

Im Juni 1990 wurden im Knick der Westböschung nach Osten im ersten Abraumschnitt die Lagerungsverhältnisse der 12 Meter mächtigen quartären und tertiären Schichten kartiert (siehe Anlage 3). Dabei wurden rund 85 Meter Profil aufgenommen, von denen 75 Meter in Anlage 6 (Schnitt A) dargestellt sind. Die Lage der Profile (Abstand etwa 10 Meter) wurden an die Fahrmasten des Abraumgleises angebunden, weshalb diese im Geologischen Schnitt eingezeichnet sind.

Im Liegenden des Profils befand sich ein im Westen zunächst drei Meter mächtiger **grauer Feinsand**, der zum Hangenden ausblich. An der Störung im Bereich des Fahrmastes 72 stieg die Mächtigkeit auf knapp 6 Meter. Der Sand war gleichmäßig, eng und eben geschichtet. An Gefügen wurden senkrechte und schräge linienförmige Entfärbungen und Wurmrohren beobachtet. Im Bereich der Fahrmasten 68 und 70 folgten über den grauen Sanden Blöcke aus **Quarziten** (eingekieselte Feinsande) bis 2 Meter Mächtigkeit, die das liegende Sediment vor weiterer Abtragung schützten. Im Bereich der Masten 74 bis 77 waren Quarzite als feste Bank ausgebildet. Im nordöstlichen Teil des Profils traten die linienförmigen Entfärbungen häufiger auf. Im Bereich des Mastes 72 waren West-Ost-streichende Störungen aufgeschlossen, an denen der südliche Teil der Sande um rund zwei Meter abgesenkt wurde.

Diese Stufe wurde von den auflagernden **quartären Kiesen** (pleistozäne Selkeschotter) ausgeglichen, so daß deren Mächtigkeit zwischen zwei und fünf Metern schwankte. Diese schräggeschichteten Kiese haben durch den Sandanteil von 30% bis 50% eine gelbe bis gebraune Färbung. Über den schräggeschichteten Kiesen lagen ungeschichtete gelbe und braune Kiese von etwa einem Meter Mächtigkeit, gefolgt von braunen Mittel- bis Grobsanden ohne erkennbare Schichtgefüge und schluffreichen Geschiebemergeln von dunkelgrauer bis graubraunblauer Farbe. Die Mächtigkeit des feinkörnigen und überwiegend sandarmen Geschiebemergels betrug rund 1,0 Meter. Überdeckt wurde er von gelben Grob- bis Feinsanden, die häufig Eiskeilpseudomorphosen und Sackungstrukturen enthielten. Ihre Mächtigkeit erreichte weniger als einen Meter. Den Abschluß des Profils bildete eine Folge von geringmächtigen **humosen (torfhaltigen) dunklen Schluffen** ohne erkennbare Gefügemerkmale, einem **dunkelgrauen gefügelosen Geschiebemergel**, partiell bedeckt von hellen Sanden und einer **Torfschicht**. Die Torfschicht repräsentiert den ehemaligen Seeboden.

X.1.3 Die Aufnahme an der Westböschung

X.1.3.1 Aufschlußbedingungen und Beschreibung der Sedimente

Über der massigen schwarzen Kohle des Flözes I (Unterkohle) setzte das Zwischenmittel mit einem grünen, schluff- und tonführenden marmorierten Feinsand mit Grobsand und Kies ein. In diesem "Basissand" konnte Glaukonit röntgenographisch nachgewiesen werden. Der Basissand war an der gesamten Westböschung aufgeschlossen.

Über den Basissanden folgten überwiegend helle (ockerfarbene bis braune), fein- bis grobkörnige Sande, die gelegentlich Schlufflagen und -fetzen aufwiesen, andererseits auch Lagen mit höherem Kiesanteil. Die einzelnen Sandschichten hatten Mächtigkeiten zwischen 2 und 100 Zentimeter. Schichtmächtigkeiten zwischen 5 und 30 Zentimeter dominierten. Einzelne Schichten ließen sich auf Grund der extrem schlechten Aufschlußverhältnisse nur in geringer vertikaler Erstreckung nachweisen. Der Schluff im Sedimentpaket war häufig schwarz gefärbt. Im Hangenden der Schlufflagen überwogen in den Sanden dunkle Farben (dunkelocker bis braun).

An Gefügen wurden besonders häufig ebene und schräge, mittel- und kleindimensionale Schichtungen beobachtet. Einzelne Schichten wiesen an der Basis Grobsandlagen oder Kiesbänder auf und lagerten dann diskordant über der liegenden Schicht. Die Sande waren teilweise intensiv verwühlt. Die Grabbauten wurden nach SUHR (1989) Decapoden [*Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN (1891)] zugeordnet.

Besondere Aufmerksamkeit wurde den deutlich ausgebildeten Erosionsrinnen gewidmet. Diese Strukturen schnitten sich (aus einem einheitlichen Niveau) bis zu vier Meter tief ein. Sie besaßen eine deutliche Geröllführung an der Basis. Die Gerölle bestanden aus verfestigtem schwarzem Feinsand (Durchmesser zwischen 5 und 40 Zentimeter häufig, selten über 100 Zentimeter, teilweise gut gerundet, hoher Anteil an dispersem Kohlenstoff, helle Glimmer erkennbar), schwarzem Schluff (tonig, feinsandig, fetzenförmig), braunem Schluff (feinsandig, nicht gerundet). Das Geröllspektrum ist typisch für die Rinnen der Westböschung. Sie wiesen überwiegend mäßige Rundung auf. Ausgegrabene und in der Sonne getrocknete Gerölle aus schwarzem Feinsand erreichten eine hohe mechanische Widerstandsfähigkeit, so daß sie bei Annahme von Starkregen in trockenen Gebieten kurzzeitig über längere Strecken der Zerstörung beim Transport widerstehen könnten. Die Größe der Gerölle und deren nur mäßige Rundung deutet aber auf geringe Umlagerungen in episodischen Rinnen hin. Weiterhin wurden braune, gebänderte Schluffkörper beobachtet. Sie wurden bis zwei Meter mächtig und wiesen seitliche Erstreckungen bis vier Meter auf. Im oberen Teil der Rinnen nahm der Geröllanteil ab; es dominierten hellbraune bis braungraue Grobsande (stark feinkiesig). Die Rinnen enthielten im Zentralteil teilweise Feinkieslagen (vorwiegend Milchquarze) bis zwei Meter Mächtigkeit.

Die Merkmale von gezeitenbedingten Rinnen, wie bogige Anlagerungen von Sandlaminen und von Schlufffetzen, die Führung von Treibholz und die Ausbildung von Ichnofossilien fehlten. Die Rinnen wurden auf Grund der Führung grober Gerölle, der Führung von Feinkies und der Ausbildung großer Schluffpakete als Absätze eines Flusses während einer Landphase gedeutet. Sie entstanden bei vermutlich niederschlagsreichen Sturmereignissen. Peilungen an den Rinnenachsen deuteten den Verlauf zum Beckenzentrum (Teilbecken Nachterstedt-Frose) an.

Im Hangenden der Rinnen wurden eingekieselte Sande (Quarzite) beobachtet. Außerdem traten durch Pyrit verfestigte Sande auf. Diese Verfestigungen standen offensichtlich im Zusammenhang mit den Rinnen (als Transportwege für Wässer), möglicherweise bewirkten nach GRIMM (1962) salinare, sulfatreiche Lösungen die Ausfällung von Kieselsäure (Quarzite). Über den hellen, rinnenführenden Sanden von maximal 20 Meter Mächtigkeit lagerten etwa 15 Meter mächtige braune fein- bis mittelkörnige Sande mit mitteldimensionaler, bogiger Schrägschichtung. Darüber folgten gelbe Kiese des Quartärs.

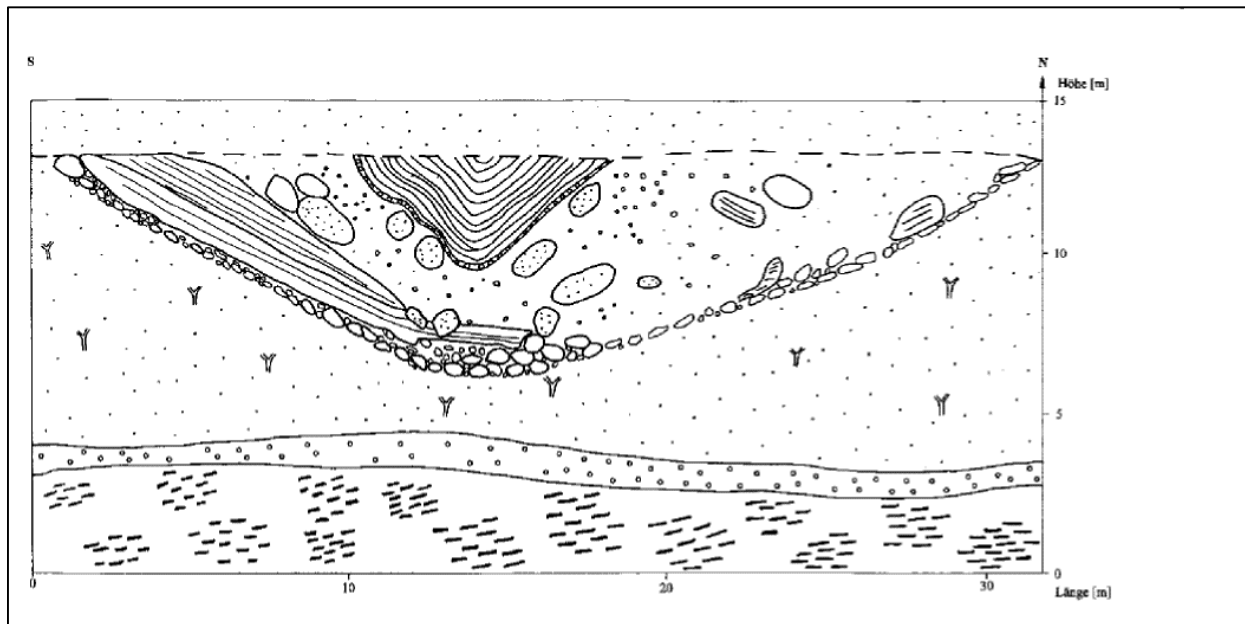


Abb. 44: Rinnenstruktur in der Westböschung (Lage: siehe Anlage 3)

Legende:

	Kohle		Kies (lagenförmig)
	Schluff (gebändert)		Geröll (schwarz)
	Sand		Geröll
	Kies		Spurenfossilien

Die Rinne III der Westböschung konnte auf Grund ihrer geringen Größe vollständig kartiert werden. Sie befand sich innerhalb der hellgelben bis weißen, glimmerhaltigen Feinsande mit Wühlspuren von *Ophiomorpha* (Hauptmittelsande), welche über einem geringmächtigen Kies (0,1 bis 0,3 Meter mächtig) der Kohle des Flözes I auflagerten. Die Rinne strich - nach Peilungen der Schluffpackung im Rinnenzentrum - in Richtung SO, etwa rechtwinklig zur Westböschung. Sie erreichte mit ca. 30 Metern ihre größte Ausdehnung und mit rund fünf Metern in der Rinnenmitte ihre größte Teufe. Die Rinne war erosiv in die unterlagernden Sande eingeschnitten. An den Flanken der Rinne ließ sich eine mit wenigen Grobsand- bzw. Feinkiesgeröllen belegte Erosionsfläche bis zu den anderen Rinnenstrukturen verfolgen.

Die Rinne war nahezu symmetrisch ausgebildet. Ihre Füllung belegte ein ungleichmäßiges Strömungsregime durch eine Blockpackung von 0,05 Meter bis 1,0 Meter mächtigen Geröllen aus leicht verbackenem, schwarzem (kohlehaltigem) Feinsand mit einzelnen kleineren Tongeröllen. Im Süden lagerten vom Top bis zum Rinnentiefsten zwei Schluffpackungen aus grauem bis schwarzgrauem Schluff auf.

Die Basis des unteren Schluffpaketes paßte sich den Geröllen der Blocklage und deren Oberflächen an. Im Zentrum der Rinne waren einzelne Blöcke aus schwarzem Feinsand in die Schluffe eingesunken. Gefüge, die ein Abgleiten der Schluffe von (erodierten) Hängen belegten (Vermischung an der Basis, eindeutige Aufschiebung von Blöcken vor den Paketen an der Rinnenbasis), konnten nicht beobachtet werden und widersprächen den Schichtungen parallel zur Rinnenbasis. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei den Schluffen um Ablagerungen von Sed-

mentfracht auf der strömungsarmen (Lee-) Seite des Flusses (point bar). An der Rinnenbasis wurden kleinere Holzstücke (Durchmesser bis 1 Zentimeter) aufgesammelt.

Auf der Nordflanke der Rinne lagerten ungeschichtete fein- und mittelsandige Grobsande mit einem Kiesanteil von rund 10% und einzelnen Blöcken aus Ton, schwarzem Feinsand und (verbackenem, weißen) Kies, die nach Süden hin die Schluffe überdeckten. Die Sande belegen ein energiereicheres Transportregime als die Schluffe. Die wenig gerundeten Blöcke sprechen für kurze Transportwege, aber erhebliche Transportenergie, wie sie zum Beispiel beim Abströmen episodischer Starkregen durch Flüsse von einer ansonsten niederschlagsarmen Ebene zu erwarten sind.

Im Top war eine kleinere Rinne ausgebildet, die mit einer Kieslage an ihrer Basis einsetzte und sich den Konturen der unterlagernden Blöcke anpassend bis zum Top der großen Rinne erstreckte. Die beobachtete "Anpassung" an die Konturen der Blöcke ist vermutlich postsedimentär (setzungsbedingt) entstanden.

Die Füllung bestand aus sehr gut geschichteten, dunkelgrauen bis dunkelbraunen Schluffen mit einer Kieslage an der Basis. Die Schluffe sprechen für ein ruhiges Sedimentationsmilieu, z.B. einen verlandenden Flußarm mit geringem Strömungsregime. Solche Verlandungen bilden den Abschluß in der Entwicklung eines Flußlaufes. Es erscheinen Interpretationen als "verlandender Restlauf" oder als Reaktivierung eines (älteren) Flußlaufes bei erneuter kurzzeitiger Wasserzufuhr möglich.

X.1.3.3 Die Erosionsrinne im Tiefschnitt

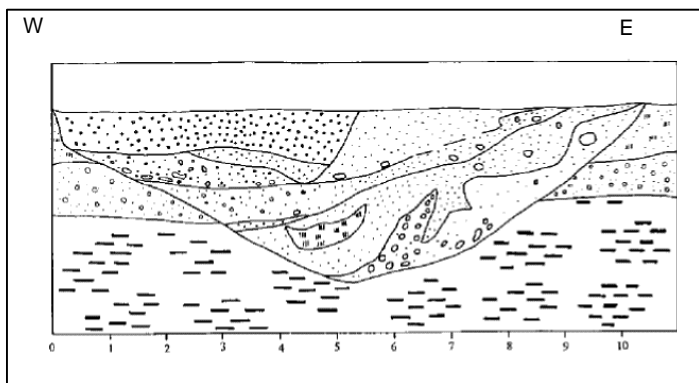


Abbildung 45: Rinne im Tiefschnitt (Lage: siehe Anlage 3)

Legende:

	Kohle		Schluff		Kies
	Sand (schluffig)		Sand		Geröll

Im Zuge der Gewinnung von Füllmaterial wurde im Teilfeld Schadeleben 1991 ein Grabeneinschnitt (Tiefschnitt 315) aufgeföhren. In diesem Einschnitt war eine Rinnenstruktur aufgeschloßen. Die Achse der Rinne verläuft etwa senkrecht zum Anschnitt.

Der obere Teil der Rinne war bereits abgetragen, weshalb nur der tiefste Teil einer größeren Rinne aufgenommen wurde. Die Rinne reichte vom Planum des dritten Abraumschnittes etwa vier Meter tief in das Liegende hinein. An der Basis war die Rinne bis 1,5 Meter tief in das Flöz I eingeschnitten. Die schwarze Kohle war stark klüftig, stark vergelt und von gelben Bändern durchzogen. Die Kohle enthielt Stücke von Xyliten.

Die Rinnenbasis wurde im östlichen Teil der Rinne von einem **grünlichen Grobsand mit Geröllen** aus Ton (braun, grau) bis 20 Zentimeter Durchmesser gebildet, einem "Tonkonglomerat". Das Tonkonglomerat fehlte im westlichen Teil der Rinne. Die Gerölle dominierten an der Rinnenbasis und nahmen zum Hangenden hin ab. Die Oberfläche des Tonkonglomerates war stark unregelmäßig ausgebildet und wirkte erodiert.

Über diesem Tonkonglomerat folgte ein **grauer Grobsand** in wechselnden Mächtigkeiten bis maximal 30 Zentimeter. Er bestand aus (schlecht gerundeten) Körnern von klaren Quarzen und Milchquarzen, deren Korngrößen zwischen 0,2 Millimeter und 0,4 Millimeter schwankte und selten 2,0 Millimeter erreichte. Der Sand war ungeschichtet und gefügelos.

Auf dem nach Westen geneigten Top der grauen Sande lagerte ein **gelblicher bis grünlicher Mittelsand**. Die Kornfraktion von 0,1 Millimeter bis 0,2 Millimeter überwog im Sediment vor den Grobsand- und Feinkiesanteilen mit 0,2 Millimeter bis 0,4 Millimeter Durchmesser. Die größeren Körner bestanden aus Milchquarzen und klaren Quarzen, die einen grünlichen (tonigen) Überzug aufwiesen.

Im westlichen Teil der Rinne befand sich eine in die gelblich bis grünen Mittelsande eingeschnittene **Kleinrinne**. Diese Teilstruktur im Aufschluß erstreckte sich rund fünf Meter in Ost-West-Richtung und erreichte 1,5 Meter Tiefe. An ihrer Basis lagerte Grobsand bis **Mittelkies mit Grobkieskörnern** bis vier Zentimeter Durchmesser. Bei den Kieskörnern handelte es sich um scharfkantige Milchquarzkörner, die meist stengelig ausgebildet waren. Die Oberflächen der Quarzkörner waren meist angelöst, wodurch scharfe Kanten entstanden. Diese Milchquarze wurden von den Bergleuten als "Splitterkiese" bezeichnet. Die hier vorgefundenen Kiese stellten Umlagerungen der Körner dar. Die Milchquarzkörner traten in den tieferen Teilen der Hauptmittelsande (Komplex I) häufig auf und wurden als Strand- bzw. Brandungsgerölle angesprochen. In den Rinnen wurden sie angereichert. Postsedimentär fungierten sie vermutlich als Bereiche mit erhöhten Wasserwegsamkeiten. Im Bereich der Rinnen akkumulierte Splitterkiese waren häufig mit Pyrit und / oder Quarz zu "Quarzitbänken" verbacken. Die Ausfällung von Kieselsäure in Sedimenten erfolgt nach GRIMM (1962) in salinar beeinflussten Sedimenten, d.h. bei Hinzutritt hochsalinarer (vorwiegend sulfatreicher) Lösungen. Als Lieferanten solcher Lösungen können im Umfeld des Ascherslebener Sattels die (subbrodierten) Salze des Salzstockes in Betracht kommen. Andererseits bestehen in abgeschnürten Buchten Bedingungen zur Entstehung hochkonzentrierter Lösungen. Die Kieselsäureausfällung erfolgte als "Einkieselung" (Ausfüllen der Hohlräume) nach LANDMESSER (1995).

Nur partiell lagerte dem milchquarzführenden Sand ein **ockerfarbener Feinsand** mit Geröllen aus graugrünlichem Ton und Kohlestücken bis drei Zentimeter auf. Der Sand wies keine Schichtungsgefüge auf. Die Kohlestücke belegen nach Ansicht des Bearbeiters die Heranführung des Materials aus höherliegenden Randbereichen des Beckens (Moor). Weiterhin wurden hellockerfarbene bis mittelbraune Tongerölle bis fünf Zentimeter Durchmesser aufgefunden, die inkohlte Reste von Blättern und Stengeln enthielten.

Im Bereich des Tops der Kleinrinne fand sich ein etwa ein Meter mächtiger, **gefügeloser "Splitterkies"** aus scharfkantigen, mittelkiesgroßen Milchquarzen. Er enthielt braune Tongerölle bis fünf Zentimeter Durchmesser und schluffige Partien. Die Kiese bezeugen ein energiereiches Transportregime. Die offensichtlich vorhandenen feineren Bestandteile (Feinsande, Schluffe) wurden vermutlich weiter in das Beckenzentrum verfrachtet.

Die Rinne wird als fluviatile Bildung bewertet. Sie wurde mehrfach (mindestens zweifach) reaktiviert. Die Korngrößen der am Aufbau der Rinne beteiligten Sedimente belegen hohe Transportenergien. Die Rinne wird deshalb als episodischer Flußlauf in einer trockenliegenden, niederschlagsarmen Ebene bewertet.

X.1.4 Die Aufschlüsse im dritten Abraumschnitt

X.1.4.1 Das Profil an der Innenkippe

(Geologisches Teilprofil der Anlage 4)

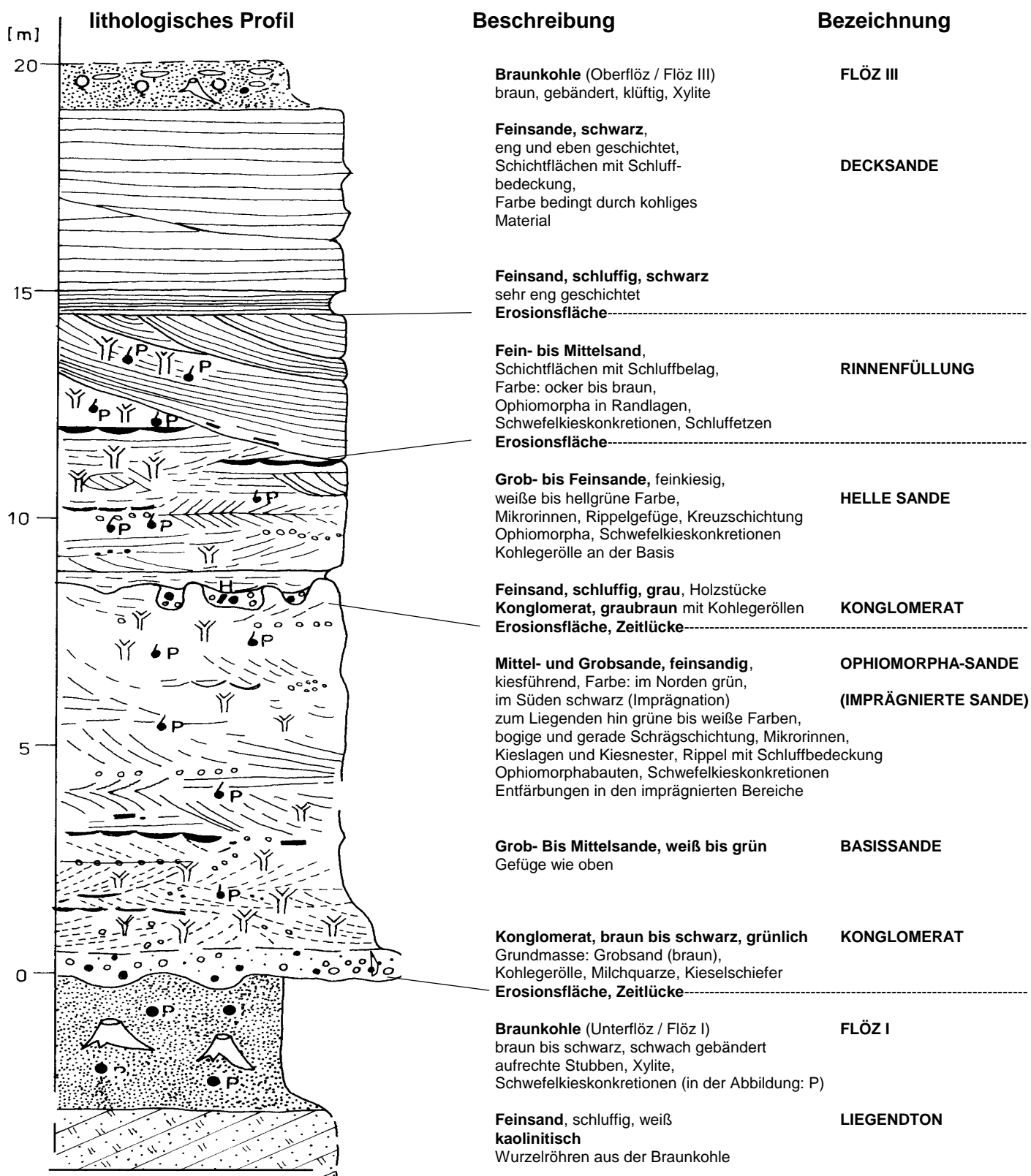


Abb. 46: Geologisches Teilprofil vom Liegendton bis Flöz III (siehe Abb. 7)

verwendete Abkürzung: H lies: Holzstücke

Das Profil an der Innenkippe gestattet die Beschreibung der Klastika der Hauptmittel, weshalb es als geologisches Standardprofil verwendet wird. Die Abbildung 46 wurde um die Beschreibung der Sedimente und deren Gefüge ergänzt. Das 1990 bearbeitete Profil befand sich im 3. Abtauchschnitt im Bereich des Überganges zur Innenkippe (siehe Schnitt B).

Das geologische Profil ist mehrfach durch Erosionsflächen geteilt, welche die einzelnen Schichten in der Mächtigkeit reduzierten oder vermutlich völlig ausräumten. Besonders markante Erosionslücken befinden sich an der Basis der Hauptmittel-Folge 1 (Komplex I: Konglomerat, Basisande einschließlich der imprägnierten Sande, *Ophiomorphasande*), an der Basis der Hauptmittel-Folge 2 (Komplex II: Konglomerat, helle Sande, Rinnenfüllung) und an der Basis der Decksande.

Die Rinne ist erosiv in die Hauptmittel-Folge 2 eingeschnitten, ohne jedoch die gesamte Profillänge einzunehmen. Da sie faziell der marin geprägten Hauptmittel-Folge 2 zugeordnet wird und die im Ostsüdosten anstehenden Sande des Komplexes II kappt, wird die Erosionsfläche an ihrer Basis als untergeordnet gewertet. Die Erosionsfläche an der Basis der Decksande war wiederum über das ganze Profil zu verfolgen.

Die Braunkohle (Flöz I) war im Teilfeld Schadeleben mit maximal vier Meter Mächtigkeit aufgeschlossen. Sie stand im Bereich der Aufschlüsse etwa 1,5 bis 3,0 Meter unter dem Aufarbeitungshorizont (dem "**Konglomerat**") und den rund drei Meter mächtigen Sanden an der Basis des klastischen Profils an. Auf Grund ihrer Position werden diese Sande im folgenden Text als "**Basissande**" bezeichnet. Im westnordwestlichen Bereich konnte die Aufarbeitung der liegenden Braunkohle beobachtet werden, die grob gerundeten Gerölle der Kohle fanden sich im Basissand wieder. Der grobsandige, feinkiesführende Mittelsand enthielt geringe Anteile von Ton (Schlieren, Flatschen). Das intensiv grüngefärbte Sediment wies Bioturbationen auf und wurde deshalb als entschichtet bewertet. Die beobachteten Grobsand- und Feinkieslagen im Sediment belegen zeitweilig höhere Transportenergien bzw. Aufarbeitungsphasen während der Sedimentbildung, sie wurden deshalb als Tempestite gedeutet.

Die auflagernden "**braunen Sande**" waren nur im ostsüdöstlichen des Profils (bei einer Mächtigkeit von rund einem Meter) aushaltbar. Die Färbung der Sande (wahrscheinlich durch Humingele) erfolgte aus dem Hangenden. Nach Norden hin verblaßte die braune Färbung. Sie ging in grüne und hellgelbgrüne (partiell bis weiße) Farben über. Es wurden bogige und ebene Schrägschichtungen beobachtet. Die Laminen der Schichtungen fielen flach nach Süden ein. Die Sande waren teilweise intensiv verwühlt.

Ein deutlicher Farbwechsel zu intensiv schwarzer Farbe grenzte die folgenden **feinsandigen Mittelsande** zum Liegenden hin ab. Die an einigen Stellen gebleichten Sande gingen dort in braune und graue Farben über. In den gebleichten Bereichen waren bogige Schrägschichtungen, sowie vereinzelte Rippelgefüge und häufig Bioturbationen erkennbar. In den durch dispersen Kohlenstoff (Humingele), vermutlich aus dem Hangenden, schwarz gefärbten Bereichen konnten keine Gefüge beobachtet werden. Der obere Teil der rund drei Meter mächtigen Sande war erodiert, wobei eine deutlich auszumachende "buckelige Oberfläche" modelliert wurde. Deshalb wurden die Sande zunächst als "Buckelsande" benannt, im Folgenden werden sie als "Imprägnierte Sande" bezeichnet. Die schwarze Farbe verblaßte nach Westnordwesten hin und geht in grüne bis grüngelbweiße Farben über ("*Ophiomorpha*-Sande").

Nur in den Taschen der schwarzen Sande traten das **graubraune Konglomerat** (schlecht sortierter Mittelsand) mit Geröllen aus Kohle und schwarzem Feinsand sowie die "**Füllsande**" auf. Letztere waren als ockerfarbene, schluffige, glimmerhaltige Feinsande ausgebildet, die ebene und schwach bogige Schrägschichtungen enthielten. Im Westnordwesten des Profils wurden die bisher beschriebenen Bildungen bei blasser werdenden Farben mit ihren Besonderheiten als "Komplex I" zusammengefaßt.

Vom Liegenden durch eine über das ganze Profil auszuhaltende Erosionsdiskordanz getrennt, folgten im Profil grüngelbe bis ockerfarbene Fein- bis Grobsande, deren Farben nach Norden in grün und weiß wechselten. Sie wurden vom Bearbeiter als "**Helle Sande**" bezeichnet. An der Basis führten die Sande vereinzelt Gerölle der schwarzen Sande und von Braunkohle; letztere vermutlich aus dem erodierten Zwischenflöz (Flöz II).

Die Sande enthielten an Gefügen: Wechsellagerungen von Feinsand-Schluff-Lagen mit Grobsand-Feinkies-Lagen, ebene und gekappte Schrägschichtungslaminen, Grob- und Feinsandlagen; im Westen des Profils Rippelgefüge mit Schluffbedeckung, deutliche Wühlbauten von *Ophiomorpha* und teilweise pyritisierte Wohnbauten des gleichen Erzeugers.

Die Sande führten Feinkiesgerölle und fetzenförmige Gerölle aus Schluff. Auf Grund ihres Gefügeinventars wurden die Sande als Bildungen eines flachen und gezeitenbeeinflussten Sedimentationsraumes angesprochen. Die Sande wurden in den schluffführenden Bereichen fester. Im Ostsüdosten erreichten die Sande eine Mächtigkeit von 1,0 bis 1,5 Metern. Im Westnordwesten des Profils betrug die Mächtigkeit rund 6,0 Meter, da die in das Hangende eingeschnittenen Schichtglieder ("Rinnenfüllung" und "braune Wurmsande") dort fehlten. Nur im Ostsüdosten des Profils waren zyklische Ablagerungen von braunen Fein- bis Mittelsanden und mittelbraunen Schluffen in die liegenden ockerfarbenen Sande eingeschnitten. Die Wechsellagerung stellte die Füllung einer Rinne dar, die ca. 50 Meter westnordwestlich auskeilte. Diese Sedimente werden auf Grund ihrer Position im Profil als "**Rinnenfüllung**" bezeichnet. Die Schlufflagen erreichten selten mehr als fünf Zentimeter Stärke, die Sandlagen schwankten in ihrer Mächtigkeit zwischen 10 und 25 Zentimetern. Die Sandlagen enthielten kleindimensionale Schrägschichtungen und Rippelgefüge. *Ophiomorpha*-Bauten wurden besonders häufig am Rinnenrand beobachtet. Im Hangenden der Wechsellagerung folgten rund 0,7 Meter mächtige braune, intensiv verwühlte, d.h. entschichtete Sande. Sie enthielten deutlich erkennbare serkrecht Wühlbauten. Die Sande wurden zunächst als "braune Wurmsande" bezeichnet. Sie werden aber im Folgenden als "verwühlte Sande im Top der Rinne" umschrieben.

Über das gesamte Profil erstreckt sich die Verbreitung eines rund 3,5m mächtigen, durch dispersen Kohlenstoff schwarz gefärbten Feinsandes, der "**schwarzer Decksand**" benannt wurde. Obwohl die Sedimente in ihrer Mächtigkeit durch den Freischnitt des 2. Abraumsplanums bereits reduziert waren, konnte noch beobachtet werden, daß einzelne ca. fünf Zentimeter mächtige Lagen stärker kohlehaltig ausgebildet waren.

X.1.4.2 Kartierung dritter Abraumschnitt (Schnitt B – 1990)

Im 3. Abraumschnitt waren im Februar 1990, auf ca. 80 Meter Profillänge, Teile des Zwischenmittels I aufgeschlossen. Es wurde eine Übersichtskartierung (Anlage 6) durchgeführt.

Über der Braunkohle stand ein **gefügeloser, sandiger Feinkies** mit Geröllen der liegenden Kohle an. An Komponenten der Kiesfraktion fielen besonders Milchquarze und scharfe Bruchstücke von Kieselschiefer auf. Die im Feinkies enthaltenen Kohlebrocken belegten die Erosion des Hangenden der Kohle. Die Kieskomponenten wiesen einen schluffig tonigen Überzug auf, in dessen feinen Bestandteilen Glaukonit nachgewiesen wurde. Zum Hangenden nahm der Sandanteil zu. Die Oberflächen der meist schlecht gerundeten Quarzkörner besaßen deutliche Schlagmarken.

Die hangenden **grünen, marmorierten (grob- und feinsandigen) Mittelsande** wiesen überwiegend gut bis mäßig gerundete Körner auf. Etwa 25% der Körner besaßen stark glänzende Oberflächen und rund 75% der Körner matte Oberflächen (kleine Schlagmarken). Glaukonit konnte in der feinen Fraktion nachgewiesen werden. Das Auftreten von Glaukonit zusammen mit einer Marmorierung der Sande (die der Grabtätigkeit von Bodenbewohnern zugeordnet wird) spricht (möglicherweise) für die Bildung im marinen Bereich, da beide Merkmale für fluviatile Verhältnisse untypisch sind.

Über den als "Basissande" bezeichneten marinen Bildungen wurden **hellbraune, grobsandige Mittelsande** aus überwiegend klaren Quarzen mit gut bis mittelmäßig gerundeten Körnern sedimentiert. Die Sande waren oft mit Schwefelkies verbacken; einzelne Schwefelkieskonkretionen im Millimeterbereich kamen häufig vor. Schluff trat in Form von Lagen und Fetzen auf. An Gefügen wurden mitteldimensionale Schrägschichtungsgefüge und Rippelgefüge beobachtet.

Über diesem Sand folgte ein **hellgrauer bis schmutzigweißer Mittel- bis Feinsand** mit schwach erkennbarer mitteldimensionaler, bogiger Schrägschichtung. In diese Sande hatten sich aus dem Hangenden zwei Rinnen eingeschnitten. An der Basis der westlicheren Rh-

ne war ein Kies ausgebildet, der Gerölle aus schwarzem Feinsand (Durchmesser bis maximal 1,5 Meter) und Braunkohlenstücke enthielt. Wo die großen Gerölle fehlten, etwa in der Mitte der Rinne, standen Fein- bis Mittelkiese aus milchigen Quarzen an. Scharfkantige Kiesel-schieferbruchstücke und Milchquarze in der Kiesfraktion fielen besonders auf. Genarbte Kornoberflächen konnten oft erkannt werden. Die Körner waren schwach kantengerundet, häufig auch scharfkantig zerbrochen.

Im Hangenden war ein mittelkörniger Grobsand von brauner Farbe ausgebildet. Die Sande bestanden überwiegend aus wenig gerundeten Gesteinsbruchstücken und Milchquarzen. Etwa 20% der Körner stellten gut gerundete, klare Quarze dar. Die Komponenten sind sehr wahrscheinlich umgelagert (Resedimentation), d.h. das Sediment ist keine primäre Bildung. Im ostsüdöstlichen Randbereich der westlicheren Rinne und in ihrem Hangenden traten Lagen aus braunem Schluff mit stärker sandigen Lagen auf, die für eine Verflachung der Rinne sprechen. Kleine Pflanzenhäckseln waren deutlich erkennbar. Die Füllung der östlicher gelegenen Rinne bestand vollständig aus den gebänderten Schluffen.

Die Rinnen werden als fluviatile Bildungen angesehen, deren Schluffpackung im Hangenden auf allmähliche Verflachung hinweist. Die Größe der Gerölle an der Basis der westlichen Rinne deutet (möglicherweise) auf ein temporäres Ereignis (Abfluß eines Starkregens auf einer Landoberfläche) hin.

X.1.4.3 Kartierung dritter Abraumschnitt (Schnitt C –1991)

Im März bis Juli 1991 war im dritten Abraumschnitt ein rund 450 Meter langes Profil aufgeschlossen. Bedingt durch das Schwenken der Abbaufigur zeigte das Profil in Nord-Süd-Erstreckung. Der Aufschluß wurde vermessen und im Bereich der Profile freigelegt; in der Anlage 7 sind deshalb nur im Bereich der Profile die Sedimentstrukturen eingetragen. In den verwitterten Bereichen wurden nur die erkennbaren Schichtgrenzen durchgezogen. An Stelle einer umfangreichen Textbeschreibung ergänzen repräsentative Detailprofile die Gesamtdarstellung des Aufschlusses. Die Profile wurden an die markierten Fahrmasten des Gleises für den Abraumbetrieb angehängt, was den Bezug zum bergmännischen Reißwerk ermöglichte.

Die im Norden des Profils zwei Meter mächtig aufgeschlossene braune, feinstückige Kohle des **Flözes I (Unterkohle)** war das älteste im Gesamtprofil aufgeschlossene Sediment. Die Kohle wurde von einem rund 0,5 Meter mächtigen **Aufarbeitungskonglomerat** überdeckt. Der braune Grobsand bis Feinkies enthielt Gerölle der Kohle im Liegenden (rund 5 Zentimeter Durchmesser) und rund 20% scharfkantige, meist stenglige Milchquarzkörner, sowie vereinzelt gut gerundete Kiesel-schiefergerölle. Kohle und Aufarbeitungshorizont tauchten im Verlauf des Profils nach Süden hin in Richtung des Beckentiefsten ab.

Darüber folgen rund 1,5 Meter mächtige **Fein- bis Mittelsande des Hauptzwischenmittels**, deren Farben unabhängig von den Schichtgrenzen in hellgrüner, hellbrauner und weißer Farbe variierten. Das ungeschichtete, verwühlte Sediment wies neben den undeutlichen Wühlspuren keine weiteren primären Sedimentgefüge auf. Im nördlichen Bereich des Profils waren in den Hauptmittelsanden zwei übereinanderliegende **Rinnenstrukturen** aufgeschlossen. Die untere Rinne besaß an ihrer Basis eine rund 30 Zentimeter mächtige Kieslage, über der braune Sande und gebänderte Schluffe (mit Pflanzenhäckseln in den helleren sandigen Lagen) lagerten. Die obere Rinne schnitt sich in die darunter liegende Rinne ein. Sie bestand aus braunen, schluffigen Sanden. Die beide Rinnen trennende Diskordanz war über das gesamte Profil nach Süden zu verfolgen. Im Verlauf des Stoßes nahm die Mächtigkeit des Profils nach Süden abbaubedingt zu. Insgesamt ruhige Lagerungsverhältnisse dominierten in den an die Rinnen südlich anschließenden 200 Metern des Profils zwischen den Fahrmasten 105/135 und 93/107. Die Hauptzwischenmittelsande wurden auch in diesem Aufschlußteil durch die Diskordanz in zwei sedimentäre Komplexe geteilt.

Die Basis von Komplex II enthielt höhere Ton- und Schluffanteile (und wies deshalb eine stärkere grüne Färbung auf). Im Norden der Aufschlüsse herrschten intensive grüne Farben vor. Sackungsstrukturen (slumping-structures) wurden häufig beobachtet. Sie waren an Durchbiegungen der zwischengeschalteten tonreicheren Schichten mit intensiver Grünfärbung (Glaukonit) erkennbar. Die Strukturen wiesen horizontale Ausdehnungen von ein bis zwei Metern und eine relativ einheitliche vertikale Ausdehnung von rund einem Meter auf. Die häufig beobachteten Sackungsstrukturen wurden durch syn- und postsedimentäre Entwässerung der Sedimente bedingt.

Im Verlauf des Profils nach Süden hin traten im Komplex II stärkere, durch ein reiches Gefügeinventar bewirkte Differenzierungen des Sedimentpaketes auf. Im Norden besaßen die unteren Feinsande im tieferen Teil überwiegend hellgrüne Farben, die nach Süden hin in braune und weiße Farbtöne übergingen. Letztere fanden sich in Sedimentlagen ohne Feinklastika. Der Farbwechsel ist nach dem Geländebefund und Laborbefunden an die feinklastischen Sedimentanteile gebunden. Die nach Süden intensiver wirkende braune Färbung wird durch Einwirkung (Infiltration von Huminstoffen) aus dem Hangenden hervorgerufen. Die grüne Färbung wird deshalb als primäre Farbe gewertet.

In diesen unteren, sehr gleichkörnigen Feinsanden wurde eine intensive Verwühlung beobachtet. Als Verursacher der Bioturbationen wird *Ophiomorpha* angesprochen. Lokal waren in diesen Sanden weiße Grobsandlagen, Kiesbänder und Schlufflagen eingeschaltet, die jedoch nur wenige Meter aushielten. Erst im Bereich des nördlichen Profilsendes zeigten sich in den unteren Sanden einzelne cross-laminations. Zu den Sedimentstrukturen im Komplex I zählte weiterhin die zwischen den Fahrmasten 103/135 und 128 aufgeschlossene flache Rinnenstruktur, welche sich von der Diskordanz im Top der unteren Feinsande her maximal ein Meter tief eingeschnitten hatte. Die Rinne war mit braunen, teilweise blättrigen Schluffen gefüllt.

Im Norden besaß der grün gefärbte Feinsand des Komplexes II oberhalb der Diskordanz zunächst nur undeutliche Sackungsstrukturen (im Bereich des Fahrmastes 128). Die fazielle Differenzierung im Komplex II war erst im weiteren Verlauf des Profils nach Süden erkennbar. Das Profil Fahrmast 128 wies im Komplex II, über den zwei Meter mächtigen, braunen und ockerfarbenen mittelsandigen Feinsanden des Komplexes I, Sackungsstrukturen, deutliche Wühlbauten von *Ophiomorpha* und Rippelstrukturen auf. Die Rippeln saßen weißen, gröberen Sandlagen von 10 bis 15 Zentimeter Stärke auf, erreichten rund 10 Zentimeter Höhe und wurden von geringmächtigen braunen Schlufflagen bedeckt. Es wurden Einzelrippeln und Rippelflächen beobachtet, weiterhin cross-laminations (siehe Kapitel 3, S. 26-28). Nach Süden hin überwogen die Rippelflächen gegenüber den Einzelrippeln (siehe Kapitel 3, S. 19, Abb. 11).

Die Diskordanz zwischen den Sedimentkomplexen I und II lag in diesem Profilbereich zwischen fünf und sechs Metern über der Unterkante des Aufschlusses. Im Bereich des Profils Fahrmast 36/110 konnte der Komplex II bereits in einen vier Meter mächtigen ockerfarbenen Bereich mit Sink-Strukturen (slumping-structures) und Wühlgefügen, einen darüber lagernden fünf Meter mächtigen Bereich grüner und brauner Fein- bis Mittelsande mit Rippelgefügen und einen oberen Bereich heller Feinsande mit ebenen und schrägen Schichtungen und Einzelrippeln unterteilt werden. Graue bis schwarze, eben und eng geschichtete Feinsande überlagerten die Sedimente des Hauptmittels im Bereich der Profile Fahrmast 103/116 und 36/110. Sie wurden als Abbaurelikte erhalten und entsprechen den schwarzen Decksanden des Normalprofils.

Das Profil des Fahrmastes 93/107 wies im Komplex II (über sechs Metern mächtigen Sedimenten des Komplex I) bereits durchgehend gut erkennbare Sedimentgefüge auf. Die Diskordanz zwischen den Komplexen I und II wurde durch eine Grobsand- und Feinkieslage mit geripelter Oberfläche gekennzeichnet. Die auflagernden, drei Meter mächtigen, braunen Fein- bis Mittelsande enthielten Rippelgefüge, planare und trough cross bedding structures. Vereinzelt wurden Wühlbauten beobachtet. Mit deutlicher Diskordanz lagerten die Sedimente des Komplexes II auf, belegt durch kohlige schwarze Feinsandgerölle an der Basis der rund 2,5 Meter mächtigen grünen Mittelsande. Über der Geröllage an der Basis dominierten cross bedding structures, die nach oben hin durch Rippelflächen ersetzt wurden, letztere gingen zum Hangenden der Schicht in trough cross bedding über. Die Gefügekörper wiesen 30 Zentimeter Spannweite und 10 Zentimeter Höhe auf.

Durch eine weit auszuhaltende Rippelfläche wurden die trough cross bedding structures gekappt. Die Rippeln dieser Lage wiesen Spannweiten von rund 100 Zentimeter und Höhen von 5 bis 7 Zentimeter auf. Sande im Hangenden der Rippellage zeigten nur noch undeutliche Rippelgefüge mit grünen Flasern zwischen den helleren Rippeln.

Mit einer geringmächtigen Kieslage an der Basis folgten über den grünen Mittelsanden hellbraune bis ockerfarbene, mittelsandige Feinsande, deren untere zwei Meter Rippelgefüge und cross bedding structures aufwiesen. Die Sande enthielten vereinzelt braune Tonflatschen von maximal zehn Zentimeter Länge.

Mit kaum wahrnehmbarer Schichtgrenze lagerten darüber drei Meter mächtige, bogig schräg geschichtete, braune, mittelsandige Feinsande. Dieses Schrägschichtungspaket gehörte zur Füllung einer weiträumigen Rinne, die eine deutliche Hierarchie der Gefüge aufwies: An die liegende Begrenzung der Struktur schmiegt sich gebogene Laminen einzelner Gefügekörper an, die wiederum von im Hangenden stärker gekrümmten Laminenkörpern gekappt wurden. Solche Gefüge treten in gezeitenbedingten Strömen (Prielen) auf. Die einzelnen Sandlagen innerhalb der eng geschichteten Gefügekörper wurden von dünnen schluffigen Lagen bedeckt. Die schluffige Schicht kann als Stauwasserlage eines gezeitenbeeinflussten Ablagerungsraumes interpretiert werden, die Sandlagen als Hochwasserabsatz bei Flut.

Die nördliche Rinnenbegrenzung war nicht aufzufinden, in südlicher Richtung wurde die Struktur nach ca. 50 Metern bei Fahrmast 103 (P8) durch eine abtauchende Erosionslage (Nordbegrenzung einer jüngeren Rinne) begrenzt. Die Rinne war im Hangenden des Komplexes II mit fünf Meter Mächtigkeit aufgeschlossen. Im Bereich des Fahrmastes 103 (P 8) waren die Rippelgefüge in den unteren sieben Metern des Komplexes II besonders gut aufgeschlossen, deshalb wurde in der Anlage 7 das Gesamtprofil in diesem Bereich mit einer Zeichnung der Lagerungsverhältnisse ergänzt. Erosive Rippel und trough cross bedding belegen über der Diskordanz zwischen Komplex I und II ein stärkeres Strömungsregime während der Ablagerung. Eine Sandlage an der Basis des Komplex II mit aufsitzenden Rippeln (Rippellänge 20 bis 30 Zentimeter, -höhe 10 bis 15 Zentimeter) enthielt Gerölle bis fünf Zentimeter Durchmesser aus schwarzen, schluffigen Feinsanden (Siehe Abbildung 25). Die Gerölle belegen die Abtragung an der Basis der Transgression, möglicherweise sind sie Brandungsgerölle der Strandzone. Nach oben lösten sich die Rippelstrukturen auf und wurden durch kleinere Rippellagen und Einzelrippel ersetzt.

Südlich des Fahrmastes 103 stieg die aufgeschlossene Gesamtmächtigkeit auf über 20 Meter an, wobei die Zunahme abbaubedingt war (Fehlen des obersten Abraumschnittes). Die Lagerungs- und Sedimentationsverhältnisse für den südlichen Bereich des Profils werden in der Anlage 7 durch das Detailprofil Fahrmast 88/94 wiedergegeben: Der Komplex I gliederte sich in feine bis grobe Sande, mit Wühlgefügen und Rippellagen. Das Hangende wurde durch den rund einen Meter mächtigen schwarzen Feinsand im Top repräsentiert.

Über der Kieslage, welche die Diskordanz markierte, folgten ockerfarbene Mittel- und Grobsande mit Einzelrippelgefügen. Die ockerfarbenen Sande wurden durch Rinnenstrukturen erodiert. Im Süden des Profils waren zwei sich überlagernde Rinnen aufgeschlossen, von denen die obere rund 100 Meter weiter nach Norden reichte. Die Rinnen wurden von den bereits beschriebenen Gefügekörpern aufgebaut.

Neben den gut erhaltenen Spuren von *Ophiomorpha* wurden flaschenförmige Pyrite von maximal 20 Zentimeter Länge beobachtet (Siehe Abbildung 33), die einen Bezug zur ehemaligen Sohle der Priele erkennen ließen. Sehr wahrscheinlich handelte es sich um die verschütteten Wohnkammern des Krebses, in denen organische Materialien (Kot, Exuvien, Krebsleichen) eine Pyritausfällung bewirkten.

Über den Rinnenstrukturen befanden sich rund vier Meter mächtige, eng und eben geschichtete, graue bis schwarze Decksande mit hohen Schluffanteilen in den dunkleren Lagen. Am äußersten Profilrand im Norden lagerte den Decksanden ein Rest der hangenden Kohle des Fözes III auf.

X.1.4.4 Kartierung dritter Abraumschnitt (Schnitt D - 1994)

Im August 1994 wurde der Endstand des dritten Abraumschnittes kartiert (Anlage 8). Bedingt durch das "Anheben" des Planums im Zuge der Herstellung der Endböschungen im Restloch, waren nur die höheren Teile des Zwischenmittels sichtbar.

Der freiliegende, leicht angewitterte Aufschluß ermöglichte die Aufnahme von Profilen im Abstand von jeweils zehn Metern. Die ausgemessenen Profile wurden teilweise freigelegt und von Nord nach Süd aufgenommen. Zunächst verlief das Profil von der Fahrrampe im Teilfeld Schadeleben 100 Meter von Nord nach Süd, schwenkte dann (in einer Sonderentnahmestelle) bis zum Profilmeter 120 rechtwinklig nach Westen, um dann halbkreisförmig nach Süden einzuschwenken. Die Innenkippe des Tagebaus stellte das südliche Profilende dar. Das Profil dokumentiert den räumlichen Übergang aus dem Teilfeld Schadeleben in den Bereich des Nordfeldes.

Über dem verschütteten Fuß des Profils standen **braune Feinsande** an, die im Aufschluß maximal zwei Meter mächtig waren. Die gesamte Mächtigkeit einschließlich des Anteils im Liegenden ist nicht bekannt. Die undeutlich schräg geschichteten Sande enthielten im Süden des Profils eine Erosionsrinne. Die braunen Sande werden mit den Imprägnierten Sanden der Geologischen Schnitte B und C in Verbindung gebracht. Die auflagernden schwarzen bis grauen Sande, die Kohle und die dunkelgrauen Feinsande stellen demnach die Liefergesteine der Gerölle an der Basis des Komplexes II.

Schwarze bis graue Feinsande von maximal zwei Meter Mächtigkeit lagerten auf. Die Sande waren undeutlich meist eben, seltener schräg geschichtet. Zwischen dem Profil 10-2 und 11 war im oberen Bereich der Sande unter der Kohle eine Struktur aufgeschlossen, die von ihrem Aufbau her als kleindimensionale temporäre Rinne angesprochen wurde. Sie war teilweise in die schwarzen Sande eingeschnitten, jedoch bei der Kompaktion der Sedimente auf Grund des geringeren Wasseranteils im groben Sediment weniger in ihrer Mächtigkeit reduziert, wodurch sie sich in die hangende Kohle durchpauste. Nur stellenweise folgten weiße (okkerfarbene) bis graue Feinsande, die Holzdetritus und Stammstücken mit Bohrspuren enthielten. Die Sande waren schräg geschichtet und bereichsweise intensiv verwühlt. Von Profilmeter 25 bis zum Profilmeter 80 ließ sich als besondere Struktur eine großdimensionale Rinne aushalten.

Die blättrig bis stückig ausgebildete **Kohle des Flözes** (vermutlich Flöz II - Zwischenflöz) lagerte den schwarzen Feinsanden oder den stellenweise erhaltenen weißen bis grauen Sanden auf. Die Kohle setzte im Aufschluß (vermutlich abbaubedingt) bei Profilmeter 35 ein und war bis zum südlichen Profilende zu verfolgen.

Im Norden des Profils waren im Top des Profils maximal vier Meter mächtige dunkelgraue Feinsande zu beobachten, die abbaubedingt nur bis zum Profilmeter 30 zu kartieren waren. In den anderen Bereichen des Profils waren sie abgetragen.

Im Top der Sande waren großdimensionale, bogig schräggeschichtete Laminen zu erkennen, die vermutlich zu dem Randbereich einer Rinne gehörten. Im Sediment wurden vereinzelt Wühlbauten beobachtet. Angebohrte Holzstücke wurden ebenfalls entdeckt. Sie gelten allgemein als marines Treibgut, welches in Watten eingespült wird. Insgesamt wurde das Sediment als Bildung eines Sandwattes gewertet. Unterhalb dieser Laminen konnte eine mit kantengerundeten bis gut gerundeten Geröllstücken (schwarzer Sand), Tonflatschen, vereinzelt Holzstücken, Feinkies und weißem Sand gefüllte Rinne beobachtet werden. Diese Rinne repräsentiert eine Abflußrinne im Watt.

X.2 Sedimentanalysen im dritten Abraumschnitt

X.2.1 Einführung zu Untersuchungsumfang und Aussagefähigkeit

Ziel der sedimentpetrographischen, chemischen und tonmineralogischen Untersuchungen war es, die beobachteten Diskordanzen, Schichtausfälle und Aufarbeitungshorizonte zu überprüfen. Besonderes Interesse galt signifikanten Wechseln der Korngrößen, der Spuren- und Schwermetallführung oder deutlichen Unterschieden der Tonzusammensetzung. Mittels Korngrößenanalysen sollte weiterhin die Möglichkeit geprüft werden, ob Ablagerungsmilieus differenziert werden können.

Die von SEICHTER (1958) nachgewiesenen chemischen Unterschiede der Hauptmittel sollten für das Teilfeld Schadeleben auf ihre Gültigkeit überprüft werden. Die chemischen Untersuchungen berühren eine weitere Frage: Welche der im Sediment erhaltenen Einwirkungen (Imprägnation mit Humingelen, Schwefelkiesausfällungen, Entfärbungen und Schwefelkiesbildungen) wurden synsedimentär oder postsedimentär ausgelöst?

Die tonmineralogischen Untersuchungen (von 1991) sollten die Frage beantworten: Läßt sich in den Sedimenten Glaukonit (im Sinne eines marinen Faziesanzeigers) nachweisen? Während der letzten Geländephase 1994 wurden Tongerölle unterschiedlicher Ablagerungsmilieus untersucht, um Hinweise auf deren Bildungsraum zu erlangen.

Sowohl sedimentpetrographische als auch chemische und tonmineralogische Untersuchungen konnten nur in sehr geringem Umfang vergeben werden, so daß eine statistische Repräsentanz der Probenverteilung in den ausgehaltenen Schichten nicht erreichbar war. Deshalb wurden bei der Probenahme und -auswahl für die sedimentpetrographischen Untersuchungen vorwiegend Gesamtproben einer Schicht (Schlitzproben) entnommen und die Analysenreihen mit ausgewählten Proben besonders interessierender Bereiche (z.B. Rinnensedimenten) vervollständigt. Die geringe Anzahl der Proben gestatteten nicht den Nachweis der statistischen Sicherheit nach MARSAL (1967) zu erbringen, sondern nur Trends einzugrenzen.

X.2.2 Die Korngrößenanalysen

X.2.2.1 Einführung

Die klastischen Zwischenmittel im Tagebau Nachterstedt, Teilfeld Schadeleben bestehen überwiegend aus Fein- bis Mittelsanden mit geringen Anteilen von schluffigen oder tonigen Komponenten, so daß eine Unterteilung der Sedimente nach der Korngröße erfolgt (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970). Die Korngrößenanalysen (mittels Siebung) gestatten die Berechnung und Darstellung statistischer Momente, die meist in Phi-Werten angegeben werden. Die Tab. 13 gibt die Beziehung zwischen den Phi-Werten ($-\log_2$ des Korndurchmessers) und den Korngrößen wieder, so daß die Angabe für den ersten Moment (Mean) verständlicher wird. Die statistischen Momente nach MARSAL (1967) für die Charakterisierung der Sedimente wurden mit einem im GLA-LSA verwendeten Auswertungsprogramm für die Berechnung statistischer Parameter berechnet (in Phi-Werten nach PAGE (1955)). Die Ergebnisse sind in den Tabellen 14 und 15 dargestellt. Bei der Probenahme wurden aufschlußbedingt mehrere Sedimentlagen zusammengefaßt (Schlitzproben), so daß nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) bimodale Kurvenverläufe der Siebkurvendarstellungen zu erwarten sind und deshalb die berechneten statistischen Parameter nur unter Vorbehalt diskutiert werden können. Die Versuche, die berechneten statistischen Momente aus der Korngrößenanalyse mittels Diagrammen (PASSEGA 1957, FRIEDMAN 1967, BULTER & MCMANUS 1972 und VISHER 1969) nach Ablagerungsmilieus einzugrenzen, erbrachten widersprüchliche Aussagen.

Die im Teilfeld Schadeleben 1989 bis 1992 aufgeschlossenen Sedimente sind, mit Ausnahme der Decksande unter dem Flöz III und den ihnen entsprechenden Sanden des Nordfeldrückens, aufgrund häufiger Resedimentation (mit Fortführung der feineren Anteile) gröber als die in der Literatur beschriebenen Kornspektren und auch gröber als die von ELLENBERG et al. (1982) untersuchten oligozänen Sedimente (Domsener Sand und Ältere Hauptflußsand-Zone, Raum Zeit).

Die Sedimente der Hauptmittelsande von Nachterstedt-Schadeleben bestehen aus nahezu reinen Quarzsanden von mäßiger bis sehr guter Rundung und nur geringer Führung sehr stabiler Spurenminerale (hohe kompositionelle Reife des Sedimentes), weshalb von einer sehr starken Vorprägung der Sedimente durch die landseitigen Liefergebiete ausgegangen werden muß.

Phi- Werte*	Benennung	Angabe in Millimetern
-6 und kleiner	cobble Steine	>63
-5 bis -6 -4 bis -5 -3 bis -4 -2 bis -3 -1 bis -2	very coarse coarse medium gravel fine very fine Kies	63 2
0 bis -1 1 bis 0 2 bis 1 3 bis 2 4 bis 3	very coarse coarse medium sand fine very fine Sand	2 0,0063
5 bis 4 6 bis 5 7 bis 6 8 bis 7 9 bis 8	very coarse coarse medium silt fine very fine Schluff	0,0063 0,002
9 und höher	clay Ton	<0,002

* lies: Phi-Werte zwischen 9 und 8 charakterisieren very fine silt

Tab. 13: Korngrößenbenennung (Mean) nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970), vereinfacht

X.2.2.2 Die Beprobung des 3. AS (1990)

Die Proben wurden schichtweise genommen, d.h. die Zahl der Proben und deren Verteilung können deshalb keiner statistischen Betrachtung unterworfen werden. Die Lithologie dieses Profils, die Beschreibung der Proben und die berechneten Momente aus der Siebanalyse (Aufbereitung mit H₂O₂, 20minütige Trockensiebung mit Rüttelsieb) sind in der Tabelle 14 dargestellt. Sie wurde durch das Standardprofil ergänzt, um eine bessere Zuordnung der Proben in die geologischen Verhältnisse zu ermöglichen. Die statistischen Momente wurden in Phi-Werten nach PAGE (1955) berechnet. Für die errechneten Werte wurde die Milieubewertung entsprechend den Diagrammen nach FRIEDMAN (1961) ohne Erfolg getestet. Als Punktwolke im Diagramm nach FRIEDMAN (1967) ließen sich nur die Sande vom Nordfeldrücken (welche den grauen Decksanden entsprechen) abtrennen, ohne jedoch eine genetische Aussage zu gestatten.

Die Sande vom Nordfeldrücken: Die Standardabweichung als Maß der Sortierung (FRIEDMAN 1967) ergab für die Sande des Nordfeldrückens sehr gute bis gute Sortierungen. Die Berechnung der Kurtosis ergab für die helle Basis der Sande flache Kurven. Für alle Proben wurden stark positive Schiefen errechnet, was eine Dominanz der feineren Fraktionen in der Gesamtverteilung der Korngrößen belegt.

Rinnensedimente: Das Sediment der Rinnenbasis ist schlecht sortiert. Die Rinne selbst wies mäßig gut bis mäßig sortierte Sande auf. Die Schiefe (Skewness) beschreibt die Asymmetrie der Kornverteilung. Für die ermittelten Werte können die bei den genannten Autoren angegebenen Werte begrenzt verwendet werden: Die braunen Feinkiese an der Rinnenbasis wiesen eine nahezu symmetrische Kornverteilung auf. Die Berechnung der Kurtosis ergab für die braunen Feinkiese der Rinnenbasis eine flache Kurve.

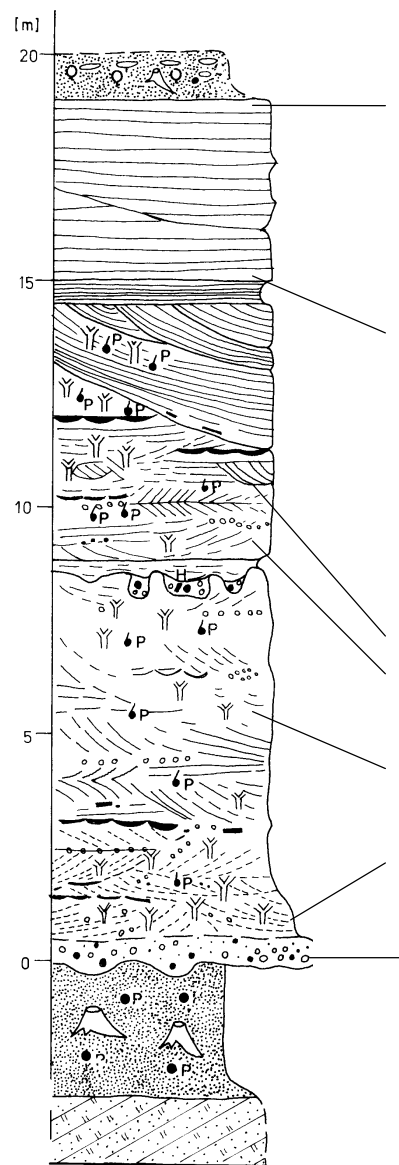
Stark positive Schiefen wurden für die übrigen Rinnensedimente errechnet, was eine Dominanz der feineren Fraktionen in der Gesamtverteilung der Korngrößen belegt.

Klastische Komplexe: Die Sedimente des Komplexes II sind mäßig gut sortiert. Die Sedimente an der Basis des Komplexes I sind mäßig sortiert. Die Probe aus dem Komplex I wies wiederum eine mäßig gute Sortierung auf. Die hellgrünen Mittelsande des Komplexes I und die bioturbaten Sande des Sandrückens hatten eine stark negative Schiefe. Die Berechnung der Kurtosis belegte für alle Proben spitzere Kurven.

Die untersuchten Proben der klastischen Komplexe belegen auf Grund der mäßig bis mäßig guten Sortierung stark wechselnde Sedimentationsbedingungen. Die Rinnensedimente enthalten eine fluviatil beeinflusste Abfolge mit abnehmender Transportenergie (schlechte Sortierung, Abnahme der Korngrößen).

Die sehr gut bis gut sortierten Sande vom Nordfeldrücken wurden als Strandbildungen gedeutet, die unter gleichbleibenden Sedimentationsbedingungen abgelagert wurden.

Das Fehlen der Ton- und Schlufffraktionen in den klastischen Sedimenten des Teilfeldes Schadeleben (Stand 1990) verweist auf die Vorprägung des Sedimentes durch das Liefergebiet und auf ein energiereiches Milieu im Sedimentationsraum. Feinere Bestandteile der Sedimentfracht (sofern im Kornspektrum vorhanden) wurden wahrscheinlich in tiefere und ruhigere Beckenbereiche ausgetragen oder in geschützten Sedimentationsräumen (Watt) abgelagert.



Probe	Bereich	Lithologie	makroskopische Beschreibung / Zusammensetzung	Mean [°]	Deviation [°]	Skewness [°]	Kurtosis [°]
14	Sandrücken vom Nordfeld	schwarzer Feinsand	eng geschichtet	1.066	0.289	3.503	25.271
13	Sandrücken vom Nordfeld	bioturbate Sande (Schlitzprobe)		2.646	0.545	-1.469	10.321
12	Sandrücken vom Nordfeld	grauer Feinsand (Schlitzprobe)	eng geschichtet	2.007	0.391	1.617	3.768
11	Sandrücken vom Nordfeld	helle Basis (Schlitzprobe)		2.077	0.438	1.127	2.349
10	Sandrücken vom Nordfeld	grauer Feinsand (Schlitzprobe)	eng geschichtet	1.954	0.413	2.998	14.722
9	Rinne, nur im Norden	grüner Feinsand	feinsandig, 2/3 der Aggregate mit Pyrit verbacken, 75% matte Körner	1.618	0.632	0.551	5.707
8	Rinne, nur im Norden	gebänderter Schluff	Wechsellagerung von tonigen und sandigen Lagen, kohlig	keine	Siebung	erfolgt	
7	Rinne, nur im Norden	brauner Grobsand	mittelkiesig, schlecht gerundet, 50% Gesteinsbruchstücke 30% Milchquarze (scharfkantig) 20% klare Quarze (gut gerundet)	-0.63	0.937	0.875	6.104
6	Rinnenbasis, nur im Norden	brauner Feinkies	Kohlestücke, Tongerölle, 20% Kieselschiefer, untergeordnet Milchquarze	-0.04	1.485	-0.098	1.974
5	Komplex II	weißer Grobsand	mittelsandig, tonfrei, bogige Schrägschichtung	1.517	0.659	0.224	4.050
4	Komplex II	hellbrauner Mittelsand	grobsandig, Quarzkörner überwiegend klar, gut bis mäßig gerundet, 20% mit Schlagmarken	1.344	0.644	0.699	6.590
3	Komplex I	hellgrüner Mittelsand	grobsandig, feinkiesig, rund 20% der Körner sind Milchquarze, gut bis mäßig gerundet, 25 % der Körner poliert, 75 % matt,	0.514	0.767	-0.92	5.245
2	Komplex I	grüner Grobsand	fein- bis mittelkiesig, Milchquarze vorwiegend als grobe Komponenten, schlecht oder wenig gerundet	-0.818	1.045	0.842	5.522
1	Komplex I	grüner Basiskies	fein- bis mittelkiesig, wenig Ton Milchquarze als Geröllkomponente, schlecht oder nicht gerundet, Körner selten mit Schlagmarken	-1.08	0.974	1.206	6.711

Tab. 14: Sedimentproben der Hauptzwischenmittelsande (siehe Abb. 45)

X.2.2.3 Die Beprobung des dritten Abraumschnittes (1994)

Die Beprobung erfolgte 1994 während der Abschlußkartierung (Geologische Abschlußkartierung des GLA-LSA der zu schließenden Braunkohlengruben Sachsen-Anhalts). Dabei konnte eine Probenserie zusammengestellt werden, welche den Aufschluß in horizontaler und vertikaler Erstreckung abdeckt (BÜCHNER et al. 1994).

Das zusammengestellte vertikale Profil für den Aufschluß besteht aus:

rund 3 m	dunkelgraue Sande
0 bis 1 m	Kohle (Flöz II?)
0 bis 3 m	schwarze Sande / weiße bis graue Sande
0 bis 4 m	braune Sande

Das Probenmaterial wurde im Labor des GLA-LSA aufbereitet, ggf. die kohlige Substanz entfernt, getrocknet und mit der Siebmaschine Vibrotronic (Firma Retsch) mit elektromagnetischer Siebbewegung sieben Minuten lang gesiebt. Die statistischen Momente wurden im GLA-LSA mit einem Programm für die Berechnung der statistischen Momente berechnet (in Phi-Werten nach PAGE (1955) und in der Tabelle 15 zusammengestellt. Die Interpretation der Bildungsräume nach FRIEDMAN (1967) gestattete die Abgrenzung von Strand- und Dünenbildungen, zu beachten ist, daß dort die randmarinen Bildungsbereiche nicht aufgegliedert sind.

Die Mean-Werte der **braunen Sande** schwankten zwischen 1.04 und 2.26, wobei jene Proben Werte >2 aufwiesen, die aus feinkörnigen Bestandteilen entnommen wurden. Die Werte sind tendenziell geringer als bei den grauen Sanden. Die braunen Sande waren insgesamt sehr gut sortiert.

Die Schiefen der untersuchten Proben schwankten zwischen -0.91 und 1.03, so daß ein Trend insofern erkennbar ist, daß die als besonders grob gekennzeichneten Proben, bezogen auf die Gesamtverteilung, stark positive Schiefen aufwiesen und die übrigen Proben stark negative Schiefen (Übergewicht der größeren Korngrößen) besaßen. Die Kurtosis verwies auf überwiegend steilere Kurven, einzelne Werte, die durch flachere Kurven gekennzeichnet sind, können keinem Trend zugewiesen werden. Der Bildungsraum entspricht dem Strandbereich.

Die schwarzen Feinsande stellten insgesamt ein feinsandiges Sediment mit wenigen Bioturbationen, ebener Schichtung und angebohrten Treibholzstücken dar. Sie wiesen Mean-Werte von 1.86 bis 2.02 auf. Die Sortierung der Sande schwankte von mäßig gut bis sehr gut, wobei insgesamt eine gute Sortierung überwog. Die Berechnung der Schiefe zeichnete den Trend einer stark negativen Schiefe auf, d.h. in den untersuchten Proben dominierte die Sandfraktion vor den feineren Anteilen (Ton und Schluff). Nur in Ausnahmen traten positive Schiefen auf, was auf höhere Anteile von feinen Bestandteilen schließen läßt. Die Betrachtung der Kurtosis ergibt, daß alle berechneten Momente spitzere Kurvenverläufe ergaben (Wert >3). Die Abgrenzungsversuche (Tab. 15) belegen den Strand als Bildungsraum.

Die grauen Sande hatten Mean-Werte von 2.18 bis 2.41. Die Sortierung der Sande war gut bis mäßig gut. Das Sediment wies eine überwiegend stark negative Schiefe auf, mit Ausnahme der Probe 5 (Profil 14) mit einer nahezu symmetrischen Verteilung der Kornfraktionen. Die Kurtosis der übrigen Proben zeigte steile Kurvenverläufe. Die Sedimentationsanalysen ergaben, daß die in Kapitel 4.5.5 ausgehaltenen entfärbten Sande wahrscheinlich den grauen Sanden entsprechen. Diese Sande und die schwarzen Sande belegen ein ruhiges Ablagerungsmilieu (Sandwatt).

Probe	Bereich	Lithologie	Beschreibung / Ergänzungen Zusammensetzung	Mean arithmet. Mittel	Deviation Standard- abweichung	Skewness Schiefe	Kurtosis	Abgrenzung von Düne / Strand (FRIEDMAN, 1967)	Abgrenzung von Fluß / Strand (FRIEDMAN, 1967)
26	Nordfeld	graue Feinsande		2.32	0.36	0.48	10.1	Düne	Strand
24	3.AS, Profil 0	graue, ebene Sande		2.18	0.52	-0.47	3.58	Strand	Strand
2	3.AS, Profil 2	Tongeröll	aus weißen Feinsanden, oberhalb der Rinne	nicht	analysiert				
25	3. AS, Profil 2	helle Sande	aus der kleinen Rinne	2.26	0.535	-0.57	7.08	Strand	Strand
3	3.AS, Profil 2	Kies u. Sand	Rinnenbasis	nicht	analysiert				
1	3.AS, Profil 2	Tonbrocken	aus liegenden Teil der Rinne	nicht	analysiert				
23	3.AS, Profil3	schwarze Sande		2.02	0.46	-0.49	4.91	Strand	Strand
22	3.AS, Profil3		ca. 3 Meter unter Kippe, schräge Schichtung, Bioturbationen häufig	1.89	0.57	0.02	3.06	Übergangsbereich	Strand
21	3.AS, Profil 3	entfärbte Sande	liegender Teil	2.10	0.49	-0.49	3.82	Strand	Strand
20	3.AS, Profil 3	entfärbte Sande	hangender Teil	2.28	0.47	-0.31	5.14	Strand	Strand
19	3.AS, Profil 3	graue Sande, aus Rinne	rund drei Meter unter der Kippe	2.30	0.50	0.51	4.31	Übergangsbereich	Strand
18	3.AS, Profil 9	grauschwarze Sande unter Kohle		1.98	0.44	-0.29	4.58	Strand	Strand
17	3.AS, Profil 9	schwarzer Feinsand		2.00	0.47	-0.54	5.33	Strand	Strand
16	3.AS, Profil 9	braune Sande	hangender Teil, z.T. entfärbt	2.26	0.37	-0.69	8.11	Strand	Strand
15	3.AS, Profil 9	braune Mittelsande		1.39	0.81	0.04	2.65	Übergangsbereich	Strand
14	3.AS, Profil 9	braune Feinsande	Liegendes des Profils	1.87	0.65	-0.49	3.35	Strand	Strand
13	3.AS, Profil 12	grauschwarze Sande	unter der Kohle	1.93	0.56	-0.64	3.218	Strand	Strand
12	3.AS, Profil 12	grobe Sande	aus Mikrorinne	1.143	0.77	0.32	2.70	Strand	Strand
11	3.AS, Profil 12	entfärbte Sande	(aus dem hangenden Teil)	1.92	0.67	-0.86	4.22	Strand	Strand
									Fortsetzung nächste Seite

Probe	Bereich	Lithologie	Beschreibung / Ergänzungen Zusammensetzung	Mean arithmet. Mittel	Deviation Standard- abweichung	Skewness Schiefe	Kurtosis	Abgrenzung von Düne / Strand (FRIEDMAN, 1967)	Abgrenzung von Fluß / Strand (FRIEDMAN, 1967)
10	3.AS, Profil 14+	aschgraue Sande	Probe aus dem hangenden Teil	2.33	0.46	-0.84	14.57	Strand	Strand
9	3.AS, Profil 14+	aschgraue Sande	Probe aus dem liegenden Teil	2.41	0.66	-0.03	7.65	Strand	Strand
8	3.AS, Profil 14+	grauschwarze Sande		1.86	0.56	-0.525	3.3	Strand	Strand
7	3.AS, Profil 14+	grobe Sande aus braunen Sanden	aus Bereich der Probe 4	1.84	0.67	-0.50	3.15	Strand	Strand
6	3.AS, Profil 14+	grobe Sande aus braunen Sanden	oberhalb der Probe 4 entnommen	1.04	0.59	1.03	5.96	Strand	Strand
5	3.AS, Profil 14+	feine braune Sande	Liegendes der Probe 4	2.14	0.37	-0.782	7.13	Strand	Strand
4	3.AS, Profil 14+	braune Sande		2.01	0.55	-0.91	4.22	Strand	Strand

Tab.15: Lithologie, Beschreibung und statistische Momente - Milieuabgrenzung (Stand 1994)

X.3 Chemische Beprobung des dritten Abraumschnittes

X.3.1 Einführung zur Stichbeprobung im 3. AS

Während der Kartierung im dritten Abraumschnitt bestand die Möglichkeit 16 Sedimentproben im Umweltlabor Blösien untersuchen zu lassen. Es wurde deshalb je ein Profil am südlichen Profilrand sowie am nördlichen Profilrand des dritten Abraumschnittes (Siehe Anlage 7) geologisch aufgenommen. Die Proben wurden als horizontbezogen ausgewählt, unabhängig von der Schichtmächtigkeit. Die geringe Probenzahl gestattet nur versuchsweise Angaben zu den paläogeochemischen Verhältnissen und deren Veränderungen während der Diagenese, aber keine Ableitung eines "geochemischen Normalprofils".

Die Untersuchungen wurden mit der Erwartung geführt, den durch SEICHTER (1958) erkannten Wechsel ausgewählter Spurenelemente (Kobalt, Kupfer, Nickel) zwischen Flöz I und Flöz III, im klastischen Zwischenmittel zu bestätigen. Weiterhin wurden Hinweise gesucht, ob an die Aufarbeitungshorizonte signifikante Wechsel der chemischen Zusammensetzung gebunden sind.

Die Beprobung erfolgte im Oktober 1991, wobei das Profil am FM 146 mit 10 Proben und das optisch einheitlicher wirkende Profil am FM 84 mit 6 Proben belegt wurde. Für die Probenahme wurden die Profile freigelegt, anschließend mit Plastikwerkzeug geputzt, Probematerial (ca. 1 kg) entnommen und in Probebeuteln aufbewahrt. Die Proben wurden lichtgeschützt zwischengelagert, bevor sie am 11. Oktober das Labor übernahm.

Es wurden die Eluatbestimmungen (Eisen und Mangan), die Eluatbestimmung nach DIN 38414-S4 (PH-Wert, elektrische Leitfähigkeit, die Gehalte an Cl^- (mg/l) und SO_4^{2-} (mg/l)), die Trockenmasse nach DIN 38414, sowie daran anschließend die Untersuchung auf Schwermetalle nach DIN 38414-S7 (Barium, Aluminium, Arsen, Blei, Chrom, Bor, Cadmium, Kupfer, Nickel, Quecksilber, Eisen, Mangan, Zink, Kobalt, Molybdän und Antimon) durchgeführt.

Die Durchsicht der ermittelten Metallgehalte in den Proben ergab, daß die Diskussion der Analysen nach DIN 38414-S7 auf die Elemente Eisen, Mangan, Aluminium, Arsen und Nickel beschränkt werden konnte. Die Gehalte der anderen Elemente unterschritten stets die Nachweisgrenzen. Die im Folgenden angegebenen Gehalte von mg/kg beziehen sich auf die Gehalte der Trockensubstanz.

X.3.2 Geochemisches Kurzprofil Fahrmast 146 (Abb. 47):

Probennummer	Beschreibung	Cl^- [mg/l]	SO_4^{2-} [mg/l]	Al [mg/kg]	As [mg/kg]	Ni [mg/kg]	Fe [mg/kg]	Mn [mg/kg]	Co [mg/kg]	Mo [mg/kg]
P6	grüne Mittelsande im oberen Teil von Komplex II	21,6	173	600	<40	<100	252000	< 100	<100	<5
P5	Komplex II	8,7	205	640	<40	<100	21000	< 97	<100	<5
P4	Komplex I	41,8	217	570	<40	<100	23200	< 200	<100	<5
P3	Aufarbeitungslage	17,8	574	580	98	<100	124000	< 15	<100	<5
P2	Unterkohle	27,6	202	750	80	<100	296000	< 80	<100	<5
P1	Liegendton	10,9	26,9	1170	<40	<100	80	< 5	<100	<5

Tab. 16: Ausgewählte Ionen- und Schwermetallbestimmungen des Profiles Fahrmast 146

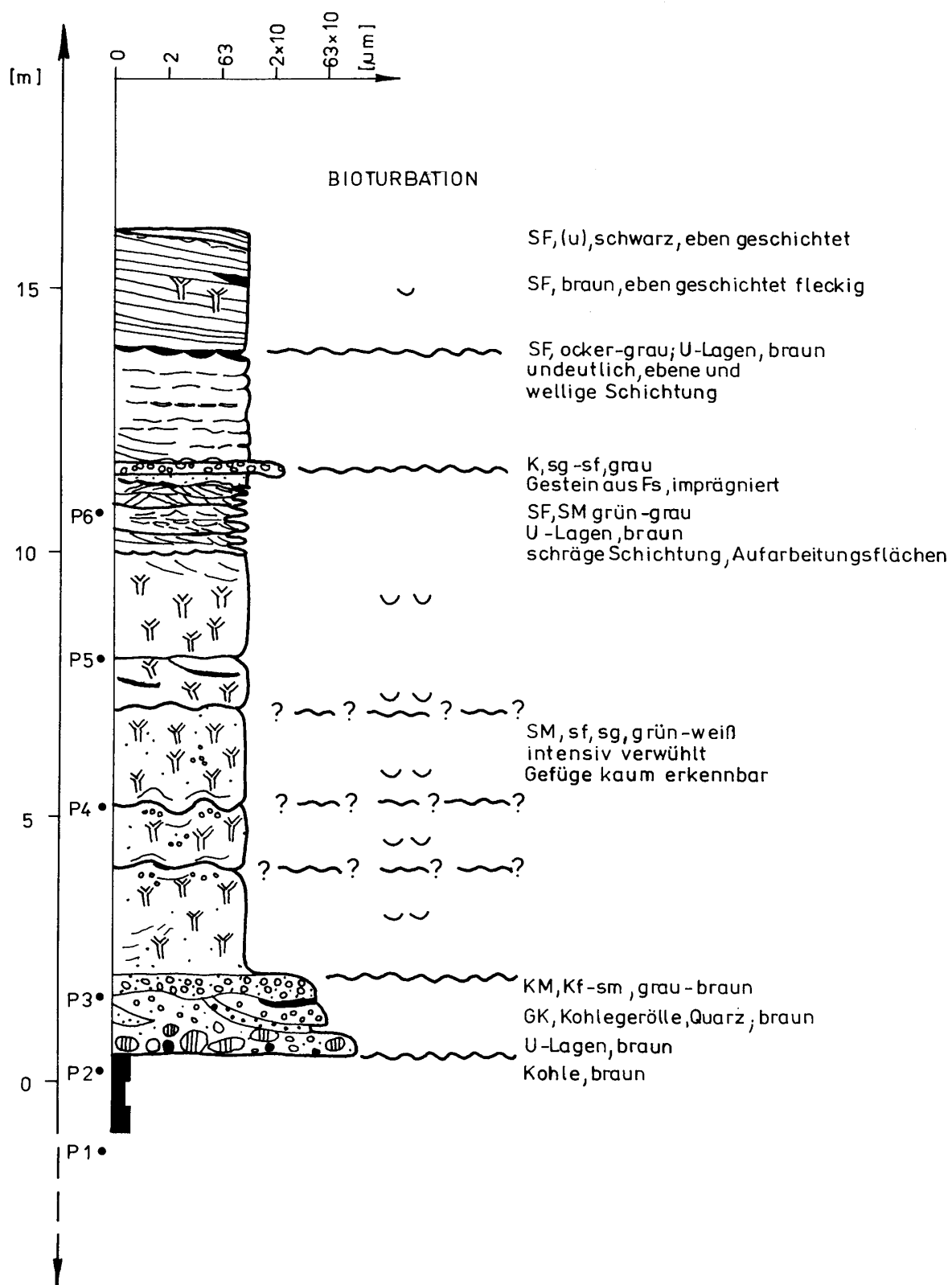


Abb. 47: Geologisches Profil mit Probenahmepunkten für chemische Analysen, TF Schadeleben, 3. Abraumschnitt, Fahrmast 146
Geologische Aufnahme vom 4. und 10. Oktober 1991

Das Profil am nördlichen Profilrand (FM 146) repräsentiert die grünlichen Sande der Komplexe I und II. Zu dieser Analysenreihe wurden die Proben der Unterkohle und des Liegendtones hinzugefügt.

Arsen wurde nur im Bereich der Unterkohle (Flöz I) mit 80 mg/kg und in dem darauf auflagernden Sand mit 98 mg/kg in Konzentrationen über dem Nachweiswert (40 mg/kg) bestimmt. Das Vorkommen von Arsen in der Unterkohle kann mit dem reduzierenden Milieu während der Sumpf- bzw. Moorbildung begründet werden, in dem Metalle als Sulfide ausgefällt werden können. Die Gehalte im Feinstanteil des braunen Sandes bzw. des Konglomerates im Hangenden der Kohle geben einen Hinweis auf die Erosion der Kohle am Beginn der Sedimentbildung des Komplexes I. In den klastischen Sedimenten und im Liegendton fehlte Arsen.

Das Element **Nickel** trat in diesem Profil nicht in Konzentrationen über dem Nachweiswert (100 mg/kg) auf.

Die Gehalte an **Mangan** unterschritten im Liegendton die Nachweisgrenze von 5 mg/kg, was mit dem Stoffbestand des nahezu reinen kaolinitischen Feinsandes begründet werden kann. In der Unterkohle betrug der ermittelte Wert 85 mg/kg, in den Aufarbeitungssedimenten nur 15 mg/kg. In den grünlichen Sanden über den Aufarbeitungssedimenten wurde Mangan in den Gehalten von 97 bis 200 mg/kg ermittelt, was prinzipiell die Anreicherung von Mangan im marinen Milieu belegen könnte.

Die **Eisengehalte** schwankten (bei wesentlich höherer Konzentration) ähnlich den Mangangehalten: Mit 180 mg/kg war Eisen in dem Liegendton nur in geringen Konzentrationen im Verhältnis zu den anderen Bildungen vorhanden, die geringe Konzentration beruht auf dem Abreicherungsprozeß während der Kaolinitisierung am Ende der Kreide / zu Beginn des Tertiäres. In der Kohle (Flöz I) wurde ein Gehalt von 29600 mg/kg Eisen ermittelt. Der hohe Eisengehalt ist vermutlich an das sekundäre Vorkommen von Schwefelkies in der Kohle gebunden. Der Schwefelkies trat in Form von Kluffüllungen und kugeligen Konkretionen auf. In den Aufarbeitungssedimenten über der Kohle stiegen die Eisengehalte auf 124 000 mg/kg an, vermutlich stehen diese hohen Werte in Verbindung mit der Aufkonzentrierung im Sediment.

In den grünlichen Sanden über dem Aufarbeitungssediment wurden Gehalte zwischen 21 000 bis 33 200 mg/kg ermittelt. Der Eisenanteil ist an den hohen Anteil an Schwefelkies im Sediment gebunden. Der Schwefelkies trat in Form von Kügelchen, feindispers und in flaschenförmigen Konkretionen auf. Die flaschenförmigen Gebilde sind sekundär durch Schwefelkies imprägnierte Wohnbauten der *Callianassakrebse*. Die Schwefelkiesbildung belegt ein hohes Reduktionspotential. Die PH-Werte der Eluate sind entsprechend stark sauer (2,4-2,8).

Im Liegenden waren die Gehalte an **Aluminium** am höchsten (1170 mg/kg), sie sanken auf 750 mg/kg in der Kohle und schwankten in den gröber klastischen Sedimenten zwischen 580 mg/kg (Aufarbeitungssedimente) und 640 mg/kg (grünliche Sande). Die geringen Gehalte in den Sanden und in den Aufarbeitungsbildungen widerspiegeln die geringen Gehalte an Tonmineralen innerhalb der klastischen Sedimente überhaupt. Für die kaolinitischen Schluffe bzw. Feinsande des Liegendtones erscheinen die Werte als gering.

X. 3.3 Geochemisches Kurzprofil Fahrmast 84

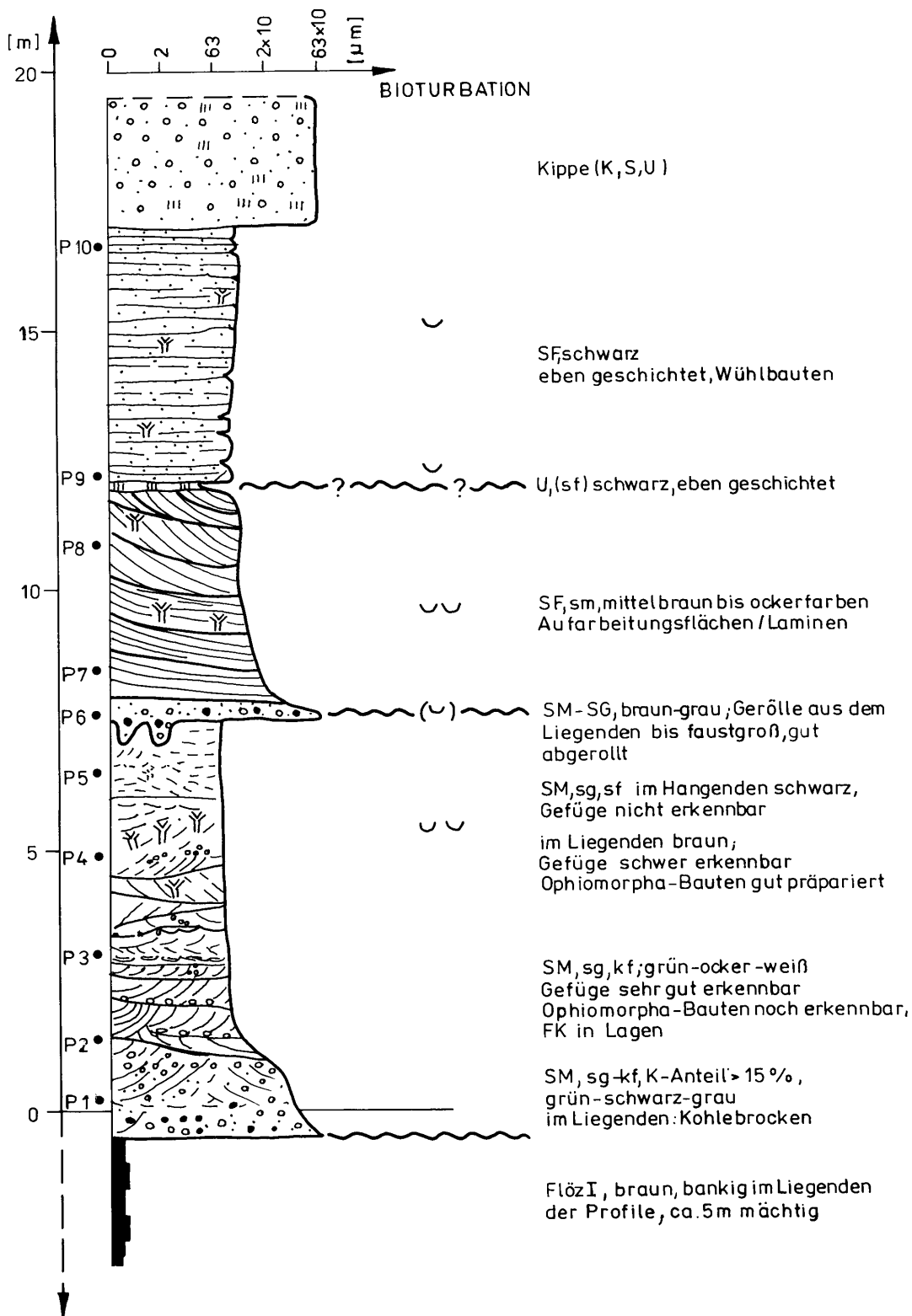


Abb. 48: Geologisches Profil mit Probenahmepunkten für chemische Analysen, TF Schadeleben, 3. Abraumschnitt, Fahrmast 84
Geologische Aufnahme vom 9. Oktober 1991

Das südlichere Profil (FM 84) ist von den imprägnierten Sanden im Liegenden (Komplex I) und den Rinnenbildungen im Hangenden des Komplexes II bestimmt.

Proben-nummer	Beschreibung	Cl ⁻ [mg/l]	So ₄ ²⁻ [mg/l]	Al [mg/kg]	As [mg/kg]	Ni [mg/kg]	Fe [mg/kg]	Mn [mg/kg]	Co [mg/kg]	Mo [mg/kg]
P10	schwarzer FS, Hangendsande	8,0	9,6	2100	<40	<100	470	<5	<100	<5
P9	schwarzer FS Hangendsand	7,7	38,4	2180	<40	<100	170	<5	<100	<5
P8	mittelbrauner FS, Komplex II	8,3	38,4	440	<40	<100	430	<5	<100	<5
P7	mittelbrauner FS, Komplex II	8,6	53,8	<100	<40	<100	490	<5	<100	<5
P6	brauner GS, Erosionsbasis von Komplex II	17,2	215	200	<40	<100	8380	<5	<100	<5
P5	schwarzer MS Komplex I	8,4	205	<100	<40	<100	2890	<27	<100	<5
P4	braune imprägnierter FS	8,0	76,8	<100	<40	105	1620	<5	<100	<5
P3	Grobsandlage	8,1	49,9	<100	<40	<100	640	<5	124	<5
P2	brauner FS, mS,	60,9	397	<100	<40	<100	24800	<5	<100	<5
P1	weißer FS, Komplex I	47,9	309	<100	<40	385	7470	<5	150	9

Tab. 17: Ausgewählte Ionen- und Schwermetallbestimmungen des Profiles Fahrmast 84

In diesem Profil lagen in allen Proben die Gehalte an Arsen unter 40 mg/kg. Die Nickelgehalte überstiegen im Liegendton mit 385 mg/kg und in den braunen Sanden (Probe 4) mit 105 mg/kg den Nachweiswert von 100 mg/kg, wobei die Werte nicht mit den Kartierungsergebnissen erklärt werden können.

Die Gehalte an Mangan hatten nur in den erosiven Kondensaten an der jeweiligen Basis der Komplexe I und II (mit 24 mg/kg bzw. 27 mg/kg) Beträge über dem Nachweiswert (5 mg/kg).

Das Element Eisen weist ebenfalls die höchsten Gehalte in den Bereichen der Aufarbeitungshorizonte auf. Hohe Eisengehalte traten in den braunen und schwarzen Fein- bzw. Mittelsanden des Komplexes I mit 1620 mg/kg bis 24800 mg/kg auf. Das Erosionskondensat an der Basis des Komplexes II hatte mit 8380 mg/kg eine höhere Konzentration als die liegenden Sande, was zusammen mit den erhöhten Mangangehalten eine Konzentration im Aufarbeitungshorizont belegen könnte.

Die erhöhten Eisengehalte korrespondieren mit den Schwankungen der SO₄²⁻ - Ionen, was als Hinweis auf höhere Gehalte an Schwefelkies in diesen Bereichen gedeutet werden kann. Andererseits wies KARPE (1986b) auf die Versalzung der Kohlen durch salinare Lösungen aus dem Zechstein im Bereich des Schadelebener Grabens hin. Deshalb kann die Anlagerung von SO₄²⁻ - Ionen und Cl⁻ - Ionen in den dunkleren (an organischem Material reicheren) Sedimenten synsedimentär, bei mariner Entstehung oder postsedimentär (bei späterer Zufuhr von Salzen) stattfinden oder als Vorgang während der Diagenese (Schwefelkiesbildung bei Anwesenheit von organischem Material) gedeutet werden.

Aluminium als Bestandteil aller Tonminerale war in den Sedimenten des Komplexes I nicht nachweisbar. Höhere Gehalte an Aluminium traten erst mit 440 mg/kg in den braunen Feinsanden im Komplex II auf. Der Nachweis von Aluminium in schwarzen Feinsanden im Hangenden belegt die prinzipielle Anwesenheit von Tonmineralen in den Schlufflagen der gebänderten Sedimente.

Zusammenfassend können mit den vorliegenden Analysen (Bodenproben entsprechend DIN 38414-S7) Konzentrationsprozesse an Mangan, Eisen und Sulfat-Ionen in den Aufarbeitungssedimenten im Liegenden der klastischen Komplexe I und II belegt werden.

Die Genese der Schwefelkieskonkretionen in der klastischen Folge ist nur im Zusammenhang mit den heute stets stark sauren (und damit lebensfeindlichen) PH-Werten der analysierten Sande erklärbar: Im Zuge geochemischer Umbildungen im Sediment (Infiltration huminsäure-reicher Wässer aus den Hangenden Flözen bei absinkendem Wasserspiegel) bildeten sich um die organischen Bestandteile des Sedimentes (Schleim- oder Kotballen, Tierleichen) reduzierende Mikromilieus, in denen Eisen als Schwefelkies ausgefällt wurde.

Vermutlich zeitgleich verlief die Imprägnation der Sande im Liegenden der Flöze durch Huminsäuren. Unter mächtiger Sedimentbedeckung bzw. bei Fehlen von Flözen im Hangenden (FM 146) blieben die Sande von der Imprägnation verschont.

Die von Seichter (1958) beschriebenen Wechsel in der Schwermetallführung konnte nicht nachvollzogen werden.

X. 4 Tonmineralogische Stichproben

Hinweise über Sedimentationsmilieu und Sedimentherkunft wurden von den tonmineralogischen Untersuchungen erwartet. Die Anzahl der Untersuchungen mußte aus finanziellen Gründen auf eine geringe Probenzahl beschränkt bleiben.

Die Proben (1991) stammten aus dem feinstkörnigen Sedimentationsrückstand (kleiner 63µm) von Siebanalysen des Hauptmittels. Die feinen Anteile der Proben aus der klastischen Sedimentfolge des dritten Abraumschnittes wiesen röntgenographisch Pyrit, Plagioklas (Albit), Quarz, Illit, Kaolinit und Chlorit sowie Spuren von Glaukonit auf.

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse lassen sich bezüglich der Verteilung des Glaukonits wie folgt bewerten: An der Westböschung (unterhalb der Halde 4) war 1989 über der Unterkohle und einer Aufarbeitungsbildung ein grüner, toniger Sand mit kiesigen Komponenten und mit mikroskopisch erkennbarem Glaukonit aufgeschlossen. Die untersuchten Hauptmittelsande entsprechen stratigraphisch diesem Niveau, so daß eine Verringerung des Glaukonitgehaltes von Süd nach Nord im Teilfeld Schadeleben angenommen wird. Die Proben aus dem Hauptzwischenmittel wiesen Spuren von Glaukonit auf, was als Indikator für Strandfazies gewertet wird.

Die 1994 untersuchten Proben bestanden aus einem Tongeröll einer Rinnenbildung und einem Tonflatschen der grauen Feinsande im oberen Teil des Zwischenmittels (3. Abraumschnitt). Für diese Proben (KNUTH 1994) liegen die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen als semi-quantitative Bestimmung der Mineralphasen vor. Die Tabelle enthält nur die nachgewiesenen Mineralphasen aus dem untersuchten Spektrum:

Probenbeschreibung	Quarz	Pyrit	Illit	Kaolinit
Tongeröll aus Rinne	18 %	3 %	?3 %	76 %
Tonflatschen aus Sediment	31 %	? %	?3 %	66 %

Tab. 18: Semiquantitative Bestimmung der Mineralphasen (KNUTH 1994)

Der Untersuchungsbericht 30/94 wies in der mikroskopischen Bemusterung einen deutlichen opaken Anteil an strukturierter organischer Substanz, Quarz und sonstigen Bestandteilen nach. Das Geröll und der Tonflatschen bestanden überwiegend aus Kaolinit und Quarz mit geringen Anteilen von Pyrit und Illit. Glaukonit wurde in diesen Proben nicht beobachtet.

Quarz und Kaolinit wurden vom Festland durch Flüsse / Rinnen in das Becken eingetragen, belegen also den Einfluß des Hinterlandes auf den Sedimentationsraum, wobei die Umlagerung des kaolinitischen Liegendtones durch Aufarbeitung ebenfalls möglich ist.

Der Gehalt an Glaukonit (als Anzeiger des marinen Stoffeintrags in das Becken) nimmt mit Annäherung an die Strandlinie bzw. darüber hinweg ab, der Abbau der Sande hatte diese paläogeographischen Bereiche von 1989 bis 1994 angeschnitten. Die hohen Anteile an Kaolinit in der Tonfraktion der 1994 untersuchten Proben belegen den landseitigen Stoffeintrag. Kaolinit wird nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) in Küstennähe ausgefällt. Die tonmineralogischen Untersuchungen belegen (geringen) marinen Einfluß in einem von kontinentaler Stoffzufuhr geprägten Bildungsraum.

X.5 Der Aufschluß des Latdorf-Äquivalentes (Grünsandton)

X.5.1 Lithologische Aufnahme

Im Oktober 1990 wurde im Bereich des Nordfeldes ein wenig geschichter, kalkiger, glaukonitreicher, toniger Feinsand mit reicher Fossilführung, der sogenannte "Grünsandton", aufgefahren (Lithologie: siehe Abb. 38). Dieses Sediment stellt die jüngste Bildung der tertiären Braunkohlenbecken dar. Der Grünsandton wird im Nachfolgenden als Latdorfäquivalent - entsprechend den vorliegenden paläontologischen Bestimmungen - dem Obereozän zugeordnet, obwohl in den neusten Diskussionen wieder eine Einstufung des Latdorf in das Unteroligozän vorgenommen wird (NUGLISCH, freundl. Mittl. 1995).

Die Sedimente blieben in einem postobereozänen Halbgraben (Scheitelgraben über der Salzstruktur) vor der quartären Erosion bewahrt. Auf etwa 100 Metern ist das Vorkommen aufgeschlossen, dessen östlicher Rand zur Sattelflanke der Salinarstruktur durch eine Störung begrenzt ist. Diese Störung konnte auch in der liegenden Kohle beobachtet werden, was eine tektonisch bedingte Erhaltung des Grünsandvorkommens belegt, wie sie von KARPE (1983, 1986b) beschrieben wurde. Nach Westen hin nimmt die Mächtigkeit des tonigen Feinsandes kontinuierlich ab. Auch die Kohle im Liegenden (Flöz III) streicht nach Westen hin aus.

Für die Erhaltung der glaukonitreichen Sande im Aufschluß könnte neben den bereits genannten Ursachen auch der Einfluß des Setzungsverhaltens der Kohle bedeutend sein: Im Bereich der höchsten Kohlemächtigkeiten können im Verlauf der diagenetischen Setzungen der Kohle die Grünsande am Tiefsten eingesunken sein, da dort der absolute Setzungsbetrag am Höchsten war. Die hellen Bänder in der Kohle (wie auch das Flöz III als geologischer Körper) fallen im Bereich des Aufschlusses nach Osten (also in Richtung auf die Sattelachse) ein. Das Andauern der Einsenkung der tertiären Randsenken und das Wandern der Muldenachsen zum entstehenden Sattel können diese Beobachtung erklären. Somit ist für diesen Aufschluß das Fortdauern der Randsenkeneinmuldung auch nach Ablagerung der Sedimente anzunehmen.

Das Kohleflöz III des Mitteleozäns wird von etwa zwei Meter mächtigen braunen bis schwarzbraunen, stark kohligten Mittel- bis Grobsanden, den sogenannten "Decksanden" des produktiven Mitteleozäns (Barton) überlagert. Die Decksande enthalten vereinzelt vergelte Gänge (Humingele). Das Hangende dieser Sande wurde durch den obereozänen Meeresvorstoß aufgearbeitet, so daß von einer ursprünglich höheren Sedimentmächtigkeit ausgegangen werden muß.

Die Sedimente der marinen Transgression begannen mit einer 0,2m mächtigen, stark mittelmäßigigen Grobsandlage, dem sogenannten "Basiskies". Bei Befahrungen wurden mehrere Haifischzähne aus dem Konglomerat aufgesammelt, die der Familie der Odontaspidae zugeordnet wurden (von der HOCHT 1992). Aus dem Basiskies reichen zahlreiche, mit dessen groben Material gefüllte, Grabspuren in die kohligten Decksande hinein. Sehr wahrscheinlich haben diese zum Zeitpunkt der Aufarbeitung als hard ground (schwach verfestigt durch Humingel) fungiert und so wühlenden Bodenbewohnern die Anlage standfester Bauten ermöglicht. Beobachtet wurden zwei bis vier Zentimeter starke Wühlbauten, die maximal einen Meter tief in die braunen Mittelsande hineinreichten, meist aber nur bis 30 Zentimeter in diese eindringen. Diese Wühlbauten sind nur selten verzweigt und enden an den tiefsten Stellen meist in einem etwa faustgroßen flaschenförmigen Gebilde. Die Bauten können keinem Erzeuger eindeutig zugeordnet werden, jedoch besteht Ähnlichkeit zu den im Hauptzwischenmittel von Schadeleben beobachteten Bauten von Ophiomorpha. Ein Krebs wäre nach CURRAN (1985) als Erzeuger der Bauten möglich.

Ein im Oktober 1990 beobachteter U-förmiger, ca. einen Zentimeter starker Bau der aus dem Hangenden Basiskies knapp 20 Zentimeter in die braunen Sande reichte, konnte nicht sicher als Rhizocorallium bestimmt werden (SUHR, freundl. Mittl. 1990). Die Erzeuger der Wühlbauten gehörten sehr wahrscheinlich zu den Besiedlern des Bodens von Flachmeeren im Gezeitenbereich, einer Fazies wie sie am Beginn einer marinen Transgression zu erwarten ist.

Die Körner des Quarzsandes des Basiskieses sind überwiegend gut gerundet. Die sehr gut gerundeten Kiesgerölle erreichen bis vier Zentimeter Durchmesser. Die Gerölle bestehen aus schwarzen Kieselsteinen und milchigweißen Quarzen. Das Konglomerat geht in den maximal neun Meter mächtigen Grünsandton ohne eine scharfe Schichtgrenze (bedingt durch Verwühlungen) über. In dem Grünsandton selbst konnten Ichnofossilien nur als undeutliche Grabgänge mit Sandfüllung beobachtet werden. Eine Zuordnung der Grabgänge als Wühlbauten von Krabben ist im Gegensatz zu den von VAHLIDIECK (1985) beschriebenen gleichaltrigen Schichten von Helmstedt nicht möglich. Möglicherweise haben die Umlagerungen des Sedimentes und gute Durchlüftung des Meeres eine Fossilisierung verhindert.

Der nur sehr undeutlich durch tonige und sandige Lagen geschichtete, glaukonitische, tonige Feinsand enthält Feinkies in Taxa von Bändern und Nestern, die im Vergleich zu den von MILKERT (1994) beschriebenen Gefügen als Tempestite gedeutet werden. Das insgesamt massige Sediment enthält mehrere Sandhorizonte von denen nur einer (etwa in der halben Profilhöhe) weiter verbreitet ist. Er repräsentiert möglicherweise eine Regressionsphase.

Etwa sechs Meter über dem Basiskies ist eine wenige Zentimeter mächtige Schillage ausgebildet. Sie wird aus den Klappen der Bivalven (überwiegend *Pycnodonte queteleti* (NYST, 1843)) aufgebaut, die eng ineinander verschachtelt sind. Die Klappen sind teilweise zerbrochen. Die Verschachtelung der Schalen ist in der Abbildung 49 wiedergegeben.

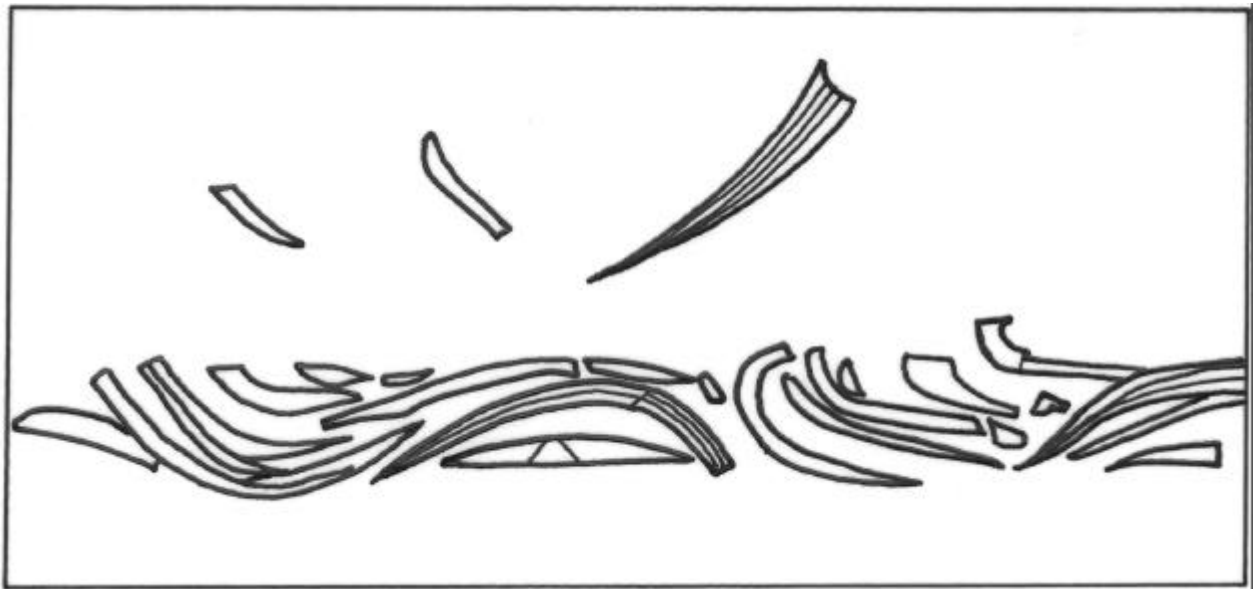


Abb. 49: Schillage mit deutlicher Verschachtelung der Schalen (Originalgröße)

Insbesondere an den Rändern und den Schlössern wiesen Materialabbrüche auf einen längeren Transport hin. Die Schillage und die Tempestite sprechen für ein unruhiges Milieu (Aufwühlungen bei Stürmen) eines wassergesättigten Schlammes im marinen Bildungsraum. Der Sedimentkörper ist im Hangenden diskordant durch quartäre Schotter erodiert.

X.5.2 Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen

Das Auftreten empfindlicher Schwerminerale wie Granat und Staurolith neben stabileren Mineralen (Rutil, Zirkon u.a.) entsprechend der Assoziation III nach ORTMANN (1962) belegt mineralogisch den marinen Ursprung der Sedimente und einen nur geringen landseitigen Eintrag. Die Sandkörner sind allgemein gut bis sehr gut gerundet.

Im Labor des Geographischen Instituts der MLU Halle wurden Sedimentationsanalysen von 19 Proben durchgeführt. Es wurde ein halber Meter als Probenintervall gewählt, wodurch jedoch nur die generelle Tendenz der vermutlich zyklischen Korngrößenverschiebungen im Sedimentpaket erfaßbar war. Die vermutlich in geringeren Profilabschnitten verlaufenden Sedimentationsschwankungen konnten deshalb nicht erfaßt werden.

Der Anteil der Tonfraktion schwankte im Profil zwischen 10% und 25%. Auffällig waren die Minimalgehalte der Proben bei Profilmeter 1,4m bis 2,0m über der Basis des marinen Transgressionskonglomerates, zwischen 4,6m bis 4,8m und 5,6m bis 5,8m. Die Gehalte der Schlufffraktion nahmen zunächst generell von der Basis des Grünsandtones mit 30% bis zu einer Profilhöhe von 1,6 bis 1,8m auf 12% ab. Die Schluffgehalte stiegen von 2,0m bis 3,8m. Profilhöhe auf 57% Gesamtanteile der Sedimentfracht und wiesen bis fünf Meter Profilhöhe Gehalte von mehr als 50% auf. Zwischen 5,6m und 6,2m sank der Schluffgehalt auf 32% ab. Etwa bei Profilmeter 8,0m erreichte der Schluffanteil nochmals 60% und nahm dann zum Hangenden hin auf 40% ab.

Der Anteil der Sandfraktion stieg prinzipiell von der Basis der Sande bis 1,8m Profilhöhe von 45% auf 78% und ging danach auf 20% bei Profilhöhe 3,6m zurück. Zwischen 5,0m und 6,2m stieg der Sandanteil im Sediment auf 50%. Die Gehalte der Sandfraktion sanken dann bis Profilhöhe 8,0m auf 20% ab und nahmen danach zum Hangenden auf rund 40% zu. Die Beschreibung der Anteile der Kornfraktionen läßt den Trend erkennen, daß im Liegenden bis zu einer Profilhöhe von 2,6 m die Sandfraktion dominierte, d.h. der Bodentransport bedeutend war. Bodentransport ist für landnahe Flachmeere typisch (MILKERT 1994). Der Anstieg des Meeresspiegels widerspiegelt sich im Ansteigen der Ton- und Schluffanteile im Hangenden des Profils. Tone und Schluffe werden als Schwebfracht transportiert und belegen ein landfernes Flachmeer.

X.5.3 Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchungen

An Mikrofauna wurden die Foraminiferen durch NUGLISCH (1991) und die Dinoflagellaten durch KÖTHE (1992) bestimmt. Die Dinoflagellaten-Zonierung für den gesamten Sedimentkörper wird mit D 12 nc angegeben und entspricht damit der Kalk-Nannoplankton-Zone 21 des oberen Ober-Eozäns (KÖTHE 1992).

Die Foraminiferen ermöglichten die Zuordnung zum Latdorf, Nannoplanktonzone 21 und gestatten die fazielle Zuordnung des Sedimentationsraumes zu einem Küstenbereich (bis ca. 50 Meter Wassertiefe) mit Verbindung zum offenen Meer (NUGLISCH 1991).

Das Material wurde 1991 entnommen und repräsentiert die zu diesem Zeitpunkt aufgeschlossenen 8,8m Sediment (maximale Mächtigkeit). Probe Nr.10 stellt die Basis des Profils (unmittelbar über dem Transgressionskonglomerat) dar. Die weiteren Proben (Nr. 8 bis 2) wurden im Ein-Meter-Abstand entnommen. Die Probe 1 repräsentiert das Hangende des Profils.

Die Proben an der Profilbasis (Nr.10 und Nr.9) repräsentieren einen küstennahen, hochenergetischen Bildungsraum und waren frei von Foraminiferen. Die Probe 8 (2,0m bis 2,2m Profilhöhe) wies vereinzelt Foraminiferen auf und wurde von NUGLISCH (1991) als küstennah (litoral) bis sublitoral beschrieben.

Als sublitoral mit vollmariner Foraminiferenfauna wird Probe 7 (3,0m bis 3,2m) bezeichnet, planktonische Foraminiferen fehlen. Die Proben 6 bis 1 repräsentieren im hangenden Teil des Profils eine hochmarine Fazies, mit möglicherweise umgelagerten Taxa des warmen Flachwassers. Durchgängig gehören zum Foraminiferenbestand der Proben 1 bis 8 *Uvergina*

tenuistrata (REUSS), *Uvergina gracilis*, *Spirorutilus subflabelliformis* (HANTK), *Melonis affine* (REUSS) und *Elphidella subnodosa minor* (ELL.), letztere fehlt in Probe 3.

Für die Typuslokalität bedeutende Taxa des warmen Flachwassers (Nummuliten, Reussellen, Pararotalien, Asterigerinen, Glabratella, Sphaerogypsina) fehlen im Grünsandton von Nachterstedt. Der Vergleich der Proben mit dem Foraminiferenbestand von Latdorf erbrachte eine gute Übereinstimmung der Taxa von Nachterstedt mit denen der Typus-Lokalität; der Bezug zu den Latdorf-Sedimenten von Magdeburg ist sehr viel schwächer (VINKEN 1988). Die Faziesausbildungen von Nachterstedt und der Typusregion (Latdorf) scheinen sich zu ähneln; das Magdeburger Latdorf gehört möglicherweise einer küstenferneren Fazies an.

X.5.4 Ergebnisse der makropaläontologischen Untersuchung

Aus dem Basiskies des Grünsandtones konnten drei Haifischzähne geborgen werden. Da die Zähne stark abgerollt sind, konnte die Bestimmung nur bis zum Rang der Familie erfolgen. Die Zähne wurden durch von der HOCHT (1992) den Odontaspidae zugeordnet.

Aus dem Grünsandton wurden ca. 60 gut erhaltene Makrofossilien geborgen. Insgesamt wurden Gastropoden (24 Exemplare), Bivalven (27 Exemplare), Scaphopoda (1 Exemplar), Bryozoa (1 Exemplar) und eine Koralle geborgen (siehe: X.5.5). Die Fossilien wurden im Bedarfsfall direkt am Stoß freipräpariert und mit schnellhärtendem Dental-Sekundenkleber (Cyanacrylat) getränkt. Diese Imprägnation ermöglichte erst den Transport der Stücke, die sonst häufig zerfallen. Die Stücke wurden durch von der HOCHT (1992) bestimmt. Die Taxa konnten, teilweise bis zur Art, bestimmt werden. Die Makrofauna mit dem Leitfossil *Cubitostrea ventilabrum* (GOLDFUSS, 1833) wurde (im Vergleich zu den niederrheinischen Ratheim-Schichten) als Latdorf eingestuft.

Die Koralle konnte im Rahmen einer Zweitbestimmung als *Balanophyllia* sp. (RÖMER, 1860) erkannt werden, sie ist nach WEYER (freundl. Mittl. 1994) aus den historischen Fundpunkten Magdeburg und Latdorf des Obereozän (Latdorf) allgemein bekannt.

X.5.5: Fossilbestimmungen (Makrofossilien)

Lokalität : Tagebau Nachterstedt, Teilfeld Schadeleben (Nordfeld)

geologische Position : Schadelebener Graben

Stratigraphie : Latdorfäquivalent, Nannoplankton-Zone 21

Entnahmebereiche : Mollusken : aus dem Grünsandton
Haie : aus dem Basiskonglomerat (Liegendes)

Beachte: Die Numerierung der Makrofossilien in der Anlage 1 deckt sich mit der Numerierung in der Sammlung. Auf den Tafeln sind deshalb die Nummern der Proben statt der Namen angegeben.

Bezeichnung :

Haie : Odontaspidae

Mollusken :

- 01 Klappen von juvenilen Austern)
- 02 Bivalvia (?) : Cyclocardia in Franke-Zellen)
- 03 Gastropoda (?) : Haustator sp., Polinices sp., Xenophora sp.)
- 04 Bivalvia : Gryphaeidae, Pycnodonte queteleti (NYST, 1843)
- 05 Bivalvia : Gryphaeidae, Pycnodonte queteleti (NYST, 1843) - Steinkern
- 06 Bivalvia : Pectinidae, Lentipecten corneus (SOWERBY, 1818)
- 07 Bivalvia : Ostreidae, Cubitostrea ventilabrum (GOLDFUSS, 1833)
- 08 Bivalvia : Gryphaeidae, Pycnodonte queteleti (NYST, 1843)
- 09 Bivalvia : Gryphaeidae, Pycnodonte queteleti (NYST, 1843)
- 12 Bivalvia : Ostreidae, Cubitostrea ventilabrum (GOLDFUSS, 1833)
- 13 Gastropoda : Naticidae
- 14 Bivalvia : Spondylus tenuispina SANDBERGER, 1862
- 15 Gastropoda : Naticidae
- 16 Gastropoda : Nassariidae (?)
- 17 Gastropoda : Naticidae
- 18 Gastropoda : Protoma woodi (SPEYER, 1869)
- 19 Gastropoda : Actaeon cf. simulatum (SOLANDER, 1766)
- 20 Gastropoda : Protoma woodi (SPEYER, 1869)
- 21 Bivalvia : Carditidae
- 22 Gastropoda : indet.
- 23 Gastropoda : Naticidae
- 24 Gastropoda : Protoma woodi (SPEYER, 1869)
- 25 Gastropoda : ? Plejona suturalis (NYST, 1836)
- 26 Bivalvia : Ostreidae, Cubitostrea ventilabrum (GOLDFUSS, 1833)
- 27 Bivalvia : Pectinidae
- 28 Bivalvia : Ostreidae, Cubitostrea ventilabrum (GOLDFUSS, 1833)
- 29 Gastropoda : Buccinidae
- 30 Gastropoda : Turridae, Fusiturris sp.
- 31 Bryozoa : Cupuladriidae, Cupuladria sp.
- 32a Gastropoda : Buccinidae
- 32b Bivalvia : Spondylus tenuispina SANDBERGER, 1862

33 Anthozoa	: Caryophylliidae, (Caryophyllia?)	(2)
34 Bivalvia	: Gryphaeidae, Pycnodonte queteleti (NYST, 1843)	
35 Bivalvia	: Gryphaeidae, Pycnodonte queteleti (NYST, 1843)	
36 Bivalvia	: Spondylus tenuispina SANDBERGER, 1862	
37 Gastropoda	: Plejona suturalis (NYST, 1836)	
38 Gastropoda	: Scaphella obtusa (v. KOENEN, 1890)	
39 Bivalvia	: Astarte sp.	
40 Bivalvia	: Ostreidae, Cubitostrea ventilabrum (GOLDFUSS, 1833)	
41 Bivalvia	: Venericardia cf. analis (PHILIPPI, 1847)	
42 Gastropoda	: Naticidae	
43 Bivalvia	: Limopsis cf. granulata (LAMARCK, 1805)	
44 Gastropoda	: ? Plejona suturalis (NYST, 1836)	
45 Anthozoa	: Balanophyllia sp. (RÖMER, 1860)	(2)
46 Scaphopoda	: Fissidentalium acutum (HERBERT, 1849)	
47 Gastropoda	: indet.	
48 Bivalvia	: Venericardia cf. analis (PHILIPPI, 1847)	(1)
49 Bivalvia	: Limopsis cf. granulata (LAMARCK, 1805)	(1)
50 Gastropoda	: Strombus canalis plana (BEYRICH)	(2)
51 Gastropoda	: ? Plejona suturalis (NYST, 1836)	(1)
52 Gastropoda	: Naticidae	(1)
53 Bivalvia	: Venericardia cf. analis (PHILIPPI, 1847)	(1)
54 Bivalvia	: Ostreidae, Cubitostrea ventilabrum (GOLDFUSS, 1833)	(1)
55 Bivalvia	: Gryphaeidae, Pycnodonte queteleti (NYST, 1843)	(1)
56 Gastropoda	: Naticidae	(1)
57 Bivalvia	: Gryphaeidae, Pycnodonte queteleti (NYST, 1843)	(1)
58 Bivalvia	: Spondylus tenuispina SANDBERGER, 1862	(1)

Bestimmungen:

- Proben 1 bis 46 durch Herrn Von der HOCHT, Kerpen-Balkhausen
- Proben 47 bis 49 und 51 bis 58 nach Vergleich mit den Bestimmungen durch Herrn von der Hocht [Kennzeichnung: (1)]
- Proben 33,45,50 durch Herrn WEYER, Naturkundemuseum Magdeburg [Kennzeichnung (2)]
- Gegenbestimmung durch Herrn WEYER, Magdeburg

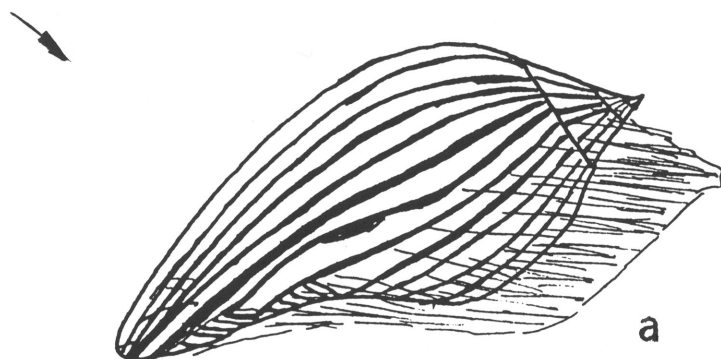


Fig. 1

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")
Nr. 51

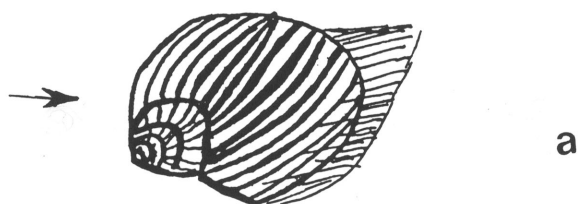
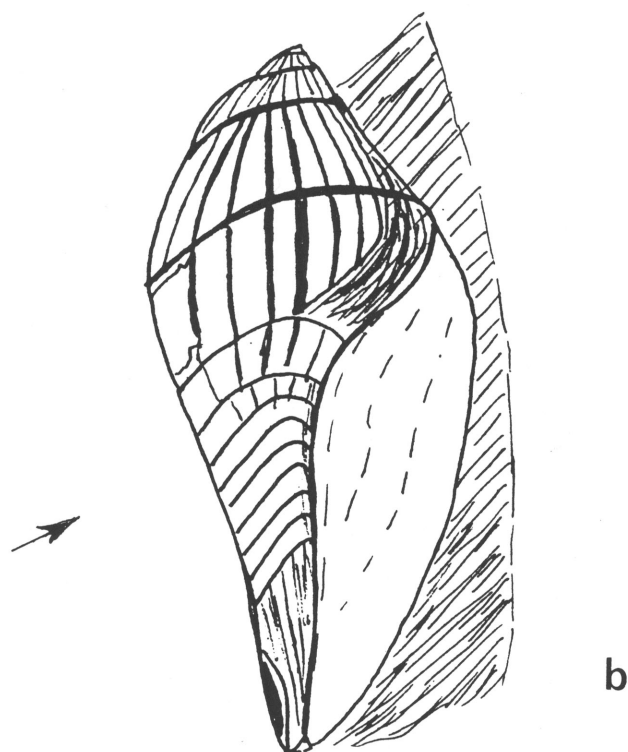
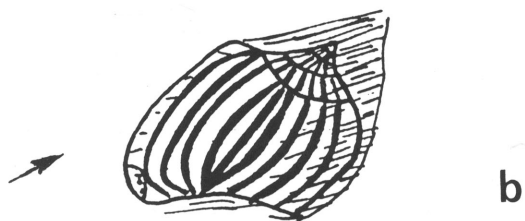


Fig. 2

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")
Nr. 52



→ Lichteinfall

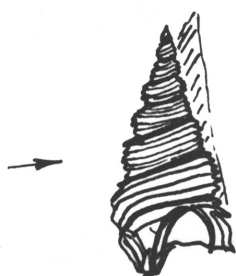
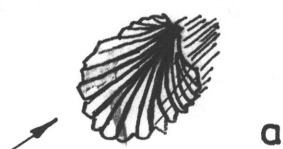


Fig. 1

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

Nr. 32



a



b

Fig. 2

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

Nr. 33

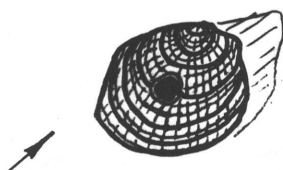
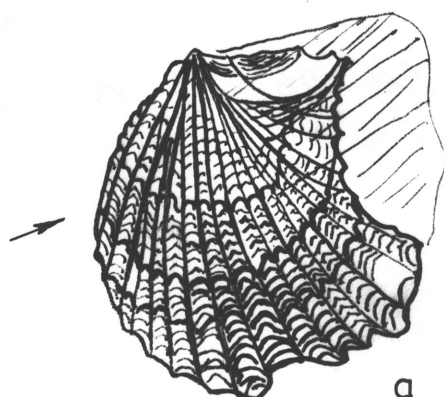


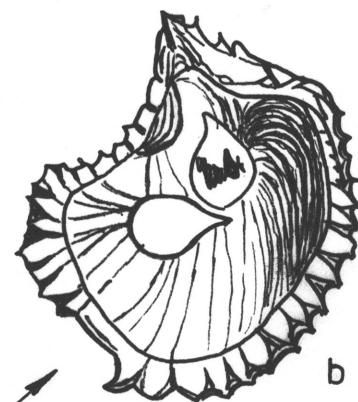
Fig. 3

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

Nr. 34



a



b

M 1:1

Fig. 4a

Vorderseite

Fig. 4b

Rückseite

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

Nr.

→ Lichteinfall (ca. 45° von oben)



Fig. 1

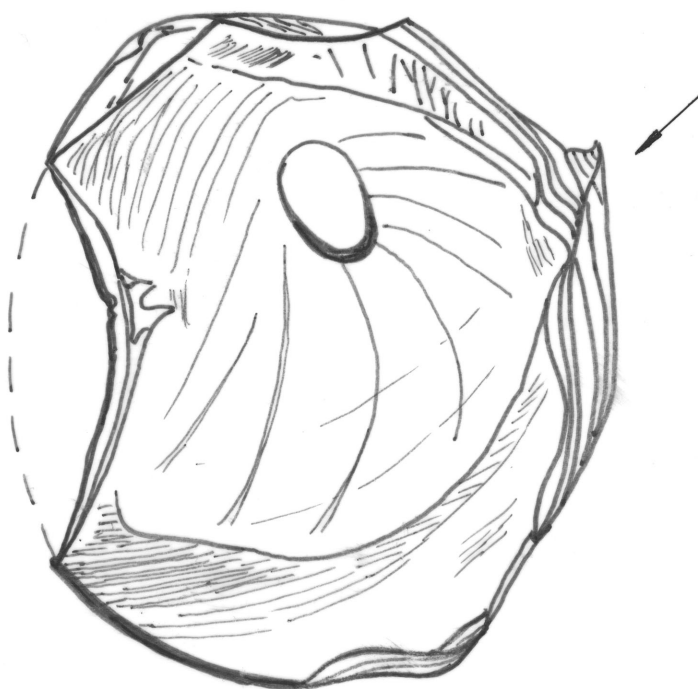


Fig. 1a Innenseite

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

Nr. 55

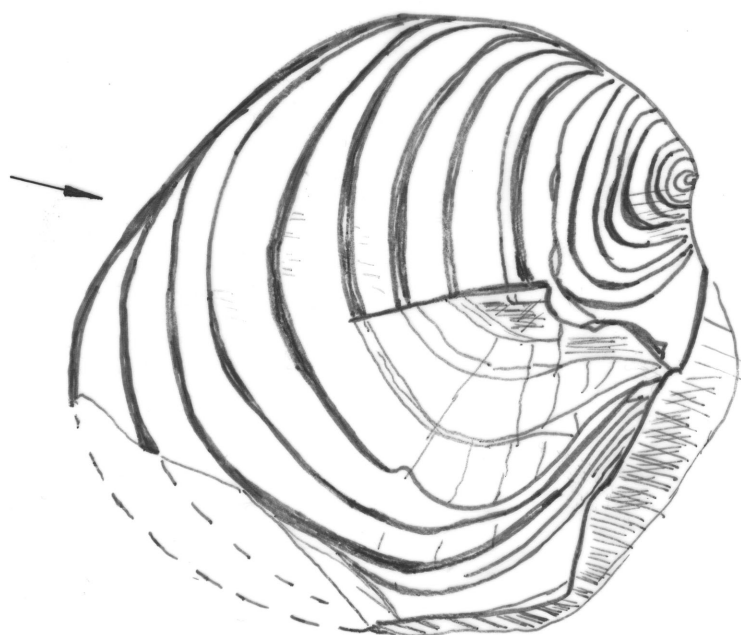


Fig. 1b Außenseite

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

Nr. 55

↖ Lichteinfall (ca. 45° von oben)

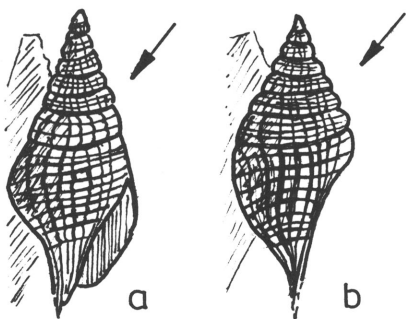


Fig. 1

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

Nr. 29

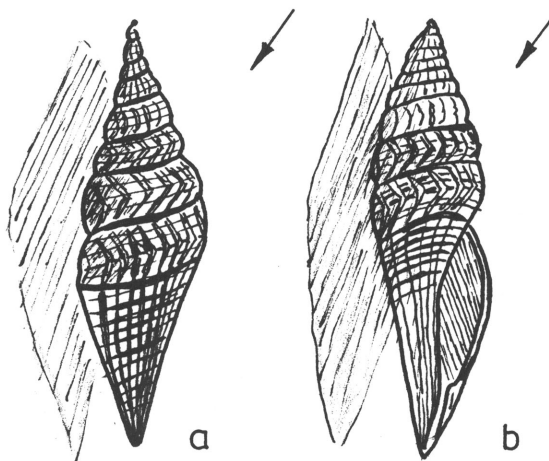


Fig. 2

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

Nr. 30

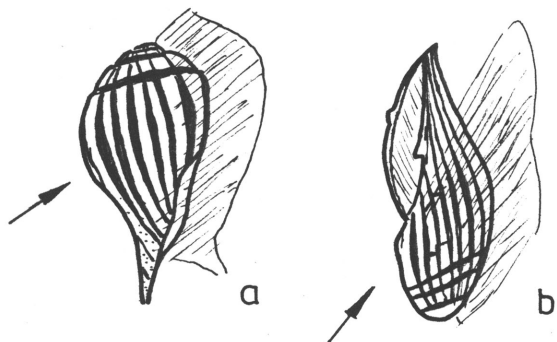


Fig. 3

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

Nr. 38

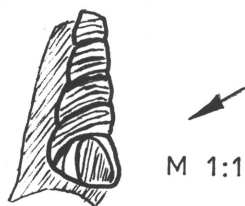


Fig. 4

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

Nr. 20

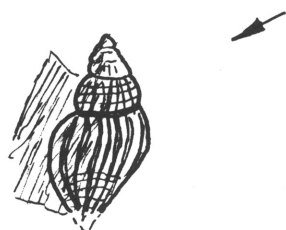


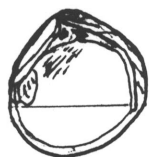
Fig. 5

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")

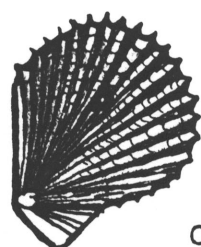
Nr. 16



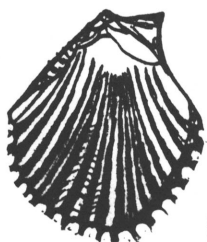
a



b



a



b



a

M 1:1



b

ohne Maß

Fig.1

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")
Nr. 39

Fig. 2

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")
Nr. 29, Schloß

Fig.3

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")
Nr. 27

Fig. 4

Nachterstedt, Schadelebener Graben
Obereozän ("Grünsandton")
Nr. 43



LEGENDE

- Ortslagen
- Tagebau, Grube, Steinbruch
- Halden, Aufschüttungen
- Gewässerflächen
- Waldflächen
- Grube Concordia
- Altbergbau
- devastierte Ortschaften
- Flüsse, Gräben, Kanäle
- Bahnstrecken
- Tagebaugrenzen
- Umgrenzung der Teilstücke

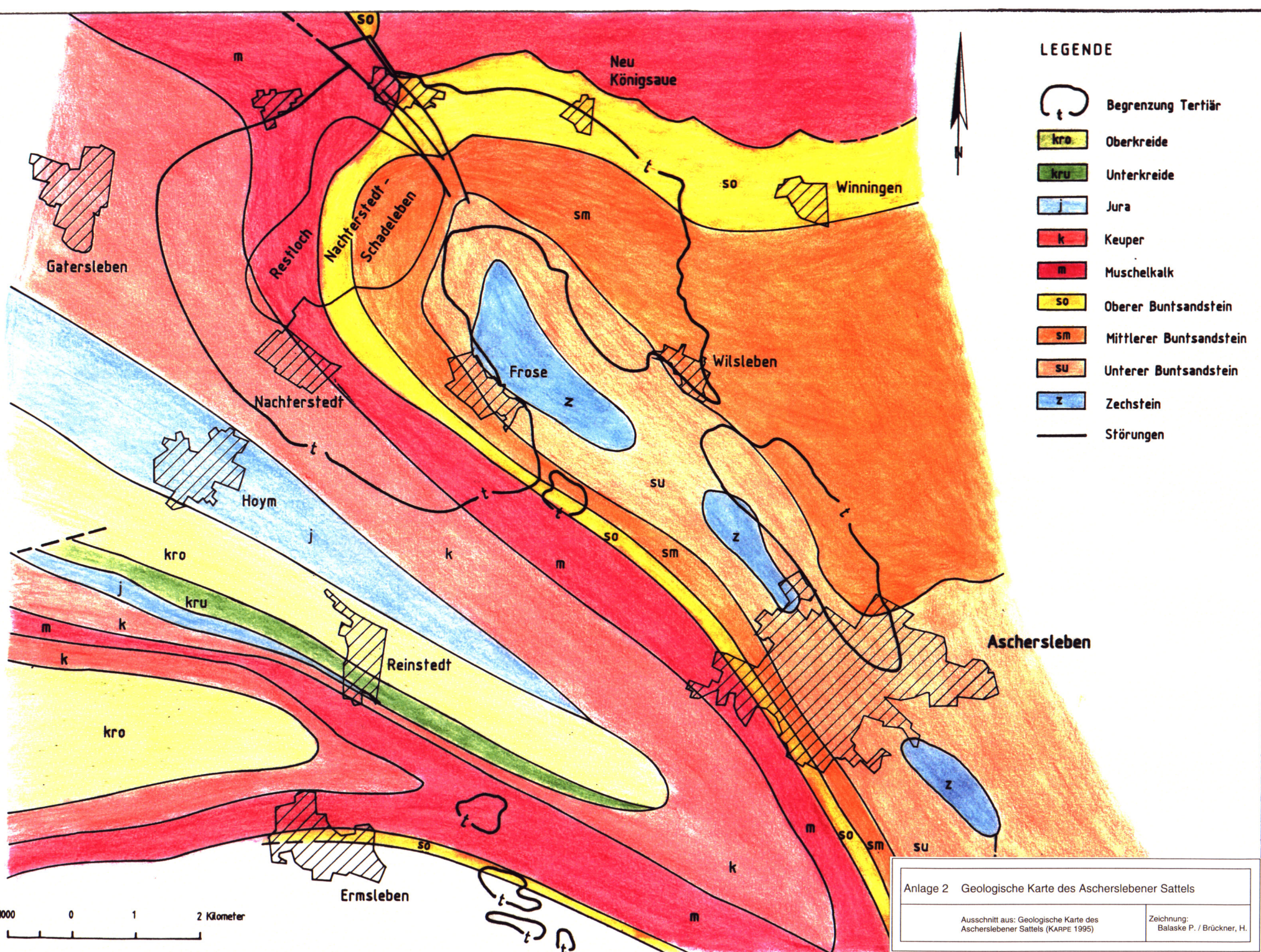


Anlage 1: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes

Bearbeiter : P.Balaske ; R. Neidt ; GLA-LSA 1998

Projection: MERCATOR
Datum: 1954
Units: METERS
Datum: 1954
Parameters:
12 0 0.000 0 longitude of central meridian
67 0 0.000 0 latitude of true scale
0.00000 0 false easting (meters)
0.00000 0 false northing (meters)

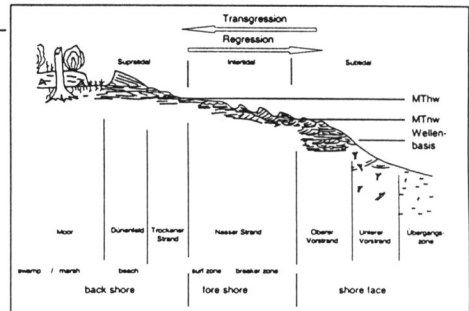
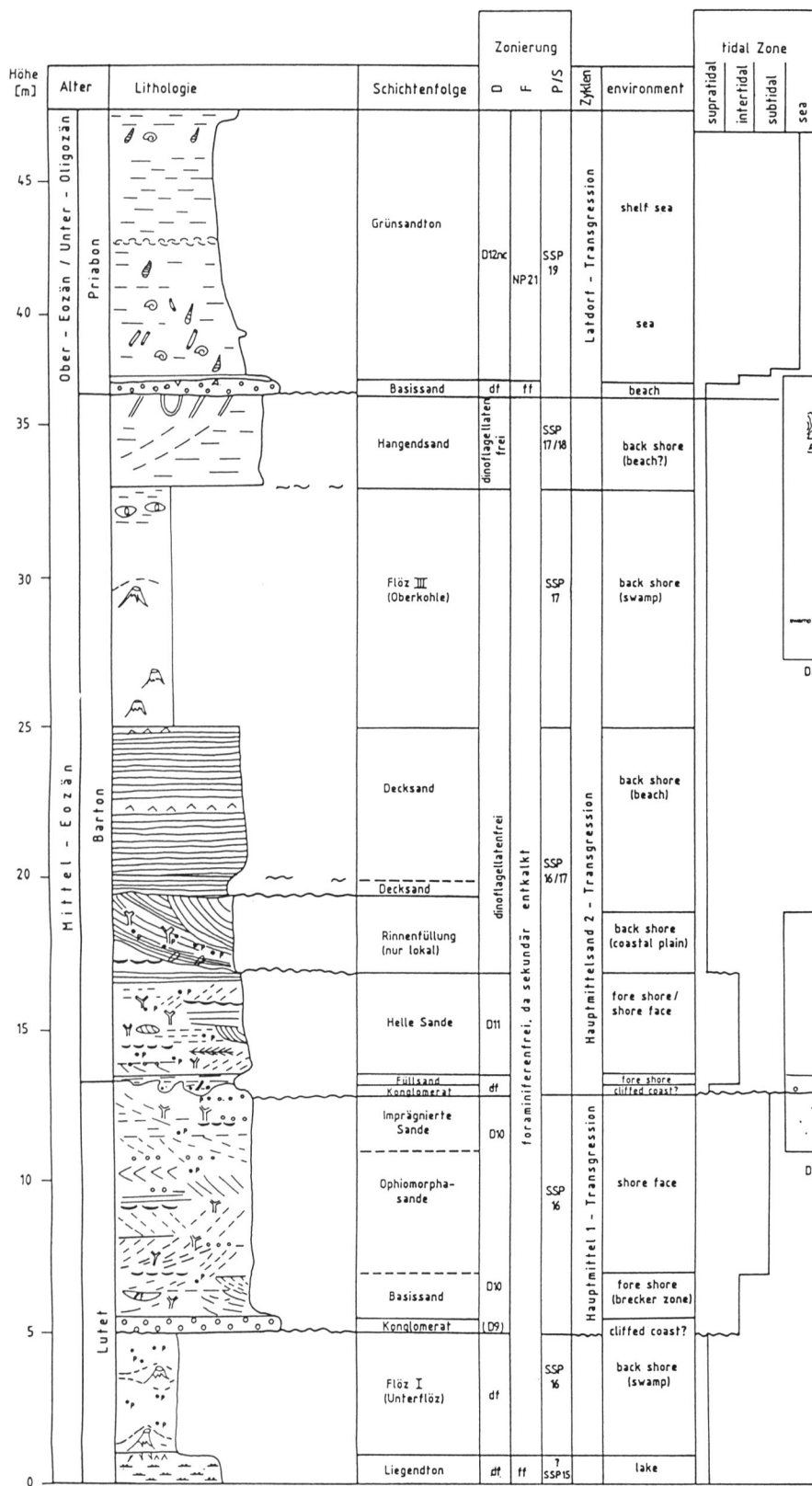
Topographische Grundlage:
Darstellung auf der Grundlage von Daten des Amtlichen
Topographisch-Kartographischen Informationswesens AITIS
Mit Genehmigung des Landesamtes für Landesplanung und
Raumordnung Sachsen-Anhalt
Glas. Nr. 1. V. 1998/001/98



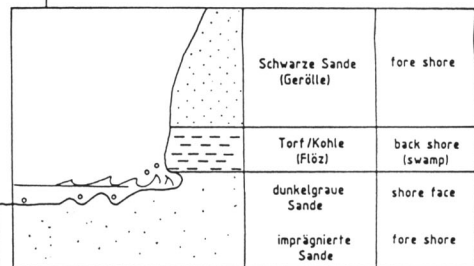


Anlage 3 Tagebau Nachterstedt - Teildfeld Schadeleben:
Karte der Aufschlüsse

nach bergmännischem Flußwerk der MIBRAG, Autor: Balaska, P.
Tagebau Nachterstedt, Zeichnung: Büro Dochow



Detailbild: Schematisierte Faziesabfolge eines Strandes



Detailbild: Entstehung d. Gerölle an der Basis der Hauptsande 2

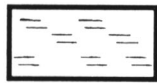
LEGENDE

	Lücke		Mollusken		Kohlegerölle
	Schwefelkies-kongregationen		Bioturbationen		Schluffgerölle
	Stubben		Ophiomorpha		Kreuzschichtung
	Wurzeln		Schillage		übergeordnete Schichtflächen
	fluviale Rinnen		Holz		Schichtflächen
	Quarzite		Kies		Schichtflächen undeutlich
	Haifischzähne				Rippel mit Schluffbedeckung

Abkürzungen

D	Dinoflagellaten
F	Foraminiferen
P/S	Pollen/Sporomorphen
MTnw	mittleres Tidehochwasser
MTnw	mittleres Tidenniedrigwasser
ff	foraminiferentfrei
df	dinoflagellatenfrei

Legende zu den Geologischen Aufnahmen



nur in Anlage 6:
Boden / Torf



gravitative Sackung



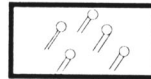
Geschiebemergel



Entfärbung



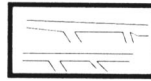
Schluff



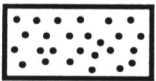
Wühlbauten, unbestimmt



Schluff, sandig



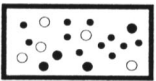
nur in Anlage 7:
unbestimmte Biogefüge



Sand



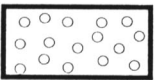
Wühlbauten



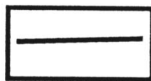
Sand mit Kies und
Kohlebrocken



Tonlage



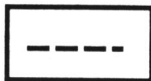
Kies



Schichtgrenze



Sand mit Quarzit



Schichtgrenze, vermutet



Sand mit Sandgeröll



Eiskeile

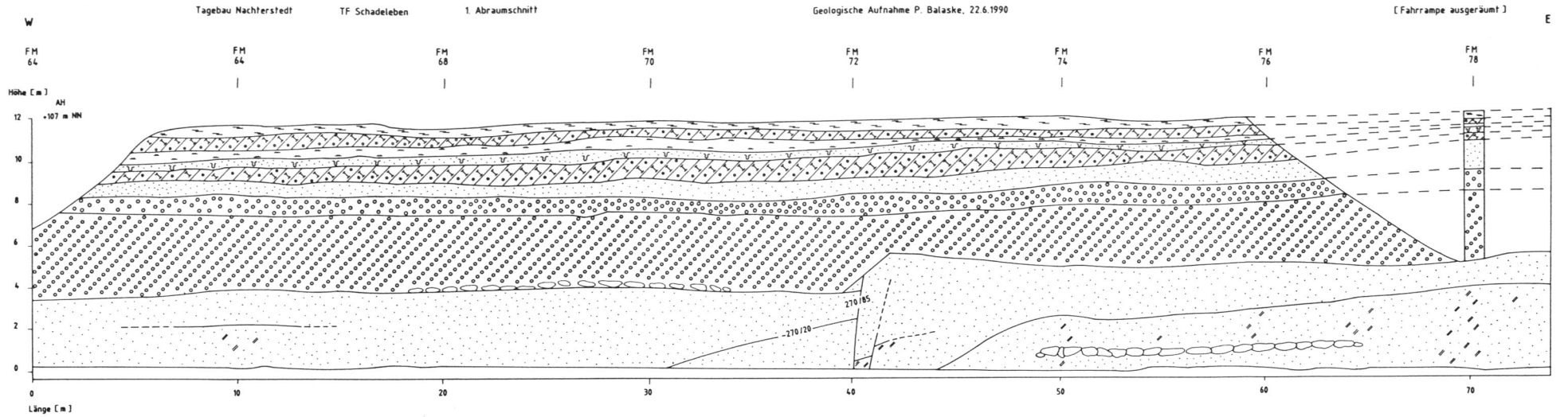


Braunkohle

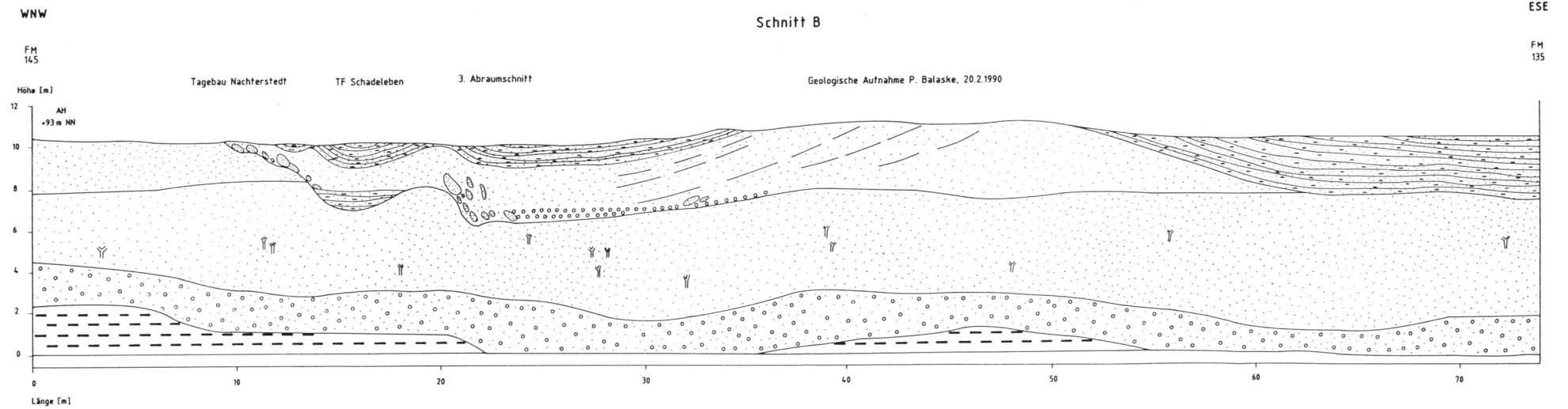


nur in Anlage 7:
Braunkohle

Schnitt A



Schnitt B



Anlage 6 Geologischer Schnitt A und Geologischer Schnitt B

nach eigenen Kartierungsunterlagen

Autor: Balaske, P.
Zeichnung: Brückner, H.

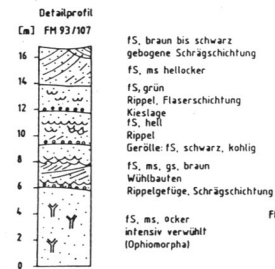
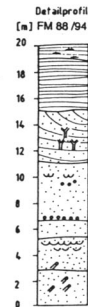
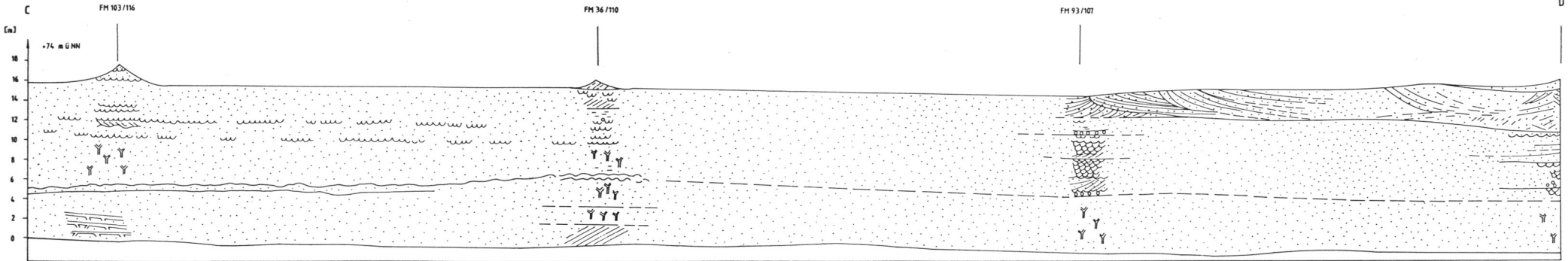
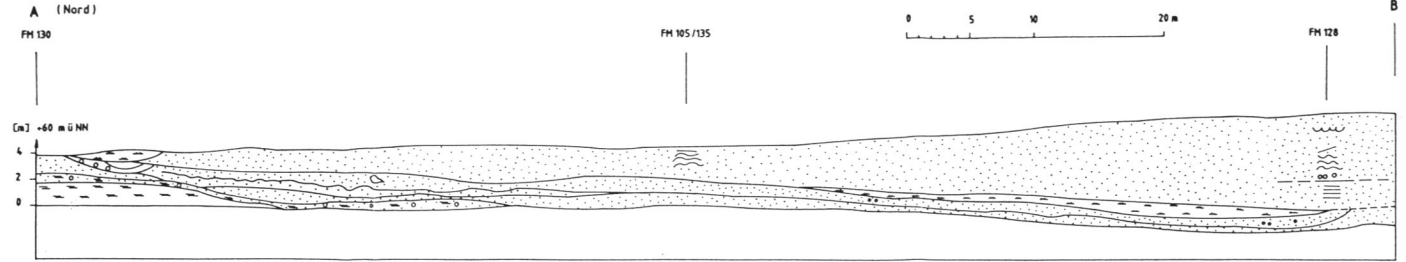
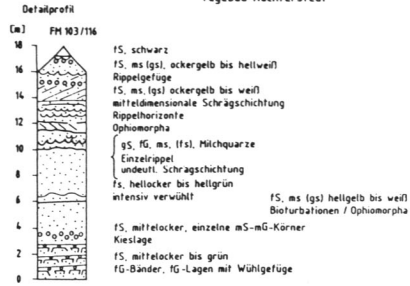
Schnitt C

Tagebau Nachterstedt

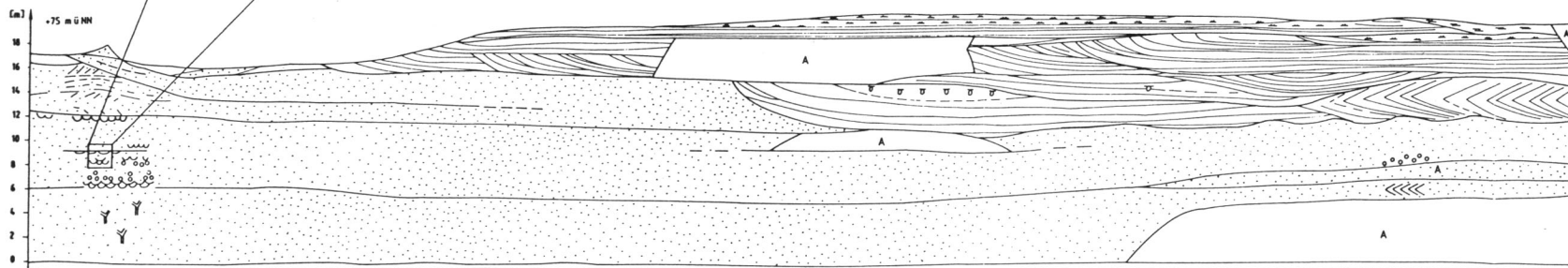
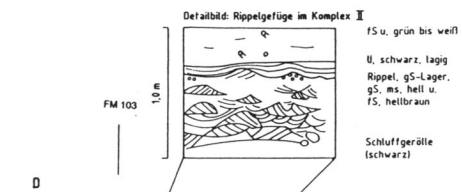
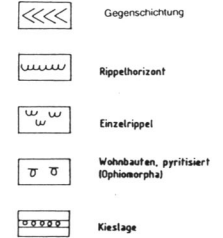
TF Schadeleben

3 Abraumschnitt

Geologische Aufnahme P. Balaske, Juli 1991



Ergänzung zur Legende

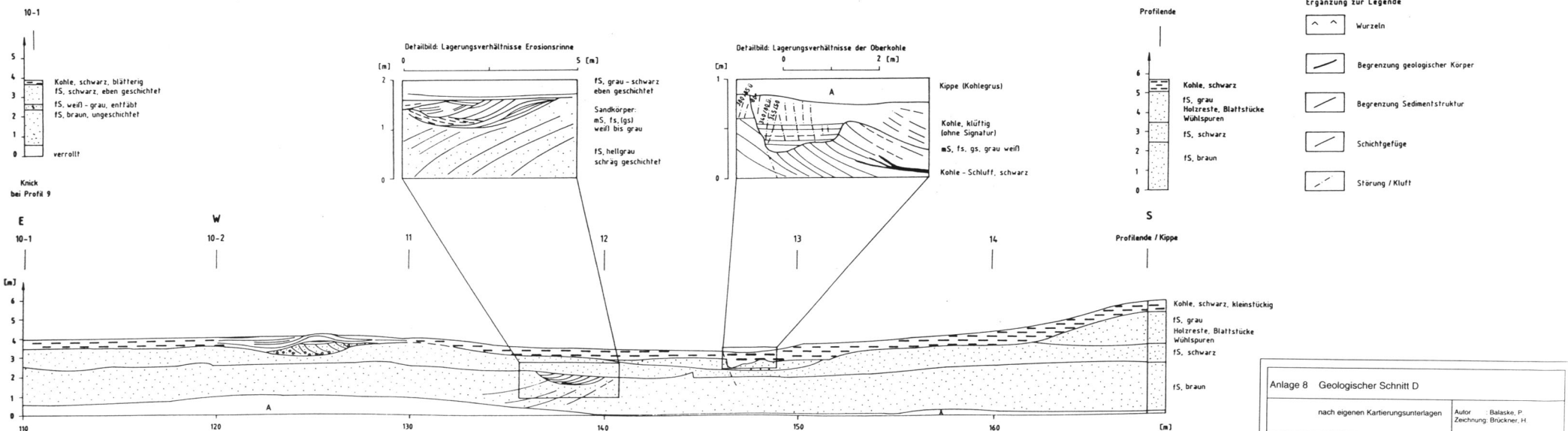
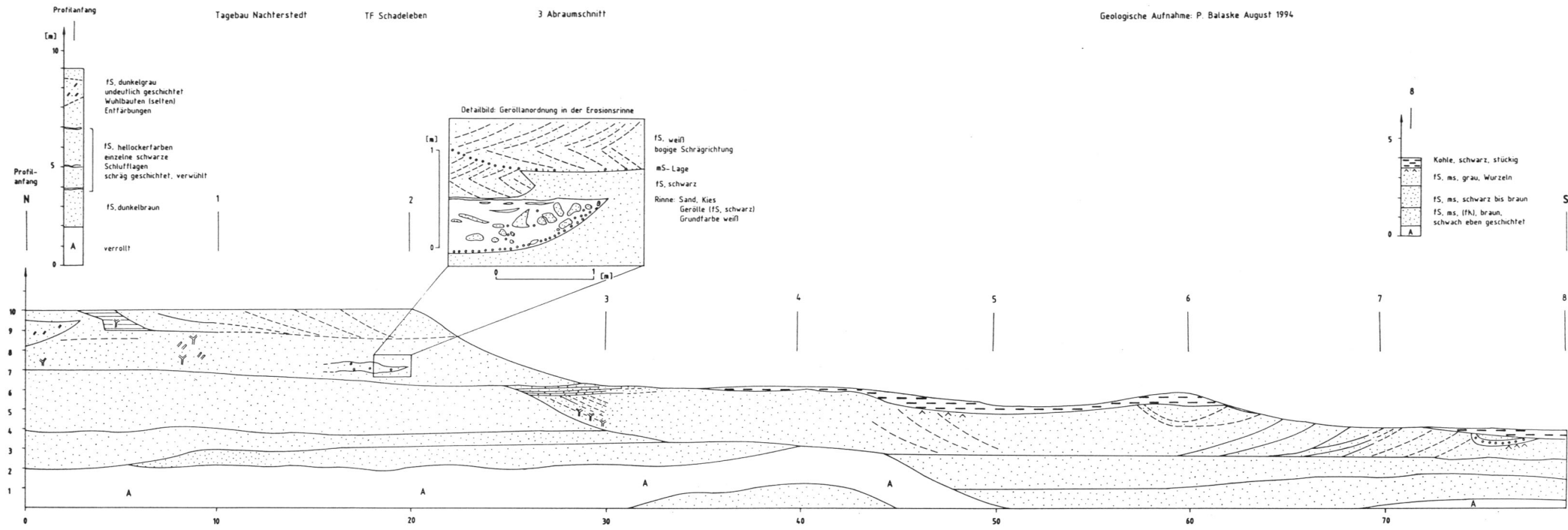


Anlage 7 Geologischer Schnitt C

nach eigenen Kartierungsunterlagen Autor: Balaske, P.
Zeichnung: Brückner, H.

Schnitt D

Geologische Aufnahme: P. Balaske August 1994



System / Abteilung	lithologische Einheit	Bildungs- raum	Verbreitung in den Teilfeldern Nachterstedt-Schadeleben, Königsau, Frose und Wilsleben (KARPE 1983, PAPKE et al. 1986)	Alterseinstufungen PAPKE et al. (1986) (1) KÖTHE (1992) (2) BLUMENSTENGEL (3)	Vergleichsprofile
rezent	Kippe / Auffülle	Mensch	Halde Königsau		
Quartär Holozän	Bodenbildung Torf Wiesenkalk	See	generell im Seeländereital		
Quartär Pleisto- zän	Löß	Steppe	Hanglagen u. Hochflächen bei Königsau und Schadeleben		
	Beckenbildungen Schluff, sandig mit Einlagerungen von FS-MS, z.T. Kies	Stauseen	generell im Seeländereital		
	Hochflächenbildungen Kiessand, Geschiebemergel	Gletscher- vorland / Gletscher	Hanglagen u. Hochflächen bei Schadeleben und Königsau		
	Schmelzwasserbildungen Kiessand Schluff, Geschiebemergel Bänderton Geschiebemergel Grobschotter -----	Gletscher- vorland fluviatil glazial -----	generell im Seeländereital Seeländereital in Auswaschungsrinnen SCHICHTLÜCKE	-----	
Unter- oligozän/ Ober- eozän <i>Priabon</i>	Grünsandton Feinsand Schluff-Feinsand massig, glaukonitisch -----	Meer (Trans- gression) -----	im Schadelebener Graben, lokal in den Teilfeldern von Nachterstedt, Frose, Wilsleben und Aschersleben SCHICHTLÜCKE	Foraminiferen entsprechend Kalk- Nannoplankton-Zone 21 (NUGLISCH 1992); Dinoflagellaten: Zone 12nc nach KÖTHE (1992) -----	Latdorf; z. T. Magdeburger Sande; Silberbergsschichten von Helmstedt (VAHLIDIECK 1985); Silberbergsschichten der Egelner Mulden (KRAMER & ZIEGENHARDT 1968)

Fortsetzung nächste Seite

System / Abteilung	lithologische Einheit	Bildungs- raum	Verbreitung in den Teilfeldern Nachterstedt-Schadeleben, Königsau, Frose und Wilsleben (KARPE 1983, PAPKE et al. 1986)	Alterseinstufungen PAPKE et al. (1986) (1) KÖTHE (1992) (2) BLUMENSTENGEL (3)	Vergleichsprofile
Barton	Hangendsand / -schluff	Meer	flächenhaft über Flöz III und darüber hinaus (transgressiv)	SSP-Zone 17 / 18 nach KRUTZSCH et al. (1992)	Hangende Sande von Flöz Löderburg nach KRUTZSCH et al. (1992) Helmstedt : ? Gehlberg-Schichten
	Schluff, kohlig				
Mittel- Eozän	Flöz III oben meist mit Sand- oder Schluffein- lagerungen	Moor / Sumpf	Schadelebener Graben, Nord- und Ostrand im Nordfeld, TF Nachterstedt: Oberflöz III, TF Frose: Oberflöz IIIo und Mittel, TF Wilsleben: Oberflöz IIIo und Mittel, TF Königsau: Flöz Y,	Flöz 8: Pollenzone 17 (3) in TF Frose und Wilsleben	Flöz 1E (Löderburg) in der Egelner Südmulde (1); Flöz Wallendorf im Raum Halle- Merseburg (3)
Barton	Hauptmittel 2 SF-SM, kohlig Schluff, kohlig, sandstreifig -----	Küste / Flach- meer -----	flächenhaft, südöstlich des Sandrückens, TF Nachterstedt mit Zwischenflöz II (Hauptflöz im Bereich Werkpfeiler), TF Frose: Oberflöz IIIu SCHICHTLÜCKE	Dinoflagellatenzone 11 (2) Flöz 8: Pollenzone 16/17 (3) -----	Liegendes von Flöz 1E (Löderburg) in der Egelner Südmulde (3); Helmstedt : ? Gehlberg-Schichten Flöz Wallendorf im Raum Halle- Merseburg (3)
Barton	Flöz II oft Schluffschmitzen	Moor / Sumpf	nur SE-Teil des Feldes Schadeleben, TF Nachterstedt: "Hauptflöz" zus. mit Flöz III, TF Schadeleben: erodiert TF Königsau: Flöz II (Hauptflöz) und Flöz I, TF Frose: Zwischenflözen IIu und IIo, TF Wilsleben: mit Zwischenflözen IIo und IIu	Pollenzone 17 nach KARPE (1983) SSP-Zone 17 nach KRUTZSCH et al. (1992) Flöz 6: Pollenzone 16/17 (3) in TF Frose und Wilsleben	Flöz 2E in der Egelner Südmulde (limn.- palustr. Teil) (1); Äquivalente entsprechend Flöz III nach KRUTZSCH et al. (1992) Flöz Wallendorf im Raum Halle- Merseburg (3)

Fortsetzung nächste Seite

System / Abteilung	lithologische Einheit	Bildungs- raum	Verbreitung in den Teilfeldern Nachterstedt-Schadeleben, Königsau, Frose und Wilsleben (KARPE 1983, PAPKE et al. (1986))	Alterseinstufungen PAPKE et al. (1986) (1) KÖTHE (1992) (2) BLUMENSTENGEL (3)	Vergleichsprofile
Barton	Hauptmittel 1 Schluff, kohlig, sand- streifig Sand Hauptmittel, Basisfolge SU, sandstreifig mit Oberbegleiter Splitterkies Schluff, feinschichtig - warvig Rinnen / Erosionsbasis	Küste / Flach- meer	flächenhaft im Feld Schadeleben TF Nachterstedt TF Königsau TF Frose TF Wilsleben meist gebunden an Rinnen oder Aufarbeitung	Dinoflagellatenzone 10 (2) Mittel in Frose und Wils- leben: Pollenzone 16 (3) Dinoflagellatenzone 9 (2)	? Helmstedt: Annenberg-Schichten nach RITZKOWSKI (1991), möglich nach KRUTZSCH et al. (1992); Egeln: Leitschicht 1 nach BLUMENSTENGEL (1993); Raßnitzer Graben: marin beeinflusste Sedimente unter Flöz Wallendorf (3)
Barton	Flöz I Basis meist schluffig	Moor / Sumpf	flächenhaft im Feld Schadeleben, im TF Nachterstedt u. Königsau: Unterflöz I im TF Frose: Unterflöze Io, Im, Iu und Mittel im TF Wilsleben: Unterflöze Io, Im, Iu und Mittel	Flöz 4 u. 2 in Frose-Wils- leben: Pollenzone 16 nach (1) und (3) Pollenzone 16 nach KRUTZSCH et al. (1992)	Egelner Südmulde: Flöz 2E (brackischer Teil) (1); Raum Halle-Merseburg: Flöz Merseburg (3); Etzdorf: Unterflöz, Helmstedt: höherer Teil der Annenberg-Schichten nach KRUTZSCH et al. (1992)
Lutet	Liegendton	Land- fläche	flächenhaft , auch in allen anderen Teilfeldern		? Helmstedt : Annenberg-Schichten
	Liegend-Wechselfolge Schluff Sand, oberer Sand, unterer	Land / See / Fluß	flächenhaft im Feld und in anderen Teilfeldern flächenhaft im Feld nur örtlich im SW-Feld vorhanden Anm.: Flöze X1 und X2 enthaltend	Pollenzone 15 nach KARPE (1983)	

Fortsetzung nächste Seite

System / Abteilung	lithologische Einheit	Bildungs- raum	Verbreitung in den Teilfeldern Nachterstedt-Schadeleben, Königsau, Frose und Wilsleben (KARPE 1983, PAPKE et al. 1986))	Alterseinstufungen PAPKE et al. (1986) (1) KÖTHER (1992) (2) BLUMENSTENGEL (3)	Vergleichsprofile
Lutet	Flöz X1 Flöz X2	Moor / Sumpf	nur örtlich vorhanden TF Nachterstedt: Flöze X ₁ und X ₂ , TF Königsau: Flöze X ₁ und X ₂ , TF Frose: Liegendwechselfolge, TF Wilsleben: Liegendwechselfolge	Pollenzone 15 nach LOTSCH et al. (1969)	mögliche Äquivalente (KRUTZSCH et al. 1992): Helmstedt: Oberflöze, Egeln: Flöz III, Geiseltalprofil
Lutet	Liegendsand Liegendsand Schluff Schluff, z.T. mit Kohle	Land ? See ? Fluß ?	nahezu flächenhaft , auch in allen anderen Teilen		
Eozän	Basalton	Land ?	bis auf SE-Teil durchgehend		
Trias	Verwitterungsrinde Schluff mit Kalkstein- bänken oder Sandlagen Sand mit Schlufflagen	Land- fläche	über Muschelkalk und Röt im Zentral- und NW-Teil über mittlerem Buntsandstein im SE-Teil		

Anmerkung: Die Bezeichnung "SCHICHTLÜCKE" im Feld Verbreitung steht für das erosive Einsetzen der hangenden Schicht mit Abtragung von Schichten im Liegenden.

verwendete Abkürzung: TF lies: Teilfeld (Die Lagerstätte wurde in Etappen erkundet. In diesen Erkundungen wurden nach geologischen und technischen Parametern Lagerstättenteile abgegrenzt, diese werden als "Teilfelder" bezeichnet.)
zus. lies: zusammen

Anlage 9: Alterseinstufung und Vergleichsprofile der Sedimente am Ascherslebener Sattel