

Planfeststellungsverfahren zur Stilllegung des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben

Verfahrensunterlage

Titel: Projekt Morsleben
Geologische Bearbeitung von Kreide und Tertiär

Autor: Lotsch, D.

Erscheinungsjahr: 1998

Unterlagen-Nr.: I 064

Revision: 00

Unterlagenteil: Teil 1 von 2



Inhaltsverzeichnis

Verkürzte Zusammenfassung	4
1 Einleitung	5
2 Untersuchungsgebiet	6
2.1 Lage und Begrenzung des Untersuchungsgebietes	6
2.2 Geologisch-tektonischer Rahmen	7
3 Erkundungsmaßnahmen und Untersuchungsmethoden	8
3.1 Kenntnisstand 1980	8
3.2 Standorterkundung ERA Morsleben	10
3.2.1 Untersuchungsprogramm 1983-1985	10
3.2.2 Untersuchungsprogramm 1988-1990	10
3.2.3 Untersuchungsprogramm 1993 - 1995	12
3.2.4 Seismische Untersuchungen	13
3.2.5 Probenuntersuchungen	14
3.3 Sonstige im Untersuchungsgebiet seit 1980 durchgeführte Arbeiten mit Belang für die geologische Auswertung von Oberkreide und Tertiär	15
3.3.1 Gravimetrische Messungen	15
3.3.2 Hydrogeologische Bohrungen im nördlichen und nordwestlichen Vorfeld des Quarzsandtagebaues Walbeck	16
3.3.3 Bohrungen Deponie Lange Berge	18
4 Geologie der Schichtenfolge von Kreide und Tertiär	19
4.1 Stratigraphische Gliederung	19
4.1.1 Grundlagen der stratigraphischen Gliederung	19
4.1.2 Biostratigraphische Stellung der jungoberkretazischen Abfolge	19
4.1.3 Biostratigraphische Stellung der tertiären Ablagerungen	25
4.1.4 Auswertung der qualitativen Schwermineral-Untersuchungen zu stratigraphischen Zwecken	27
4.2 Kreide	29
4.2.1 Lithologische Beschreibung der Schichtenfolge	29
4.2.1.1 Ober-Turon bis Unter-Coniac (krto-krccu)	29
4.2.1.2 Campan (krca)	29
4.2.1.3 Ober-Campan bis Unter-Maastricht (krcao-krmau)	32

4.2.2	Paläogeographie, heutige Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse der jüngeren Oberkreide (Oberes Unter-Campan bis Unter-Maastricht)	37
4.2.2.1	Paläogeographie der jüngeren Oberkreide	37
4.2.2.2	Heutige Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse der jüngeren Oberkreide in der Allertalzone	40
4.3	Tertiär (t)	56
4.3.1	Lithologische Beschreibung der Schichtenfolge	56
4.3.1.1	Unter- bis Ober-Paläozän (tpau-tpao)	56
4.3.1.2	Ober-Paläozän (tpao) (?) bis Unteres Unter-Eozän (teouu)	57
4.3.1.3	Mittel-Eozän (teom) und Ober-Eozän (teoo)	59
4.3.1.4	Unter-Oligozän (tolu)	67
4.3.1.5	Ober-Oligozän (tolo)	69
4.3.1.6	Pliozän (tpl) ?	70
4.3.2	Paläogeographie, heutige Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse des Tertiärs	71
4.3.2.1	Paläogeographie des Tertiärs	71
4.3.2.2	Heutige Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse des Tertiärs	77
4.4	Subrosion und Verkarstung in der Allertalzone	96
4.4.1	Zur Entstehung der jungoberkretazischen Senke auf der Allertalsalzstruktur	96
4.4.2	Zum zeitlichen Ablauf von Subrosion und Verkarstung von der jüngeren Oberkreide bis in das Quartär	97
5.	Zusammenfassung	108
6.	Literaturverzeichnis	113
7.	Verzeichnis der Abkürzungen	122
8.	Verzeichnis der Tabellen	124
9.	Verzeichnis der Abbildungen	125
10.	Verzeichnis der Anlagen	126

Anhang: Tafeln 1-14 mit Bildern 1-31

Gesamtseitenzahl des Berichtes: 128

Gesamtseitenzahl des Anhanges: 29

Gesamtblattzahl der Anlagen: 34

Verkürzte Zusammenfassung

Autor: Dr. Dieter Lotsch
Titel: Projekt Morsleben: Geologische Bearbeitung von Kreide und Tertiär
Stichworte: Allertalzone, Kreide, Geologie, geologische Prozesse, Tertiär, Weferlinger Triasplatte

Das in den Ländern Sachsen-Anhalt und Niedersachsen gelegene Untersuchungsgebiet umfaßt Teile der Weferlinger Triasplatte, der Allertalzone und der Lappwald-Scholle. Gegenstand der geologischen Untersuchungen waren die Kreide- und Tertiärablagerungen am Standort des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben und seines geologischen Rahmens.

Bearbeitet wurden alle im Untersuchungsprogramm ERA Morsleben abgeteuften Bohrungen mit Kreide und Tertär, die Ergebnisse biostratigraphischer, lithologischer und schwermineral-analytischer Untersuchungen sowie die Ergebnisse flachseismischer und normaleismischer Messungen. Weiterhin wurden Archivunterlagen und veröffentlichte Literatur ausgewertet. Auf der Grundlage der so erarbeiteten Daten wurden die Lagerungsverhältnisse, die Lithologie und die Stratigraphie der kretazischen und tertiären Schichtenfolgen beschrieben sowie subrosive und tektonische Prozesse analysiert.

Kretazische Ablagerungen sind auf die Allertalzone begrenzt und hier an eine NW-SE streichende Subrosionssenke gebunden. Tertiäre Ablagerungen sind in der Allertalzone und auf der Weferlinger Triasplatte in mehreren voneinander isolierten Vorkommen erhalten. Autochthone Ablagerungen tertiärer Schichtenfolgen kommen auf der Lappwald-Scholle nicht vor.

1 Einleitung

Als Folge der Vereinigung beider deutscher Staaten am 3. Oktober 1990 ging die Zuständigkeit für den Betrieb des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM) vom Staatlichen Amt für Atomsicherheit (SAAS) der DDR auf das Bundesamt für Strahlenschutz (BfS) über. Zur weiteren Standorterkundung im Rahmen des Planfeststellungsverfahrens zur Stilllegung des ERA Morsleben wurden umfangreiche geologische Untersuchungsarbeiten über und unter Tage geplant und durchgeführt. Die übertägigen geologischen und geophysikalischen Untersuchungen am Standort des ERA Morsleben dienten der Erkundung der Geologie, Stratigraphie, Petrographie und Strukturgeologie der Deckschichten im Bereich der Allertalzone, der Weferlinger Triasplatte und der Lappwaldscholle, soweit diese mit den Mitteln der Oberflächenkartierung, der Bohrungsbearbeitung und mit geophysikalischen Untersuchungsmethoden erschlossen werden können. Insbesondere sollten über den Kenntnisstand von 1990 hinaus weitere Informationen für die Analyse der Entwicklungsgeschichte der Allertalzone im Hinblick auf subrosive und tektonische Prozesse und für die Bewertung der Lagerungsverhältnisse im suprasalinaren Schichtkomplex, insbesondere der grundwasserleitenden und grundwasserhemmenden Schichten im hydrogeologischen Modellgebiet und seinem geologischen Rahmen, gewonnen werden.

Als Teil dieser Aufgabe wurde von der BGR das Arbeitspaket 9M 212 210 13 „Geologische Bearbeitung von Kreide und Tertiär“ bearbeitet, mit dem besonderen Ziel, die Kenntnisse über den lithologischen Aufbau der Schichtenfolge von Kreide und Tertiär, ihre lithostratigraphische Gliederung und biostratigraphische Zuordnung, ihre Verbreitung und Mächtigkeit sowie ihre Lagerungsverhältnisse, letztere vor allem unter dem Aspekt der zeitlichen und räumlichen Analyse möglicher neotektonischer Bewegungen sowie der Subrosion, zu verbessern, die Ergebnisse zu beschreiben und in Karten, Schnitten und Korrelationsprofilen darzustellen.

Hiermit wird über die durchgeführten Arbeiten und die erzielten Ergebnisse berichtet.

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Lage und Begrenzung des Untersuchungsgebietes

Das ca. 38 km² große, SE-NW-gerichtete engere Untersuchungsgebiet (Gebietsteile Sachsen-Anhalt, untergeordnet Niedersachsen) für das ERAM wird durch folgende Koordinaten (GAUSS-KRÜGER, Bessel-Ellipsoid 3° Streifen) auf TK 25 Meßtischblatt Helmstedt (3732) begrenzt:

rechts: ³³34 - ⁴⁴38,5 bei hoch: ⁵⁷93

rechts: ⁴⁴34 - ⁴⁴40 bei hoch: ⁵⁷90

rechts: ⁴⁴37 - ⁴⁴42 bei hoch: ⁵⁷86

Der ca. 162 km² große regionale Rahmen für das ERAM wird durch folgende Koordinaten (GAUSS-KRÜGER, Bessel-Ellipsoid 3° Streifen) umrissen (TK 25: Meßtischblätter Helmstedt 3732, Hötensleben 3832, Seehausen 3833).

rechts: ⁴⁴33 - ⁴⁴45 bei hoch: ⁵⁷98

rechts: ⁴⁴33 - ⁴⁴45 bei hoch: ⁵⁷92

rechts: ⁴⁴39 - ⁴⁴45 bei hoch: ⁵⁷82.

Für das engere Untersuchungsgebiet waren Kartendarstellungen im Maßstab 1:10 000, für den regionalen Rahmen im Maßstab 1:25 000 vorgesehen. Da die Ablagerungen kretazischen Alters auf die Allertalzone begrenzt sind, wurde aus Gründen der Einheitlichkeit der Darstellung das Kartengebiet im Maßstab 1:10 000 nach Norden erweitert. Die Kartendarstellungen für die Kreide im Maßstab 1:10 000 (Anlagen 3 bzw. 4) werden durch folgende Koordinaten begrenzt:

rechts: ⁴⁴34000 - ⁴⁴41400 bei hoch: ⁵⁷96650

rechts: ⁴⁴34000 - ⁴⁴41400 bei hoch: ⁵⁷86150

Die Darstellung der Verbreitung des Tertiärs in der Allertalzone erfolgte bei gleicher Koordinaten-Begrenzung ebenfalls im Maßstab 1:10 000 (Anlage 3), für das in der Allertalzone gelegene Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld auf Grund des hohen Aufschlußgrades und aus geologischen Gründen zusätzlich im Maßstab 1:2 500 (Anlage 24). Für die Kartendarstellung des Tertiärs im Maßstab 1:25 000 (Anlage 23) wurde der o.a. regionale Rahmen auf folgende Koordinaten erweitert:

rechts: ⁴⁴32000 - ⁴⁴57000 bei hoch: ⁵⁸03000

rechts: ⁴⁴32000 - ⁴⁴57000 bei hoch: ⁵⁷79000

Zur Analyse neotektonischer Bewegungen wurden auch weiter östlich auf den Blättern Neuhaldensleben (3734), Wolmirstedt (3735), Groß Rodensleben (3834) und Magdeburg (3835) gelegene Tertiärvorkommen berücksichtigt.

2.2 Geologisch-tektonischer Rahmen

Das ERAM wurde in den salinaren zechsteinzeitlichen Wirtsgesteinen der Allertal-Salzstruktur errichtet. Sie ist Teil der Allertalzone, einer über 100 km langen herzynisch streichenden tektonischen Linie im Gebiet zwischen Harz und Flechtingen-Roßlauer Scholle, in die keuperzeitlich beginnend Zechstein-Salinar intrudierte. Die über dem Zechstein-Salinar entstehende Subrosionssenke wurde nach dem Keuper durch von der Weferlinger Triasplatte bzw. von der Lappwald-Scholle gravitativ nach SW bzw. NE abgleitende Sedimentpakete überdeckt. In der jüngeren Oberkreide bildete sich über dem Zechstein-Salinar erneut eine Subrosionssenke.

Im NE wird die Allertal-Salzstruktur durch eine Störungszone gegen die Weferlingen-Schönebecker Scholle (Weferlinger Triasplatte) begrenzt, in der basaler Zechstein und geringmächtige Reste des Salinars von Buntsandstein überlagert werden. Der Zechstein streicht am Übergang von der Weferlinger Triasplatte zur Flechtingen-Roßlauer Scholle übertägig oder unter geringmächtiger Bedeckung durch quartäre und/oder tertiäre Sedimente aus.

Nach SW schließt sich an die Allertal-Salzstruktur die Lappwald-Scholle an. Hier lagern über dem nach SW einfallenden präsalinaren Zechstein-Sockel (gegenüber der Weferlinger Triasplatte mit einem Höhenunterschied von 500-600 m) Buntsandstein, Muschelkalk, mächtiger Keuper und Jura.

Weitergehende Ausführungen zur strukturgeologischen Entwicklung und zur Lage der Allertal-Salzstruktur sind in JUBITZ et al. (1991), BALDSCHUHN & KOCKEL (1996), BEST (1996) und in BEST & ZIRNGAST (1998) zu finden.

3 Erkundungsmaßnahmen und Untersuchungsmethoden

3.1 Kenntnisstand 1980

Bohrungen vor 1945

Die ältesten aus dem engeren und dem erweiterten geologischen Untersuchungsgebiet vorliegenden Bohrungen wurden im Rahmen der Suche und des Aufschlusses von Zechsteinsalzen und zu einem geringen Teil zur Suche und Erschließung von Grundwasser und Steine- und Erden-Rohstoffen abgeteuft.

Von den im engeren und erweiterten Untersuchungsgebiet in dieser geologischen Erkundungsphase niedergebrachten Bohrungen wurden tertiäre oder oberkretazische Ablagerungen in 32 Bohrungen auf den Blättern Weferlingen (1), Helmstedt außer Helmstedt-Oscherslebener Tertiärsenke (21), Hötensleben außer Helmstedt-Oscherslebener Tertiärsenke (2) und Erxleben (8) erbohrt.

Nur von wenigen Bohrungen liegen auf Grund von Bearbeitungen eingesandter Proben durch die Königlich Preußische Geologische Landesanstalt geologisch fundierte Schichtenverzeichnisse vor. Von den meisten Bohrungen existieren nur von den Bohrmeistern erstellte Schichtenverzeichnisse. Die lithostratigraphische Neuinterpretation des Tertiärs und der Oberkreide aller dieser Bohrungen erfolgte nach den Ergebnissen der im Rahmen der ERAM-Erkundung abgeteuften Bohrungen.

Die Bezeichnung dieser Bohrungen erfolgte in diesem Bericht nach folgenden Bohrungskürzeln (gegliedert nach Meßtischblättern):

TK 25 Meßtischblatt Weferlingen (3632): Wel xx/-

TK 25 Meßtischblatt Helmstedt (3732): Hmt xx/-

TK 25 Meßtischblatt Hötensleben (3832): Höt xx/-

TK 25 Meßtischblatt Erxleben (3733): Erx Hl xx/-

TK 25 Meßtischblatt Seehausen (3833): SnWl xx/-

Die in den oberkretazischen Walbecker Schichten enthaltenen Quarzsande sind auf Grund ihrer Eignung als Rohstoff für die Glasherstellung seit 1925 Gegenstand des Abbaues im Raum Walbeck. Allerdings existieren nur wenige Angaben über Erkundungsarbeiten aus der Zeit vor 1945. Hierbei handelt es sich um 13 Bohrungen mit Teufen von 7,4 - 63,7 m mit insgesamt 378,90 Bohrmeter, die im westlichen Vorfeld des Sandwerkes Walbeck in den Jahren 1926/27 abgeteuft wurden (MAY 1955).

Bohrungen von 1945 - 1980

Um die Vorratsbasis für die nach dem 2. Weltkriege ständig steigende Nachfrage zu sichern, wurden von 1953 bis 1980 in mehreren Etappen im südwestlich von Grasleben bis westlich von Schwanefeld Erkundungen mittels Bohrungen auf Glassand durchgeführt:

1953: 17 Trockenbohrungen mit Endteufen von 5,0-31,5 m und insgesamt 190,5 Bohrmeter im Vorfeld der damals fördernden Sandgrube 1 (REICHSTEIN 1954)

1954: 60 Trockenbohrungen mit Endteufen von 4,0-33,5 m und insgesamt 1061 Bohrmeter im nördlichen Anschlußgebiet an die Erkundung von 1954, Aufschluß dieser Lagerstätte (Sandgrube 2) im Jahre 1957 (REICHSTEIN 1956)

1960/61: 110 Trockenbohrungen mit insgesamt 2401,5 Bohrmeter mit Endteufen von vorwiegend 10-15 m, bei Nichtfündigkeit bzw. ungünstigen Abraumverhältnissen im Glassand max. 30 m im gesamten höffigen Gebiet südlich der Sandgrube 1 bis Schwanefeld (RUSKE 1963)

1967/69: 44 Trockenbohrungen mit Endteufen von 20,0-71,5 m mit insgesamt 2079,5 m zur Verdichtung der Ergebnisse im Gebiet der Qualitäts- und Lagerungsverhältnisse sowie der Fortsetzung der Sande nach der Tiefe, weiterhin erste Erkundung der zu dieser Zeit noch unverritzten späteren Teillagerstätte „Pflanzgarten“ am Graslebener Weg (BLUM 1976)

1979/80: 23 Bohrungen mit Endteufen von 13,0-203,3 m und 1675,4 Bohrmeter sowie 5 Ersatzbohrungen mit 168,4 m Bohrmeter. Für den Teufenbereich bis ca. 18 m wurde ein Trockenbohrgerät, für die darunterliegenden Teufen ein Spülkernbohrgerät eingesetzt. In 7 Bohrungen wurden Grundwassermeßstellen eingebaut, davon 4 (8/79, 11/79, 13/79, 15/79) im oberen Quarzsandhorizont (krWAo3) und 3 (6E/79, 18/79, 20/79) im unteren Quarzsandhorizont (krWAu) der Walbecker Schichten. Bohrlochgeophysikalisch vermessen wurden nur Teilstrecken in den Bohrungen 14/79 und 15/79. Mit diesem Bohrprogramm wurde nur das Nordfeld der Glassandlagerstätte Walbeck untersucht (BLUM 1984).

Die im NW-Teil der Allertalzone in mehreren voneinander isolierten Vorkommen auftretenden obereozänen Silberberg-Schichten mit ihren sandigen glaukonitischen Schluffen waren wegen deren Eignung als Bindeton für die Gießereiindustrie nach 1945 ebenfalls Gegenstand lagerstättegeologischer Untersuchungen:

1952: Im Raum Walbeck im Bereich des Probstberges und nördlich von diesen 68 Trockenbohrungen mit Endteufen von 6-15 m mit insgesamt 454,5 Bohrmeter (POMPER 1952),

1964: Im Raum Walbeck-Swanefeld in vier Bohrfeldern 34 Trockenbohrungen mit Endteufen von 2,0-25,6 m mit insgesamt 372,90 Bohrmeter (LINDEMANN 1966),

1967: Im Raum Schwanefeld 32 Trockenbohrungen mit Endteufen von 2,8-20 m mit insgesamt 413,8 Bohrmeter (WENZEL 1968).

Von allen vorgenannten abgeteufte Bohrungen liegen geologisch bearbeitete Schichtenverzeichnisse vor. Dagegen existieren von den 1926/27 westlich von Walbeck abgeteufte Quarz- bzw. Glassandbohrungen keinerlei Schichtenverzeichnisse, sondern nur allgemeine rohstofforientierte Angaben zum Gebirgsaufbau.

Geophysikalische Oberflächenmessungen 1945 - 1980

Für die Projektierung der im Zeitraum 1979/1980 abgeteufte Erkundungsbohrungen auf Quarz- bzw. Glassande wurden im Raum Walbeck-Weferlingen 1975 und 1977 geoelektrische Messungen zur Klärung der Verbreitung der Sande und zur Einschätzung ihrer Mächtigkeit und Bedeckung durchgeführt (RAUCH 1975, 1977).

3.2 Standorterkundung ERA Morsleben

3.2.1 Untersuchungsprogramm 1983-1985

Von den im Untersuchungsprogramm 1983 - 1985 abgeteufte Bohrungen haben nur die Bohrungen Ig Mors 7/83 und Kb Mors 4/84 Oberkreide-Ablagerungen angetroffen und mit insgesamt 119,7 Bohrmeter durchteuft. Die mit diesen Bohrungen erbrachten Ergebnisse über den lithologischen Aufbau und die stratigraphische Stellung der Alleringerslebener Schichten im Bereich des ERA Morsleben bildeten eine wichtige Grundlage für die erste Neuinterpretation der in den Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt Helmstedt (SCHMIERER 1914a) aufgeführten Altbohrungen und für die Projektierung von Bohrungen des Untersuchungsprogrammes ERAM 1988-1990.

3.2.2 Untersuchungsprogramm 1988-1990

Die im Rahmen dieses Untersuchungsprogrammes von 1988 bis 1990 abgeteufte Bohrungen hatten u.a. die Aufgabe, den Kenntnisstand über die Verbreitung, Ausbildung, Mächtigkeit und stratigraphische Stellung der oberkretazischen Ablagerungen im Deckgebirge der Allertal-Salzstruktur erheblich zu erweitern und eine Neuinterpretation der Altbohrungen zur Stein- und Kalisalz erkundung zu ermöglichen. Eine weitere wesentliche Aufgabe bestand darin, die Oberkreide-Ablagerungen als Hauptaquifer über der Allertal-Salzstruktur hydrogeologisch zu untersuchen. Die oberkretazischen Bildungen wurden von den Bohrungen Dp Mors 2/89, 5z2/90, 6/90, 13A/88, 20/88 und 30/90 mit insgesamt 459,7 Bohrmeter durchteuft und von den Bohrungen Dp Mors 1/89, 5z3/90 und 5z5/90 mit insgesamt 107,0 Bohrmeter angebohrt.

Geophysikalische Bohrlochmessungen erfolgten in allen Bohrungen mit Ausnahme der havarierten Bohrung Dp Mors 5z2/90.

Die in bekannten Tertiär-Vorkommen des Untersuchungsgebietes abgeteufte Bohrungen sollten die tertiäre Schichtenfolge durchteufen, um Probenmaterial vor allem zur genauen bio- und lithostratigraphischen Einstufung der heute nur noch inselartig erhalten gebliebenen Tertiärelikte als Grundlage für die paläo- und neotektonische Analyse zu erhalten. Die Bohrung Dp Mors 23/89 wurde in der Allertalzone bei Schwanefeld abgeteuft, die Bohrung Dp Mors 29/89 auf der Lappwald-Scholle westlich von Seehausen, die Bohrungen Dp Mors 21/89, 22/89, 24/89 und 25/89 auf der Weferlinger Triasplatte und die Bohrungen Dp Mors 27/89, 26/89 und 28/89 auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle. Die beiden letztgenannten Bohrungen trafen entgegen den Erwartungen kein Tertiär an. Die tertiären Ablagerungen wurden mit insgesamt 65,6 Bohrmeter durchteuft.

Die feldgeologische Aufnahme und die Anfertigung zusammengefaßter Schichtenverzeichnisse der Bohrungen Dp Mors xx/1988 - xx/1990 erfolgte unter Berücksichtigung der Ergebnisse biostratigraphischer Untersuchungen und der Korngrößenanalysen durch Mitarbeiter des Zentralen Geologischen Instituts, Berlin, bzw. seit 1.7.1990 durch die Gesellschaft für Wirtschafts- und Umweltgeologie mbH Berlin (UWG). Diese Unterlagen befinden sich in den von der DBE Peine zusammengestellten Bohrakten zu diesem Bohrprogramm. Soweit in diesem Bericht Untersuchungsergebnisse von Proben an Bohrungen dieses Bohrprogrammes genannt sind, befinden sich die jeweiligen Ergebnisberichte in den Bohrakten.

Eine fachliche Sicherung, Auswertung und lithologische Interpretation der primären geophysikalischen Bohrlochmessungen erfolgte im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS) durch die BLM-Gesellschaft für bohrlochgeophysikalische und geoökologische Messungen mbH, Niederlassung Storkow (FRICKE & VOLKMAR 1995). Die hierbei erstellten lithologischen Auswertungen in den Epilogs (= Composite Logs) und die Teufenlisten der auf geophysikalischer Basis ausgeschiedenen Schichten waren neben der o.a. Dokumentation Grundlage für eine Neubearbeitung der Schichtenverzeichnisse. Insbesondere die neu berechneten Meßkurven und das abgeleitete Litholog ermöglichten eine deutlich exaktere Grenzziehung zwischen den Schichtenfolgen und deren Korrelation mit den Bohrergebnissen der Bohretappe 1994 bis 1995, als dies vorher der Fall war.

3.2.3 Untersuchungsprogramm 1993 - 1995

Quartärgeologische Flachbohrungen Dp Mors xx/1993 und Rammkernsondierungen RKS Mors xx/1994

Ziel dieser Bohrungen war für die Oberkreide die Gewinnung von Proben aus stratigraphisch noch nicht datierten oberflächennahen Vorkommen in der Allertalzone und für das Tertiär in Ergänzung zum Untersuchungsprogramm Dp Mors 1988-1990 die Untersuchung weiterer Abfolgen in voneinander isolierten Vorkommen in der Allertalzone und im geologischen Rahmen des Untersuchungsgebietes. Von diesen Bohrungen haben oberkretazische Bildungen die Bohrungen Dp Mors 85/93, RKS Mors 52/94, 5/94 und 40/94 mit zusammen 25,8 Bohrmetern angebohrt. Ebenfalls in der Allertalzone wurde das Tertiär von den Bohrungen RKS Mors 10/94 und 53/94 durchteuft, während die Bohrungen RKS Mors 11/94 und 12/94 hier das Tertiär nicht durchbohrten. Auf der Weferlinger Triasplatte wurde das Tertiär von den Bohrungen Dp Mors 90/93 und 91/93 durchteuft und von den Bohrungen RKS Mors 59/94, 61/94, 62/94 und 64/94 angeschnitten. Tertiäre Ablagerungen wurden von insgesamt 82,0 Bohrmetern erbracht.

Die feldgeologische Aufnahme der Bohrungen erfolgte durch die BGR. Die Schichtenverzeichnisse, in die die Ergebnisse biostratigraphischer Untersuchungen, der Sieb- und Sedimentationsanalysen und der Durchsicht fraktionierter Siebrückstände eingearbeitet sind, sind bei LOTSCH et al. (1996) dokumentiert.

Bohrungen Dp Mors xx/1994 und xx/1995

Von den Bohrungen dieses Bohrprogramms haben 8 Bohrungen (Dp Mors 38A/94, 42A/95; 49A/95, 65A/95, 69A/95, 71A/94, 72A/95, 86A/95) mit insgesamt 600,4 Bohrmetern Oberkreide-Ablagerungen durchteuft und 9 Bohrungen (Dp Mors 33B/95, 36A/95, 62A/94, 66A/95, 67A/95, 68A/95 Spülbohrung, 74A/95, 88A/95, 89A/95) mit insgesamt 186,9 Bohrmetern die Oberkreide nur angeschnitten. Insgesamt wurden 787,3 Bohrmeter in der Oberkreide abgeteuft. Tertiär wurde nur von der Bohrung Dp Mors 63A/95 mit 8,0 Bohrmetern angetroffen und durchteuft. Geophysikalisch vermessen wurden alle Bohrungen mit Ausnahme der Bohrungen Dp Mors 63A/95, 66A/95, 88A/95 und 89A/95 (BARTELS & KUHR 1996).

Aufgabe dieser Bohrungen war es, den von LOTSCH (in BALZER et al. 1993) dargelegten Kenntnisstand über die Verbreitung, Ausbildung, Mächtigkeit, stratigraphische Stellung und Gliederung der jungoberkretazischen Schichtenfolge zu präzisieren und diesen Aquifer im Deckgebirge der Allertal-Salzstruktur eingehend hydrogeologisch zu untersuchen. Mit der Bohrung Dp Mors 63A/95 sollten die stratigraphische Stellung und die Lagerungsverhältnisse des Paläozäns bis Untereozäns im Raum westlich Schwanefeld ergänzend zu dort abgeteufte

Flachbohrungen untersucht werden. Alle Bohrungen mit Zielstellungen zur Untersuchung der Oberkreide und des Tertiärs wurden in der Allertalzone abgeteuft.

Die geologische Bearbeitung des Bohrgutes (Kernaufnahme, Probenahme) wurde im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz und unter fachlicher Begleitung durch die BGR im Bohrkernlager am Schacht Marie am frischen Bohrgut von Geologen der Firma Golder Associates durchgeführt und in den Abschlußberichten „Geologische Feldaufnahme“ dokumentiert (GOLDER ASSOCIATES 1995-1996a).

Die für litho- und biostratigraphische, lithologische, mineralogische und hydrogeologische Untersuchungen aus den Bohrungen entnommen Proben sind in den für jede Bohrlokation erstellten „Technischen Abschlußberichten“ (GOLDER ASSOCIATES 1995-1996b) enthalten. Die Ergebnisse der Probenuntersuchungen sind ebenso wie die Ergebnisse der bohrlochgeophysikalischen Messungen in die Schichtenverzeichnisse der Bohrungen eingearbeitet und wurden somit bei der bio- und lithostratigraphischen sowie genetischen Gliederung der Schichtfolgen und deren lithologischer Beschreibung in diesem Bericht berücksichtigt.

3.2.4 Seismische Untersuchungen

Im Rahmen der Erkundungsarbeiten ERAM 1993-1995 wurden in den Jahren 1994 und 1995 normaleisemische und flachseismische Messungen durchgeführt. Die normaleisemischen Messungen erfolgten auf 13 SW-NE und 2 SE-NW verlaufenden Profilen mit einer Gesamtlänge von ca. 152 km, die flachseismischen Messungen auf 19 SW-NE und 5 SE-NW verlaufenden Profilen sowie auf 1 SSW-NNE gerichtetem Profil mit einer Gesamtlänge von ca. 98 km. Die Messungen erfolgten nach dem Spreng- und Vibroseisverfahren. Die Bohrungen auf Schußpunkten wurden als Rotations-Spülbohrungen und bei Endteufen kleiner als 6 m als Trockenbohrungen abgeteuft. Die durchschnittlichen Teufen der Spülbohrungen betragen 9-12 m. Bei schlechten Anregungsbedingungen mußten die Spülbohrungen für flachseismische Messungen z.T. bis 42 m abgeteuft werden.

Das ausgebrachte Bohrgut wurde nach der Länge der Bohrröhre in Haufenproben von je 3 m Bohrteufe abgelegt. Die Teufengenauigkeit der ausgebrachten Bohrproben liegt somit nicht näher bestimmbar im Teufenintervall der jeweils ausgebrachten Probe. Zusätzliche Ungenauigkeiten können bei den im Rotations-Spülbohrverfahren niedergebrachten Bohrungen durch Verschleppen des Materials in Teufen unterhalb ihres tatsächlichen Herkunftsbereiches eingetreten sein. Bei einem kleineren Teil der Bohrungen wurde das Bohrgut undifferenziert auf einem Gesamthaufen abgelegt.

Von den für die normaleisemischen Profile abgeteuften Schußbohrungen trafen nur wenige Oberkreide- oder Tertiär-Ablagerungen an, während aus 113 Schußbohrungen der flachseismi-

schen Profile Oberkreide-Proben und aus 63 Schußbohrungen Tertiär-Proben für weitergehende Untersuchungen entnommen wurden. Die Ergebnisse wurden in die Bohrungs- und Probendokumentation aufgenommen.

3.2.5 Probenuntersuchungen

Die für die weitere geologische Bearbeitung der Systeme Kreide und Tertiär entnommenen Proben für biostratigraphische, teilweise (Schwermineralanalysen) auch lithostratigraphische, Untersuchungen dienten vorrangig der Überprüfung und der eindeutigen stratigraphischen Zuordnung der angetroffenen Schichten und der Präzisierung ihrer lithologischen Ansprache. Um eindeutige Ergebnisse zu erhalten, wurden an einigen Proben mehrere Untersuchungsmethoden eingesetzt. Schwermineralanalysen wurden stets mit Siebanalysen verbunden. An einer Reihe auf Coccolithen zu untersuchenden Proben der Bohrprogramme Dp Mors xx/1993 und RKS Mors xx/1994 sowie an Proben aus der Bohrung Dp Mors 20/88 erfolgten zu Testzwecken für das Bohrprogramm Dp Mors 1994/1995 auch Untersuchungen zur stratigraphischen Brauchbarkeit der Dinoflagellaten-Zysten für die Einstufung der jungoberkretazischen Ablagerungen. An einer Reihe von Proben aus den Alleringerslebener Schichten, bei denen Coccolithen-Untersuchungen infolge des schlechten Erhaltungszustandes dieser Formen, zu geringer Diversität oder wegen des Fehlens biostratigraphisch wichtiger Arten zu fraglichen, anzuzweifelnden oder keinen stratigraphischen Einstufungen führten, wurden zusätzlich Dinoflagellaten-Untersuchungen und, an den gleichen Präparaten, routinemäßige Palynomorphen / Sporomorphen-Untersuchungen vorgenommen. Zu Kontrollzwecken wurden eine Reihe von Proben mit den gleichen biostratigraphischen Methoden doppelt untersucht. An einem Teil der auf Mikrofauna zu untersuchenden Proben aus den Bohrprogrammen Dp Mors xx/1993, RKS Mors xx/1994 und Dp Mors xx/1994 und Dp Mors xx/1995 wurden ebenfalls Untersuchungen der Dinoflagellaten-Zysten bzw. Sporomorphen/Palynomorphen-Untersuchungen und an einer Reihe von auf Dinoflagellaten-Zysten zu untersuchenden Proben Sporomorphen/Palynomorphen-Untersuchungen durchgeführt.

Die Ergebnisprotokolle der o.g. Probenuntersuchungen finden sich in den jeweiligen Bohrakten der Bohrungen Dp Mors xx/88-90 (auch biostratigraphische Ergebnisberichte von BACH, DINSE, KREZSCHMAR, SCHULZ), Dp Mors xx/93, Dp Mors xx/94-95 und RKS Mors xx/94, bei REMUS et al. (1991) und bei FENNER (1998) (biostratigraphische Untersuchungen). Eine tabellarische Übersicht der Ergebnisse aus den Bohrungen Dp Mors xx/93 und RKS Mors xx/94 ist in LOTSCH et al. (1996) enthalten.

3.3 Sonstige im Untersuchungsgebiet seit 1980 durchgeführte Arbeiten mit Belang für die geologische Auswertung von Oberkreide und Tertiär

3.3.1 Gravimetrische Messungen

Die aus dem gravimetrischen Meßprogramm der Flechtingen-Roßlauer Scholle und des benachbarten Nordteiles der Subherzynen Senke vorliegenden gravimetrischen Daten waren bis 1990 die einzigen großflächig auswertbaren geophysikalischen Ergebnisse im Untersuchungsgebiet. Sie wurden Anfang der 90er Jahre einer Neubearbeitung unterzogen (STIEWE 1992). Das Bearbeitungsgebiet war durch die Koordinaten

im Norden durch	h^{57} 96000,	im Süden durch	h^{57} 79800
im Westen durch	r^{44} 33200,	im Osten durch	r^{44} 49400

auf eine Fläche von 16,2 x 16,2 km mit der Allertalzone und dem ERAM im Zentrum begrenzt.

Grundlage der Neubearbeitung waren die mit einer Dichte von 2,5 g /ccm auf NN reduzierten Bouguerwerte der Messungen aus den Jahren 1981-1982, die von der Geophysik GmbH Leipzig zur Verfügung gestellt wurden. Der verhältnismäßig dichte Meßpunktabstand von 200-300 m gestattete, das Bearbeitungsgebiet mit einem engmaschigen Gitter mit einem Gitterpunktabstand von 200 m zu überziehen. Die Neubearbeitung beinhaltet die Berechnung der Bougwerschwereverteilung in einem regulären Quadratgitter mit 200-m-Gitterpunktabstand aus der vorgegebenen irregulären Punktverteilung, die Trennung regionaler und lokaler Anteile des Bougwerschwerefeldes durch Wellenlängenfilterung, wobei Hochpaßfilterungen mit den Grenzwellenlängen 4,5 km und 3 km zur Ausgliederung der lokalen oberflächennahen Anteile durchgeführt wurden. Anschließend erfolgte eine iterative Modellierung des gravimetrischen Lokalfeldes auf der Grundlage eines in ein Dichteprofil gewandelten geologischen Schnittes.

Dem Verlauf der geologischen Strukturen entsprechend, wird das Anomalienbild der Lokalfeldergebnisse von steilherzynisch verlaufenden Schwerestrukturen geprägt. Die Allertal-Salzstruktur tritt durch einen markanten Zug von differenziert gegliederten negativen Anomalien in Erscheinung, in den bei Alleringersleben der W-E streichende und ebenfalls durch Anomalienminima gekennzeichnete Graben von Erxleben-Groß Rodensleben einmündet.

Nach den Ergebnissen der Neubearbeitung wird das gravimetrische Lokalfeld in der Allertalzone durch folgende geologische Elemente geprägt:

- den 1-2 km breiten Salzkörper der Allertal-Salzstruktur mit der durchschnittlichen Lage des Salzspiegels bei -140 bis -150 m NN und einer Unterflächenlage von -600 bis -900 m NN
- das bis ca. 220 m mächtige Hutgestein mit stark differenzierten Mächtigkeiten
- je nach Lage der Hutgesteinsoberfläche und in Abhängigkeit von den Mächtigkeiten von Oberkreide bis Quartär durch sehr unterschiedlich mächtige Keuper- und Jurasedimente

- bis ca. 250 m mächtige, weitgehend aus Sanden bestehende Oberkreidesedimente
- bis ca. 95 m mächtige, sehr heterogen zusammengesetzte Quartärsedimente.

Auf der Grundlage der allgemeinen geologischen Interpretation der Anomalienbilder und der bis dahin vorliegenden Bohrergebnisse erfolgte eine erste geologische Umsetzung der Karte der Bouguerschwere, Hochpaßfilterung Wellenlänge < 3 km, im Maßstab 1:10 000, für das engere Untersuchungsgebiet in eine Isohypsenkarte der Oberkreide-Basis (LOTSCH in BALZER et al. 1993). Die Ergebnisse der gravimetrischen Neubearbeitung dienten auch als eine Grundlage für den Ansatz von Bohrungen im Bohrprogramm ERAM 1993-1995, u.a. für die Bohrung Dp Mors 86A/95, die im Bereich einer mehr oder weniger isolierten negativen Schwereanomalie außerhalb der bis dahin bekannten Oberkreide-Verbreitung mächtige Oberkreide antraf.

Ende 1996 wurde für ein ausgewähltes Gebiet zwischen Alleringersleben und Morsleben das Lokalfeld der Bouguerschwere, Hochpaßfilterung Wellenlänge < 3 km, mit drei unterschiedlichen Glättungsgraden dargestellt. Die differenzierteste Gliederung der Isogammen wurde bei geringer Glättung erreicht (Abb. 1). Als Arbeitsunterlage für die geologischen Kartenkonstruktionen der Oberkreide- und der Quartär-Ablagerungen wurde deshalb unter Zugrundelegung der geringsten Glättung eine Isogammenkarte im Maßstab 1:10 000 hergestellt und für die objektivere geologische Bewertung der Anomalienbilder mit den konkreten Meßpunkten versehen. Eine Verkleinerung dieser Karte i.M. 1:25 000 ist vorliegendem Bericht beigegeben (Anlage 1).

Mit den Ergebnissen der Bohrkampagne ERAM 1993-1995 und den Ergebnissen der tiefen- und der flachseismischen Erkundung des Untersuchungsgebietes 1994-1996 liegen heute erheblich günstigere Voraussetzungen für eine geologische Auswertung der Lokalfeldkarten der Bouguerschwere, Hochpaßfilterung Wellenlängen < 3 km und $< 4,5$ km vor, als sie 1992 gegeben waren. Mittels der seismischen Tiefenschnitte und der Bohrergebnisse konnten die negativen und positiven Anomalienzüge sicherer bewertet werden als das vorher möglich war. Für die zwischen den seismischen Profillinien liegenden Räume, vor allem im Bereich der Allertalzone, erfolgte die Darstellung der Oberkreideverbreitung auf der Basis der geologischen Auswertung der gravimetrischen Anomalien. Im Gebiet des Erxleben-Groß Rodenslebener Graben wurde ein mögliches Verbreitungsgebiet von Oberkreide-Ablagerungen ausgewiesen.

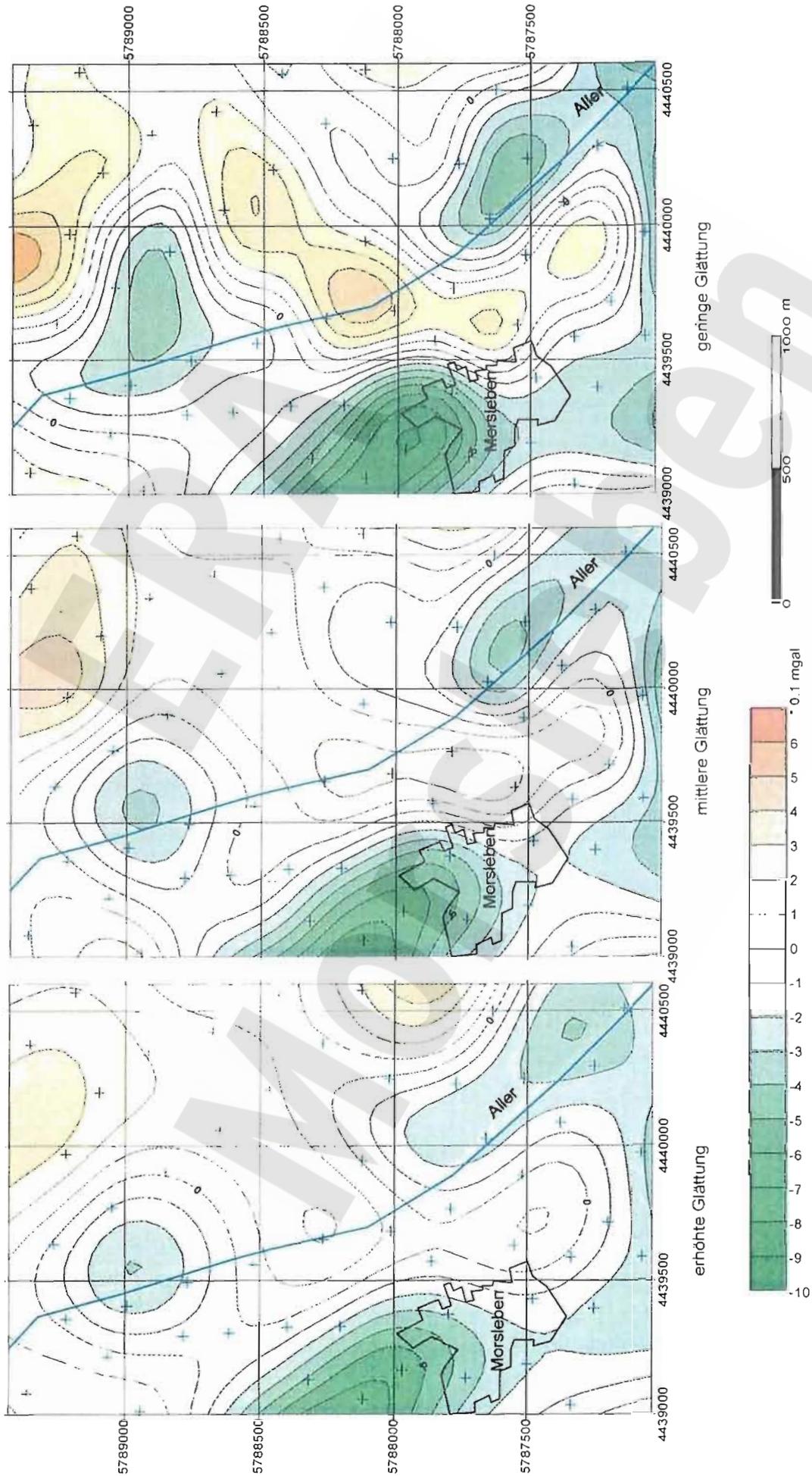


Abb. 1 Einfluß der Gitterberechnung auf die Anomalienform und -amplitude im gravimetrischen Lokalfeld $\lambda < 3$ km im Raum Morsleben

Bearbeitung : Gitterberechnung (Minimale Krümmung) mit variabler Anpassung an das Meßpunktnetz (+)

Kreissymmetrische Hochpassfilterung im Frequenzbereich $\lambda < 3$ km

3.3.2 Hydrogeologische Bohrungen im nördlichen und nordwestlichen Vorfeld des Quarzsandtagebaues Walbeck

Im Zeitraum 1988-1990 wurden von der Sand- und Tonwerke Walbeck GmbH im nördlichen und nordwestlichen Vorfeld der Grube „Pflanzgarten“ 9 hydrogeologische Bohrungen abgeteuft. Die Angaben zum Schichtenaufbau in diesen Bohrungen mußten Übersichtsschnitten entnommen werden, die uns freundlicherweise vom Geologischen Landesamt Sachsen-Anhalt, Außenstelle Magdeburg, zur Einsichtnahme zur Verfügung gestellt wurden.

3.3.3 Bohrungen Deponie Lange Berge

Im Auftrage der DBE wurden vom Ingenieurbüro Umweltingenieurwesen, Projektsteuerung, Braunschweig zur Klärung der Lagerungsverhältnisse im Bereiche der Mülldeponie „Lange Berge“ östlich von Morsleben im Jahre 1993 die Bohrungen Dp Mors (LB) 1/93, 2/93, 3/93 und 4/93 mit Endteufen von 11,0-21,0 m projektiert und geologisch bearbeitet. Nach Absprache mit der DBE und dem Ingenieurbüro erfolgte durch BGR eine geologische Aufnahme und Beprobung der Bohrproben. Von den 4 Bohrungen traf die Bohrung Dp Mors (LB) 3/93 die im Bereich der Mülldeponie nur noch z.T. aufgeschlossenen fossilfreien weißen Sande an, die Bohrung Dp Mors (LB) 1/93 erreichte Mittleren Keuper, jeweils unter Quartär, und die beiden anderen Bohrungen durchteuften das Quartär nicht. Die Bohrungen Dp Mors (LB) 1/93 und 3/93 erwiesen sich als wichtig für die Festlegung der NE-Grenze der Oberkreide-Verbreitung in diesem Gebiet und auf dem flachseismischen Profil mo 9403f.

4 Geologie der Schichtenfolge von Kreide und Tertiär

4.1 Stratigraphische Gliederung

4.1.1 Grundlagen der stratigraphischen Gliederung

Die im Arbeitsgebiet auftretenden jungoberkretazischen und tertiären Ablagerungen werden nach ihrer paläogeographisch-faziell gesteuerten unterschiedlichen lithologischen Ausbildung gegliedert. Die lithostratigraphische Gliederung dieser Ablagerungen ist dadurch sowohl an Bohrkernen als auch mittels geophysikalischer Bohrlochmessungen problemlos durchführbar.

Die zeitliche Einordnung der marinen Ablagerungen erfolgte mittels Coccolithen, Dinoflagellaten, Foraminiferen und, wenn erforderlich, Sporomorphen/Palynomorphen, während die der durchweg kalkfreien limnisch-fluviatilen Bildungen ausschließlich mittels Sporomorphen/Palynomorphen erfolgte.

Zur stratigraphischen Gliederung fossilfreier, insbesondere limnisch-fluviatiler Ablagerungen in der jungoberkretazischen Schichtenfolge und zur Abgrenzung entsprechender jungoberkretazischer von tertiären Ablagerungen erfolgten qualitative Schwermineralanalysen.

4.1.2 Biostratigraphische Stellung der jungoberkretazischen Abfolge

Makrofauna

Die Unteren Alleringerslebener Schichten sind durch das gemeinsame Vorkommen von *Goniatheutis quadrata* BLAINVILLE und *Belemnitella mucronata* SCHLOTHEIM gekennzeichnet, deren Funde zusammen aus den an der Morslebener Mühle anstehenden Konglomeraten und Kalksandsteinen (EWALD 1858) sowie aus den Konglomeraten im Schacht Alleringersleben (SCHMIERER 1914a) genannt wurden.

Im Schacht Alleringersleben tritt nach SCHMIERER (1914a: 43 u. 104) ca. 8-12 m über den Unteren Alleringerslebener Schichten, d.h. im unteren Abschnitt der Oberen Alleringerslebener Schichten, nur noch *B. mucronata* auf.

G. quadrata ist für das Unter-Campan leitend und tritt im Ober-Campan und im Maastricht nicht mehr auf. *B. mucronata* beginnt im obersten Unter-Campan und reicht bis in das Ober-Maastricht hinauf. In den Alleringerslebener Schichten der Bohrungen des Untersuchungsprogrammes ERAM wurden bei der lithologischen Feldaufnahme der Bohrkern nur wenige unbestimmbare Bruchstücke von Belemniten gefunden. Das gleiche gilt auch für Belemniten-Bruchstücke, die aus einem Schurf in den Unteren Alleringerslebener Schichten an der Morsle-

bener Mühle geborgen wurden. Da auch die zuvor genannten Belemniten nicht mehr auffindbar waren, konnte eine Überprüfung der Bestimmung von *B. mucronata* nicht erfolgen.

In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, daß auch die basalen Bildungen der Beienrode-Formation im Beienroder Becken nach NIEBUHR & ERNST (1991) *Goniotheutis quadrata* und *Belemnitella mucronata* gemeinsam enthalten, während darüber *G. quadrata* fehlt und nur noch *B. mucronata* mit Unterarten auftritt. Die Belemniten-Funde in den Alleringerslebener Schichten der Allertalzone und in der Beienrode-Formation des Beienroder-Beckens belegen die Gleichaltrigkeit der Transgression und damit den gleichzeitigen Beginn der jungoberkretazischen Sedimentation im Oberen Unter-Campan. Die Unteren Alleringerslebener Schichten gehören danach sehr wahrscheinlich insgesamt in das Obere Unter-Campan, während die Oberen Alleringerslebener Schichten bis auf einen möglicherweise noch untercampanen untersten Abschnitt im wesentlichen in das Ober-Campan zu stellen sind.

Schalenreste von Lamellibranchiaten wurden in den Bohrkernen selten, von Gastropoden nur sehr selten gefunden. Sie waren fast immer stark korrodiert und zerbrochen und für Artenbestimmungen im wesentlichen ungeeignet.

Mikrofauna

Aus den Alleringerslebener Schichten liegen mikropaläozoologische Untersuchungen aus folgenden Bohrungen vor: Sd Wak HI 19/79 (NUGLISCH in BLUM 1984), Kb Mors 4/84 und Hy Mors 7/83 (BACH in KÄBEL et al. 1987), Dp Mors 2/89, Dp Mors 5z2/90, Dp Mors 13A/88 und Dp Mors 20/88 (DINSE), Dp Mors 49A/95 und Dp Mors 69A/95 (GRAMANN in FENNER 1998), Dp Mors 38A/94 und Dp Mors 71A/94 (WEIß in FENNER 1998). Weitere mikropaläozoologische Bearbeitungen erfolgten von Proben aus einem Schurf an der Morslebener Mühle und von einer Probe aus dem Schacht Alleringersleben (DINSE). Nach BACH und DINSE fehlen planktonische Foraminiferen, und die benthonischen Foraminiferen sind meist schlecht erhalten und kleinwüchsig, so daß ihre artliche Bestimmung oft schwierig ist. Stratigraphisch wichtige Arten finden sich vor allem bei der Gattung *Bolivinooides*, doch ist die für die artliche Bestimmung wichtige Oberflächenskulptur bei vielen Formen schlecht erhalten. Aus den Unteren und Oberen Alleringerslebener Schichten wurden die gleichen *Bolivinooides*-Arten isoliert, wobei deren ohnehin geringe Häufigkeit in den untersuchten Proben beträchtlichen Schwankungen unterliegt. Die stratigraphische Reichweite der *Bolivinooides*-Arten weist auf Oberes Ober-Campan bis Unter-Maastricht hin, wobei ein Teil der Arten im Unteren Ober-Campan einsetzt. Bemerkenswert sind nach DINSE in den Alleringerslebener Schichten eine Reihe von Arten der *Discorbininae*, die bisher nur aus dem Maastricht bis Paläozän bzw. nur aus dem Paläozän bekannt waren und die stratigraphische Interpretation der Foraminiferenfauna erschweren.

Die zum Vergleich herangezogene Mikrofauna aus der Bohrung Oebisfelde 8/53 erbrachte eine im wesentlichen gleiche Bolivinoïdes-Vergesellschaftung wie in den Alleringerslebener Schichten der vorstehend genannten Profile. Aber auch hier sind die Exemplare nach DINSE verkrustet und zerbrochen.

Im Gegensatz zu BACH (in KÄBEL et al. 1987) und DINSE, die die Mikrofaunen der Alleringerslebener Schichten aus den von ihnen untersuchten Bohrungen unter Berücksichtigung ihrer stratigraphisch mehrdeutigen Zusammensetzung in das Ober-Campan bis Maastricht stellten, hat GRAMANN (in FENNER 1998) die Alleringerslebener Schichten in den Bohrungen Dp Mors 49A/95 und 69A/95 nach den gering diversen, relativ individuenarmen und schlecht erhaltenen Foraminiferen-Vergesellschaftungen in das jüngere Paläozän gestellt. WEIß (in FENNER 1998) untersuchte Einzelproben aus den Unteren Alleringerslebener Schichten der Bohrungen Dp Mors 38A/94 und Dp Mors 71A/94 auf Foraminiferen und vermutete für die auch hier schlecht erhaltenen und artenarmen Foraminiferen-Faunen ein unterpaläozänes Alter.

Coccolithen

Da die ersten Untersuchungen von Proben aus den Alleringerslebener Schichten der Bohrung Dp Mors 20/88 auf Coccolithen für eine sichere biostratigraphische Einstufung und eventuelle Gliederung dieser Bildungen auf biostratigraphischer Basis erfolgversprechend verliefen, wurden die in den Bohrungen des Bohrprogrammes ERAM 1993-1995 und in flach- und normal-seismischen Schußbohrungen angetroffenen Alleringerslebener Schichten von verschiedenen Bearbeitern (siehe FENNER 1998) auf Coccolithen untersucht. Obwohl eine Reihe von Proben nur arten- und individuenarme und z.T. schlecht erhaltene Coccolithen-Vergesellschaftungen erbrachte, erwiesen sich die Coccolithen für die biostratigraphische Einstufung und Gliederung der Alleringerslebener Schichten, sofern diese nicht sekundär entkalkt waren, als gut geeignet. Danach gehören die Unteren Alleringerslebener Schichten in das Unter-Campan, wahrscheinlich in das Obere Unter-Campan (CC17(?)-18), und die Oberen Alleringerslebener Schichten in das Obere Unter-Campan und in das Ober-Campan (CC18-22) (vgl. Anlage 2).

Dinoflagellaten-Zysten

In einigen Bohrungen des Bohrprogrammes ERAM 1993-1995 und in einigen seismischen Schußbohrungen wurden die Alleringerslebener Schichten und die kalkfreien Unteren Walbecker Schichten von KÖTHE und von Millenia Stratigraphic Consultants auf Dinoflagellaten-Zysten untersucht (siehe FENNER 1998). Dabei zeigte es sich nach der Untersuchung einer Reihe von Proben aus den Unteren Walbecker Schichten, daß diese weder Dinoflagellaten-Zysten noch Palynomorphen und Sporomorphen enthielten. Daraufhin wurden in diesen Bildungen nur noch Stichprobenuntersuchungen durchgeführt, die aber ebenfalls ergebnislos blieben. Unter-

suchungen auf Dinoflagellaten-Zysten wurden anfangs auch in den Alleringerslebener Schichten durchgeführt. Als Ergebnis dieser Untersuchungen ist festzustellen, daß die Dinoflagellaten-Zysten durchaus zur Klärung der stratigraphischen Stellung dieser Proben und zur Sicherung der stratigraphischen Einstufung der Alleringerslebener Schichten in die Oberkreide beigetragen haben.

Sporomorphen / Palynomorphen

Untersuchungsergebnisse von Sporomorphen und Palynomorphen aus Proben der Bohrprogramme 1993 bis 1995 liegen von Millenia Stratigraphic Consultants, von KIRSCH & KIRCHNER und von KRUTZSCH vor (alle in FENNER 1998). Nach den stratigraphischen Verbreitungstabellen der oberkretazischen Sporomorphen/Palynomorphen (KRUTZSCH 1966a + b) konnte eine Reihe von Proben, die nach Coccolithen wegen deren schlechter Erhaltung oder der Artenarmut bzw. nach Dinoflagellaten-Zysten biostratigraphisch nicht sicher einstuftbar waren, mittels Sporomorphen/Palynomorphen sicher eingestuft werden. So war es möglich, mittels der Sporomorphen ein frühoberkretazisches (Cenoman bis Turon) Alter einiger nach Coccolithen sehr artenarmer Proben aus den basalen Unteren Alleringerslebener Schichten auszuschließen. Die Unteren und die Oberen Alleringerslebener Schichten enthalten für die Sporomorphen-Assoziationen der höheren Oberkreide typische Formen.

Aus den Unteren und Oberen Alleringerslebener Schichten fehlten bis 1990 Sporomorphen/Palynomorphen-Untersuchungen. Gut untersucht waren dagegen der obere Abschnitt der Unteren Walbecker Schichten und die Oberen Walbecker Schichten, die nach KRUTZSCH & MIBUS (1973) und KRUTZSCH (in BLUM 1984) reiche Mikrofloren mit insgesamt über 400 Formspezies geliefert haben. Auf Grund ihrer großen Ähnlichkeit mit den allerdings nicht so reichen Mikrofloren aus den Glaukonitsanden der Bohrungen Oebisfelde 8/53 und 9/53 wurden die Mikrofloren aus den Walbecker Schichten ebenfalls dem Oebisfelder Bild (Pollenspektrum) zugeordnet.

Nicht eindeutig geklärt war allerdings die stratigraphische Position des Oebisfelder Bildes. Nach Diskussion der beträchtlichen Unterschiede zum Nennhausener Bild, das als Unter-Maastricht und Unteres Ober-Maastricht makro- bzw. mikrofaunistisch belegt ist, wurde das Oebisfelder Bild von KRUTZSCH (1966a + b) schließlich dem Oberen Ober-Maastricht zugeordnet. Aus dieser Feststellung resultierte die bis 1990 vertretene Eingruppierung der Glaukonitsande von Oebisfelde und der Walbecker Schichten in das Obere Ober-Maastricht. Die nach mikrofaunistischen Untersuchungen von DINSE mit den Alleringerslebener Schichten stratigraphisch übereinstimmenden Glaukonitsande der Bohrung Oebisfelde 8/53, dazu der Bohrung Oebisfelde 9/53, haben Pollen- und Sporenassoziationen geliefert, die für KRUTZSCH (1957) die Grundlage für die Definition des Oebisfelder Bildes bildeten.

Aus der mikrofaunistischen Übereinstimmung der Alleringerslebener Schichten mit den Glaukonitsanden von Oebisfelde, des durch die Belemniten-Funde von EWALD (1858) und SCHMIERER (1914a) erwiesenen hochunter- bis obercampanen Alters der Alleringerslebener Schichten und der Altersgleichheit dieser Bildungen mit den quadraten- und mucronaten-Schichten des Beienroder Beckens, d.h. der Beienrode-Formation von NIEBUHR & ERNST (1991), folgert LOTSCH (in Remus et al. 1991), daß das Oebisfelder Bild älter sein muß als das Nennhausener Bild. Dieser Argumentation schloß sich auch KRUTZSCH an, indem er anschließend das Oebisfelder Bild in das Campan stellte (in KRUTZSCH & PROKOPH 1992). Nach der Zusammensetzung der bisher bekannten Sporomorphen/Palynomorphen-Floren (Mikroflorenbilder) aus der späten Oberkreide bis zum frühen Paläozän des mitteleuropäischen Raumes ergibt sich nach KRUTZSCH nachstehende Abfolge:

Schwarze-Minna-Bild: Mont (Unter-Paläozän)

Rodaer Bild: Dan (Unter-Paläozän)

Eislebener Bild: Dan? (Unter-Paläozän?)

Zahnaer Bild: Ober-Maastricht

Nennhauser Bild: Ober-Maastricht

Mikrofloren aus der Gulpen-Kreide der Niederlande: Unteres Ober-Maastricht

Mikrofloren aus dem Oberen Abschnitt der Unteren Walbecker Schichten und aus den Oberen Walbecker Schichten: Unter-Maastricht

Mikrofloren aus den Alleringerslebener Schichten und aus den Glaukonitsanden von Oebisfelde: Campan

Makroflora

Aus der Wechselfolge der oberen Walbecker Schichten des Tagebaues Walbeck haben KNOBLOCH & MAI (1986) eine reiche Frucht- und Samenflora beschrieben, die einen gegenüber den ältesten tertiären Makrofloraen noch altertümlichen Charakter zeigen.

Zusammenfassende Bemerkungen zur stratigraphischen Stellung der Alleringerslebener und Walbecker Schichten

Nach Belemniten (SCHMIERER 1914a, NIEBUHR & ERNST 1991) und nach Coccolithen (KÖTHE in FENNER 1998; CEPEK in FENNER 1998) sind die Unteren Alleringerslebener Schichten in das Obere Unter-Campan zu stellen, während die Oberen Alleringerslebener Schichten nach Coccolithen dem Oberen Unter-Campan und dem Ober-Campan zuzuordnen sind. Nach Sporomorphen/Palynomorphen (KRUTZSCH in FENNER 1998; Millenia Stratigraphic Consultants in FENNER 1998) besitzen die Alleringerslebener Schichten ein campanes Alter, und nach

Dinoflagellaten-Zysten und Coccolithen sind diese Bildungen in die höhere Oberkreide zu stellen. Die darüberfolgenden Walbecker Schichten sind nach den reichen Sporomorphem/Palynomorphen-Assoziationen aus den Oberen Walbecker Schichten (KRUTZSCH & MIBUS 1973, KRUTZSCH in BLUM 1984, KRUTZSCH in KRUTZSCH & PROKOPH 1992) und der ebenfalls aus den Oberen Walbecker Schichten stammenden reichen Frucht- und Samenflora (KNOBLOCH & MAI 1986) dem Unter-Maastricht zuzuordnen, wobei der sich bisher als fossilfrei erwiesene untere Abschnitt der Unteren Walbecker Schichten schon im Ober-Campan beginnen könnte. Aus den benthonischen Foraminiferen-Faunen der Alleringerslebener Schichten lassen sich keine widerspruchsfreien stratigraphischen Einstufungen ableiten. BACH (in KÄBEL et al. 1987) und DINSE stellten die Alleringerslebener Schichten trotz vorhandener paläozäner Faunenelemente ebenso wie NUGLISCH (in BLUM 1984) in das Ober-Campan bis Maastricht, während sich GRAMANN (in FENNER 1998) nach den von ihm untersuchten Proben aus den Alleringerslebener Schichten der Bohrungen Dp Mors 49a/95 und Dp Mors 69a/95 für ein oberpaläozänes Alter (Thanet) dieser Bildungen aussprach. WEIß (in FENNER 1998) stellte die von ihm bestimmten, fast durchweg sehr schlecht erhaltenen Foraminiferen aus Proben der Alleringerslebener Schichten der Bohrungen Dp Mors 38a/94 und Dp Mors 71a/94 in das Unter-Paläozän. Eine Einordnung der Alleringerslebener Schichten in das Paläozän würde bedeuten, daß primär vorhanden gewesenes marines Campan durch eine unterpaläozäne oder (und) oberpaläozäne Transgression vollständig aufgearbeitet worden ist, wobei die Fossilumlagerungen aus dem Campan bis in die höchsten kalkhaltigen Abschnitte der Oberen Alleringerslebener Schichten erfolgt sein müßten. Gegen eine derartige Auffassung sprechen folgende Fakten aus den vorgenannten Untersuchungsbefunden:

1. In den zahlreichen mittels Coccolithen untersuchten Proben aus den Unteren und Oberen Alleringerslebener Schichten fanden sich nur in der Bohrung Dp Mors 69a/95 in der Probe 6586 zwei kleine schlecht erhaltene Bruchstücke von Coccolithen, die tertiären Coccolithen sehr ähnlich sind, und in der Bohrung Dp Mors 42a/95 in der Probe 6608 neben drei Kreide-Coccolithenarten ein sicherer *Discoaster binodosus* mit der stratigraphischen Reichweite Unter- bis Mitteleozän sowie in der Probe 6621 neben fünf Kreide-Coccolithenarten ein Bruchstück eines wahrscheinlich tertiären Coccolithen. Das Vorkommen des *Discoaster binodosus* im obersten Abschnitt der in der Bohrung Dp Mors 42a/95 sehr hoch liegenden Unteren Alleringerslebener Schichten (ca. 3 m unter Quartär) ist durch Infiltration aus den primär hier flächenhaft verbreitet gewesenen mitteleozänen Annenberg- oder Gehlberg-Schichten abzuleiten.
2. In den ebenfalls zahlreichen mittels Dinoflagellaten-Zysten untersuchten Proben aus den Unteren und Oberen Alleringerslebener Schichten (KÖTHE 1994; KÖTHE, Millenia Stratigraphic Consultants, KIRSCH und KIRCHNER alle in FENNER 1998) wurden keine im Tertiär einsetzenden Formen gefunden.

3. Die Sporomorphen/Palynomorphen-Assoziationen aus den Unteren und Oberen Alleringerslebener Schichten enthalten nach KRUTZSCH (in FENNER 1998) keine im Unter- bzw. Ober-Paläozän einsetzenden Formen.
4. Wenn die Alleringerslebener Schichten tatsächlich ein paläozänes Alter besitzen würden, wäre es unvorstellbar, daß die marinen Ablagerungen nur umgelagerte oberkretazische Coccolithen, Dinoflagellaten-Zysten und Sporomorphen/Palynomorphen enthalten, aber keine entsprechenden paläozänen Formen.
5. Aus der im Verbreitungsgebiet der in Rede stehenden Ablagerungen in der Allertalzone überall gleichbleibend entwickelten Abfolge Untere Alleringerslebener Schichten, Obere Alleringerslebener Schichten, Untere Walbecker Schichten und, im NW-Teil der Allertalzone, Obere Walbecker Schichten mit ihren sehr reichen Sporomorphen/Palynomorphen- und Frucht- und Samen-Floren eindeutig jungoberkretazischen Alters und den im allgemeinen unkomplizierten Lagerungsverhältnissen (vgl. Anlagen 5-22) ergeben sich keine Anhaltspunkte für evtl. lokale Sonderbedingungen, wie lokale Ausräumungen der jüngeren Oberkreide bis auf deren Basis (sogar in den Senkentieflagen: Bohrungen Dp Mors 38a/94, Dp Mors 69a/95) durch transgredierendes Paläozän. Daraus resultiert, daß eine Reihe von Foraminiferen-Arten nicht erst im Paläozän einsetzen, sondern schon im Campan.

4.1.3 Biostratigraphische Stellung der tertiären Ablagerungen

Makrofauna

Das im Rahmen der Bohrungen der Untersuchungsprogramme ERA Morsleben 1988-1990 und 1993-1995 sowie der seismischen Schußbohrungen erbohrte Probengut aus marinen Tertiärablagerungen erbrachte nur wenige stark korrodierte und daher schwer zu bergende Mollusken.

Mikrofauna

In den Bohrungen des Untersuchungsprogrammes ERA Morsleben haben BACH und WEIB (in FENNER 1998) eine größere Anzahl von Proben aus den obereozänen Silberberg-Schichten und den unteroligozänen Rupel-Schichten sowie von zwei Proben aus den oberoligozänen Unteren Cottbusser Schichten auf benthonische Foraminiferen untersucht. Die gewonnenen Faunen erwiesen sich bei allen aus kalkhaltigen Schichten stammenden Proben als biostratigraphisch problemlos einstuftbar. Überraschend war nur der Nachweis von marinem Ober-Oligozän in einer Probe aus der Bohrung Dp Mors 24/89, wobei ungeklärt bleibt, ob das Ober-Oligozän die darunterliegenden Rupel-Schichten autochthon überlagert oder ob es hier eine glazigene Scholle bildet.

Coccolithen

Aus den in den Jahren 1993 bis 1995 abgeteuften Bohrungen des ERAM-Untersuchungsprogrammes wurden Coccolithen (Kalknannofossilien) von KÖTHE, von ZUCCHI und von v. SALIS (alle in FENNER 1998) untersucht. Die Ergebnisse haben nur in wenigen Fällen eine Präzisierung der stratigraphischen Einstufung ermöglicht.

Dinoflagellaten-Zysten

Die in den Bohrungen des Programmes ERA Morsleben 1988-1990 angetroffenen marinen Tertiärablagerungen und archivierte Sporomorphen-/Palynomorphen-Präparate einiger Tertiärproben aus Bohrungen der Tonerkundung Walbeck 1964 bzw. aus dem regionalen Umfeld des Untersuchungsgebietes wurden von KRETZSCHMAR, die in Bohrungen des Programmes ERAM 1993-1995 und in flachseismischen Schußbohrungen angetroffenen marinen Tertiärablagerungen von BOOTH et al., KIRSCH, RIEGEL et al. und KÖTHE (alle in FENNER 1998) auf Dinoflagellaten-Zysten untersucht. Die Mehrzahl dieser Proben konnte konkreten Dinoflagellaten-Zonen zugeordnet werden, während einige Proben wegen geringer Diversität der Fossilien in ihrer Einstufung problematisch blieben.

Paläogeographisch und paläotektonisch von Bedeutung waren dabei vor allem der Nachweis jungmitteleozäner Ablagerungen (Dinoflagellaten-Zonen 10 und 11) in mehreren Erosionsrelikten unter den obereozänen Silberberg-Schichten und das wahrscheinliche Vorliegen der ebenfalls mitteleozänen Dinoflagellaten-Zone D9b in einem Vorkommen.

Sporomorphen/Palynomorphen

Limnisch-fluviatile Ablagerungen vermutlich tertiären Alters aus Bohrungen des Programmes ERA Morsleben 1993-1995 sowie aus flachseismischen Schußbohrungen wurden von Millennium Stratigraphic Consultants, von MEYER und von KIRSCH routinemäßig, detaillierter von KRUTZSCH untersucht (alle in FENNER 1998). Ergebnis dieser Untersuchungen war der Nachweis von limnisch-fluviatilen jungpaläozänen (?) bis frühuntereozänen und möglicherweise oberpaläozänen Ablagerungen in mehreren Erosionsrelikten in der Allertalzone und in einer Karstspalte in der Bohrung Dp Mors 20/88.

4.1.4 Auswertung der qualitativen Schwermineral-Untersuchungen zu stratigraphischen Zwecken

STEINMÜLLER & ORTMANN (1970) und LOTSCH (1971) hatten gezeigt, daß die unterschiedliche Zusammensetzung von Schwermineralassoziationen im Tertiär des Süddeiles der ehemaligen DDR auch stratigraphisch auswertbar ist. Da sich die Unteren Walbecker Schichten in den biostratigraphisch untersuchten Proben als völlig fossilfrei erwiesen und die ebenfalls völlig fossilfreien nichtmarinen Sande im Raum westlich und südwestlich des Fuchskuhlenberges westlich von Schwanefeld in ihrer stratigraphischen Stellung als jüngere Oberkreide oder präjungmittelozänes Tertiär unklar waren, wurden mit dem Ziel einer stratigraphischen Gliederung und eventuellen gegenseitigen Abgrenzung dieser Bildungen in den Untersuchungsprogrammen ERAM Schwermineralanalysen durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen, in die auch die Schwermineralanalysen aus Bohrungen der Bindetonerkundung Walbeck 1964 (ORTMANN in LINDEMANN 1966) und aus Bohrungen der Quarzsanderkundung Walbeck 1967-1969 (ORTMANN, ERBE in BLUM 1976 und in ROHDE 1986) einbezogen sind, lassen sich wie folgt zusammenfassen (%-Angaben = Stück-%):

1. Die Unteren und Oberen Alleringerslebener Schichten enthalten nur sehr wenig (< 1,0 %) oder keine instabilen Minerale, aber mit max. ca. 60 % beträchtliche bis hohe Granat- und/oder Epidot-Anteile (ROHDE 1986). In den Oberen Alleringerslebener Schichten nehmen die Epidot-Anteile von unten nach oben ab, während die Granat-Anteile diese Tendenz nicht erkennen lassen. Andalusit ist mit 0,1 bis max. ca. 30 % schwach bis stark vertreten. Ganz ähnlich ist nach RAMME (zitiert in NIEBUHR & ERNST 1991) die Zusammensetzung der Schwermineralassoziationen in der mit den Alleringerslebener Schichten altersgleichen Beienrode-Formation des Beienroder Beckens in der nordwestlichen Fortsetzung der Helmstedter Tertiärsenke. Allerdings wird Epidot von diesen Autoren nicht genannt.
2. Die Unteren Walbecker Schichten enthalten fast durchgehend eine stabile Schwermineralassoziation mit hohen (max. ca. 60 %) bis das Schwermineralbild dominierenden Anteilen von Andalusit. Epidot und/oder Granat sind partienweise sehr schwach (< 1 %), partienweise auch stark (< 30 %) vertreten. Mit den vorliegenden Schwermineralanalysen kann nicht entschieden werden, ob Epidot und/oder Granat horizontgebunden auftreten oder ob, im Zusammenhang mit den hier z.T. ebenfalls auftretenden bemerkenswerten (max. ca. 30 %) Hornblende-Anteilen, Probenverunreinigungen vorliegen. In den sehr ähnlichen Schwermineralassoziationen der Walbeck-Formation im Beienroder Becken ist nach RAMME (zitiert in NIEBUHR & ERNST 1991), gelegentlich auch Epidot (bis 4,3 %), aber kein Granat enthalten; anzuzweifeln ist das vereinzelte Vorkommen des sehr instabilen Apatit (bis 4,9 %).

3. Aus den Oberen Walbecker Schichten fehlen bisher schwermineralanalytische Untersuchungen bzw. sind die im Zusammenhang mit der Quarzsanderkundung Walbeck 1977-1979 (BLUM 1984) durchgeführten Schwermineralanalysen nur für rohstofftechnologische Zwecke ausgewertet worden.
4. Die limnisch-fluviatilen Sande aus dem Raume westlich und südwestlich des Fuchskuhlenberges zeigen beträchtliche (max. 19 %) Topas-Anteile, wobei Topas in den Unteren Walbecker Schichten nur in vereinzelt Proben in Spuren (< 1,0 %) auftritt. Zwei aus den mit den Fuchskuhlenberg-Schichten möglicherweise altersgleichen Hödinger Schichten stammende Proben bestehen weitgehend aus der Stabilassoziaton und enthalten Topas nur in Spuren (0,1 - 0,7 %) und deutlich weniger Andalusit (max. 9,9 %) als der Durchschnitt der Proben aus den Fuchskuhlenberg-Schichten (max. 20 %). In einigen Proben (RKS 11/94 und Dp Mors 22/89) aus den Fuchskuhlenberg-Schichten und in den beiden Proben aus den Hödinger Schichten auftretende schwache Granat- (0,3 - 1,2 %), Epidot- (0,1 - 1,6 %) und Hornblende-Gehalte (0,1 - 2,3 %) weisen auf marine Beeinflussungen des Ablagerungsraumes dieser Bildungen hin.

Die Fuchskuhlenberg-Schichten lassen sich durch die in den Schwermineralassoziationen vorhandenen merklichen Topas-Anteile (max. 15,9 %) von den fossilfreien Sanden der Unteren Walbecker Schichten, in denen Topas nur in vereinzelt Proben und dann nur in Spuren (< 1 %) auftritt, auf schwermineralanalytischer Basis gut unterscheiden. Danach sind die von der Bohrung Dp Mors 88a/94 (SEHM 1996) über einer nach dem flachseismischen Profil mo 9422f westlich des Fuchskuhlenberges vorhandenen Hutgesteinshochlage erbohrten fossilfreien Sande nach ihrer Schwermineralassoziation den Walbecker Schichten zuzuordnen.

5. Die jungmitteleozänen und obereozänen Gehlberg-Schichten enthalten neben der dominierenden Stabilassoziaton hohe Granat- und schwache bis mäßige Epidot-Anteile (1,4 %). Instabile Minerale, wie Hornblende und Augit, fehlen in den wenigen untersuchten Proben, ebenso Andalusit.

Die aus der Zusammensetzung der Schwermineralassoziationen resultierenden Ergebnisse zur Herkunft der Sedimentschüttungen werden in den Kap. 4.2.2.1 und 4.3.2.1 dargelegt.

4.2 Kreide

4.2.1 Lithologische Beschreibung der Schichtenfolge

4.2.1.1 Ober-Turon bis Unter-Coniac (krto-krccu)

PROKOPH (in KRUTZSCH & PROKOPH, 1992) erwähnt als älteste kretazische Ablagerungen im Deckgebirge des „Allertaldiapirs“ hellgraue, rotgeflamnte pelagische Tonmergel, die um 1990 kurzzeitig in einem Aufbruch von im wesentlichen jurassischen Tonen in der Grube 3 der Walbecker Sand- und Tonwerke GmbH aufgeschlossen waren. Die Einstufung dieser Bildungen in das Turon bis Unter-Coniac erfolgte mittels Foraminiferen. In diesem Zusammenhang kann der von KIRSCHMANN (1913, S. 8) erwähnte „Fund von drei Inoceramen des Cenoman oder Turon“ südlich des Schachtes Marie bei Beendorf „am Waldrande 200 m südlich der Mergelgrube am Harbker Berg“ neu bewertet werden. Der Fundortbereich ist durch Bunker-Bauten und Aufschüttungen stark verändert, so daß die Fundschicht dieser Fossilien nicht mehr aufzufinden ist.

4.2.1.2 Campan (krca)

Alleringerslebener Schichten (krAL), Unter- bis Ober-Campan (krca)

Untere Alleringerslebener Schichten (krALu), Oberes Unter-Campan (krcauo)

Die Unteren Alleringerslebener Schichten sind die ältesten kretazischen Bildungen im Untersuchungsgebiet. Sie sind, wie die gesamte jungoberkretazische Schichtenfolge, hier auf den Allertalgraben begrenzt, aber wahrscheinlich auch im Erxlebener-Groß Rodenslebener Graben vorhanden. Die 3,4-33,4 m mächtigen marinen Unteren Alleringerslebener Schichten bestehen aus einer unregelmäßigen Wechselfolge aus jeweils nicht horizontbeständigen Konglomeratbänken und -lagen, Bänken und Lagen von Fein-, Mittel- und Grobsand und Sandstein, Bänken und Lagen von Kalkarenit, Kalkstein mit wechselnden Sandanteilen sowie Bänken und Lagen von Schluff bis Schluffstein und Ton bis Tonstein, partienweise jeweils mit unterschiedlichen Anteilen der anderen Gesteine in Form von Lagen, Schlieren und Schmitzen oder Geröllen bzw. kantigen Brocken (vgl. Anhang, Tafeln 1 bis 13).

Die Konglomerat- und Breccienbänke und -lagen enthalten wechselnde Anteile von Ton, Schluff, Fein-, Mittel- und Grobsand, Feinkies sowie untergeordnet Mittelkies und einzelnen Grobkiesen. Partienweise gehen sie über in Ton, Schluff, Feinsand, Mittelsand und Grobsand, bzw. entsprechende verfestigte Bildungen mit konglomeratischen Einlagerungen. In den Grobsand- und Kiesfraktionen dominieren i.a. Ton- und -Schluffsteine des Keuper, vor Toneisensteinen, die meist bohnerartig gerundet bzw. abgeplattet sind. In der Fein- und Mittelsandfraktion dominiert Quarz deutlich, tritt aber in den gröberen Fraktionen mehr und mehr zurück.

Vereinzelt sind Lyditgerölle vorhanden. Die Grundmasse der Konglomerate und Breccien besteht aus Fein- bis Mittelsand, wechselnd schluffig, mit vereinzelt Glaukonitkörnern, gelegentlich auch mit glaukonitischen bis stark glaukonitischen Schlieren.

Die Bänke und Lagen von Schluff bis Schluffstein sind wechselnd tonig, fein-, mittel-, grobsandig und feinkiesig, sowie schwach glimmerig, schwach glaukonitisch und kalkhaltig. Partienweise gehen die Schluffe bis Schluffsteine in Tone bis Tonsteine über. Die Grobsand- und Kiesanteile weisen die gleichen Komponenten wie die Konglomeratbänke und -lagen auf.

Die Bänke und Lagen von Feinsand bis Feinsandstein sind schwach schluffig, mit wechselnden Anteilen von Mittel- und Grobsand und meist geringen Feinkies- und Mittelkiesanteilen. Partienweise sind Nester und Schlieren von Schluff eingelagert. Ursächlich ungeklärt ist das - allerdings nur seltene - Auftreten von bis ca. 2 m mächtigen kalkfreien glaukonitführenden lockeren Feinsanden inmitten kalkhaltiger bis stark kalkhaltiger Konglomerate bzw. konglomeratischer Schluffe.

Gelegentlich treten Bänke und Lagen von Kalkarenit und Kalksiltit auf, fast ausschließlich aus Kalkpartikeln mit mehr als 10 % biogenem Anteil bestehend, mit vereinzelt Toneisensteingeröllen (Bohnerz) bis 2 cm Durchmesser. Lokal, wie partienweise z.B. in den Bohrungen Dp Mors 49A/95 und 69A/95, sind zahlreiche kantige bis schwach gerundete, bis 10 cm große Brocken von Kalkarenit in Feinsandstein eingelagert, partienweise dominieren die Kalkarenitbrocken gegenüber der Feinsandstein-“Matrix“.

An der Oberfläche aufgeschlossen sind die Unteren Alleringerslebener Schichten nur in dem von SCHMIERER (1914a) als marines Senon beschriebenen Vorkommen an der Morslebener Mühle, dicht am Ostufer der Aller. Sie bestehen hier aus dickbankigen, harten, hellgrauen, sandigen Kalken bis Kalksandsteinen mit bis zu faustgroßen, gut gerundeten, z.T. auch eckigen Geröllen von Ton und Tonstein. Partienweise sind Konglomeratlagen eingeschaltet, in denen die kalkig-sandige Matrix stark zurücktritt. An Fossilfunden wurden bereits die Belemniten *Goniotheutis quadrata* BLAINVILLE und *Belemnitella mucronata* SCHLOTHEIM genannt.

Hinsichtlich ihrer Konsistenz sind die rolligen Bildungen in den Unteren Alleringerslebener Schichten locker bis fest, die bindigen Sedimente plastisch bis steifplastisch, insgesamt uneinheitlich, aber im Durchschnitt deutlich abgegrenzt gegen die nach ihrer Konsistenz lockeren Oberen Alleringerslebener Schichten. Die Unteren Alleringerslebener Schichten sind wegen ihrer sehr unterschiedlichen Konsistenz als durchlässig anzusehen.

Obere Alleringerslebener Schichten (krALo), Oberes Unter-Campan bis Ober-Campan (krcauo-krcao)

Die marinen Oberen Alleringerslebener Schichten sind bis ca. 98 m mächtig und überlagern die Unteren Alleringerslebener Schichten ohne Schichtlücke. Die lithologisch wenig differenzierte Abfolge besteht fast ausschließlich aus Feinsanden. Die Feinsande sind schwach schluffig bis schluffig, sehr schwach bis schwach mittelsandig, glimmerig, glaukonitisch; unten sind sie mittelsandig und stellenweise glaukonitisch und enthalten einzelne Lagen von Mittelsand und sind lokal, in einer mehr oder weniger horizontbeständigen gröbersandigen Lage konglomeratisch angereichert. Im obersten Abschnitt treten einzelne mittelsandige bis stark mittelsandige Lagen, gelegentlich im Wechsel mit geringmächtigen Lagen von schluffigem bis sehr stark feinsandigem Mittelsand auf. In den Oberen Alleringerslebener Schichten treten nach den Gamma-Logs der geophysikalischen Bohrlochmessungen in bestimmten Abschnitten sehr schwache bis mäßig starke Gamma-Anomalien auf, die nach den Schichtenbeschreibungen, in einigen Bohrungen durchgeführten spektralen Gamma-Messungen und nach regionalen Erfahrungswerten auf diffuse oder in mm-dünnen Lagen auftretende Anreicherungen Strahlungsträger führender Schwerminerale zurückzuführen sind. Während die Oberen Alleringerslebener Schichten unten nur schwach mit Wühlspuren durchsetzt sind, sind sie weiter oben überwiegend stark durchsetzt mit Wühlspuren und partienweise bioturbat völlig entschichtet.

In einem wechselnd mächtigen unteren Abschnitt sind die Oberen Alleringerslebener Schichten kalkhaltig bis stark kalkhaltig und enthalten hier partienweise einzelne Kalkstein-Konkretionen bis mehrere cm Größe, die als Grabgangausfüllungen (Ichnofossilien) interpretiert werden. Ihr anschließender oberer Abschnitt ist dagegen völlig kalkfrei. Die Grenze zwischen beiden Abschnitten ist z.T. im cm-Bereich scharf, z.T. fließend durch einen bis mehrere Dezimeter mächtigen Übergangshorizont mit allmählicher Abnahme des Kalkgehaltes nach oben bzw. in Abhängigkeit von wechselnden Schluffanteilen mit mehrfachem Wechsel von kalkfreien mit wechselnd kalkhaltigen Partien. Die Ursache der Kalkfreiheit des oberen Abschnittes der Oberen Alleringerslebener Schichten liegt in einer sekundären Entkalkung, die z. T. auch die gesamte Abfolge erfaßte.

An der Oberfläche aufgeschlossen sind die Oberen Alleringerslebener Schichten nur in einer auflässigen Sandgrube am Südhang der Lange Berge westlich von Alleringersleben. Sie bestehen hier aus sehr schwach glimmerigen, kalkfreien und völlig fossilfreien, sehr hellen, gleichkörnigen Feinsanden, deren Zuordnung zu den Oberen Alleringerslebener Schichten nach den Lagerungsverhältnissen der jungoberkretazischen Schichten in den benachbarten geologischen Schnitten A-A' und B-B' (Anlagen 5 und 6) erfolgte.

Die Oberen Alleringerslebener Schichten sind überwiegend locker bis sehr schwach, in geringmächtigen einzelnen bis wenige Meter mächtigen Lagen oder Bänken schwach verfestigt.

4.2.1.3 Ober-Campan bis Unter-Maastricht (krcao-krmau)

Walbecker Schichten (krWA), Ober-Campan bis Unter-Maastricht (krcao-krmau)

Die Walbecker Schichten überlagern die Oberen Alleringerslebener Schichten konkordant und anscheinend ohne Schichtlücke. Nach BLUM (1984) zeigen die Walbecker Schichten eine deutliche Dreiteilung in die Untere Quarzsandfolge, im vorliegenden Bericht als Untere Walbecker Schichten (krWAu) bezeichnet, die Wechselfolge und in die Obere Quarzsandfolge, im vorliegenden Bericht als Obere Walbecker Schichten (krWAO) bezeichnet.

Untere Walbecker Schichten (krWAu), Ober-Campan bis Unter-Maastricht (krcao-krmau)

Die Unteren Walbecker Schichten erreichen nach den bisher aus der Allertalzone vorliegenden Bohrprofilen scheinbare Mächtigkeiten bis zu 111 m (Bohrung Sd Wak HI 21/79) und wahre Mächtigkeiten bis zu 80 m (Kap. 4.2.2.2). An ihrer Basis befindet sich der heterogen zusammengesetzte Übergangshorizont (krWAu1), an den sich die nur sehr wenig differenzierte Untere Quarzsandfolge (krWAu2) anschließt.

Übergangshorizont (krWAu1)

Der Übergangshorizont (BLUM 1984) besteht überwiegend aus Bänken von sehr schwach schluffigem, feinsandigem, grobsandigem bis feinkiesigem Mittelsand, der partienweise stark feinsandig und grobsandig sein kann. Er enthält einzelne Lagen von Feinsand, schluffig, sehr schwach mittelsandig und einzelne Lagen von Grobsand, sehr schwach schluffig, schwach feinsandig, mittelsandig bis stark mittelsandig, feinkiesig bis stark feinkiesig. Einzelne Schlieren und Lagen sind stärker schluffig, z.T. auch tonig. Die Grobsande sind durchweg, die Mittelsande und die Feinsande partienweise glimmerfrei, doch enthalten die beiden letztgenannten Fraktionen partienweise vereinzelte Glimmer bzw. sind sie partienweise sehr schwach bis schwach glimmerig. Die insgesamt kalkfreien Sande sind weißgrau, weißocker bis ocker und weißbraungrau. In den ockerfarbenen Partien treten vereinzelt Limonitknollen und dünne limonitische Lagen auf.

Der Übergangshorizont ist im Raum westlich des Fuchskuhlenberges bei Schwanefeld bis in den Raum Walbeck-Grasleben anscheinend weitgehend durchgängig, wenn auch mit sehr unterschiedlichen scheinbaren Mächtigkeiten von ca. 1-20 m entwickelt. Im südlich anschließenden Raum bis westlich von Alleringersleben wurde er nur in den Bohrungen Dp Mors 33B/95 und 13A/88 mit wahren Mächtigkeiten von jeweils ca. 11 m nachgewiesen. In allen anderen Bohrungen, die hier die Unteren Walbecker Schichten durchteuften, wird er von der Unteren Quarzsandfolge lithofaziell vertreten.

Untere Quarzsandfolge (krWAu2)

Die Untere Quarzsandfolge erreicht wahre Mächtigkeiten bis zu ca. 70 m und besteht weit überwiegend aus Mittelsanden. Sie sind sehr schwach schluffig, schwach feinsandig bis feinsandig, partienweise sehr schwach bis schwach grobsandig, und in einzelnen Lagen grobsandig bis sehr stark grobsandig. Untergeordnet treten schluffige oder wechselnd mittelsandige Feinsande auf. Im Südteil des Untersuchungsgebietes bis in den Raum westlich des Fuchskuhlenberges bei Schwanefeld weist der untere Abschnitt der Unteren Quarzsandfolge vereinzelte Glimmer bis sehr schwachen Glimmergehalt auf, während der obere Abschnitt völlig glimmerfrei ist; im Nordteil des Untersuchungsgebietes bis in den Raum Walbeck-Grasleben ist die gesamte Untere Quarzsandfolge insgesamt glimmerfrei. Die Untere Quarzsandfolge ist durchgehend kalkfrei, weißgraubraun und partienweise weißgelblicher bis gelblicher, wobei mit den beiden letztgenannten Farben mehr oder weniger limonitische Lagen und Schlieren, gelegentlich auch bis mittelkiesgroße Limonitknollen verbunden sind.

Im Raum Walbeck-Grasleben und südsüdwestlich von Alleringersleben (Bohrung Dp Mors 1/89) treten in der Unteren Quarzsandfolge lokal und partienweise wechselnd kohlige Mittelsande, jedoch keine Braunkohlelagen auf.

Der obere Abschnitt der Unteren Quarzsandfolge ist in den Sandgruben 3 und 4 der Sand- und Tonwerke Walbeck GmbH großflächig aufgeschlossen (vgl. hierzu Anlagen 3, 17-21).

Die wechselnd feinsandigen Mittelsande zeigen nach BLUM (1984) ein enges, relativ gleichmäßiges Kornspektrum zwischen 0,16-0,4 mm, das nach den zahlreichen aus der Unteren Quarzsandfolge vorliegenden Korngrößenanalysen aus Bohrungen der Erkundungsprogramme von 1988 bis 1995 auf ein starkes Dominieren der Mittelsandfraktion weiter eingengt werden kann. In den Bohrkernen erwiesen sich die Mittelsande als überwiegend ungeschichtet. Nur in Partien mit stärker feinsandigen oder mit grobsandigen Einschaltungen war Schichtung in Form von Horizontal- oder Schrägschichtung bzw. als feine Laminationen oder undeutliche Flaserung erkennbar. Im Beienroder Becken beiderseits der Dorm-Rieseberg-Achse in der Walbeck-Formation auftretende feinsandige Mittelsande werden von NIEBUHR & ERNST (1991) nach granulometrischen Auswertungen einem mäandrierenden Flußsystem bis Delta-Bereich zugeordnet. Der sehr heterogen zusammengesetzte Übergangshorizont (krWAu1) und die gelegentlichen Einschaltungen wechselnd grobsandiger Partien in die Untere Quarzsandfolge weisen auf eine gegenüber den Mittelsanden erhöhte Transportenergie hin. Ähnliche Bildungen in der Beienroder Walbeck-Formation werden von NIEBUHR & ERNST (1991) als Ablagerungen in Rinnen eines verzweigten Flußsystems interpretiert. Argumente für eine solche Deutung sind auch die in den in der Allertalzone abgeteufte Bohrungen festgestellte gegenseitige Vertretung des Übergangshorizontes und der Unteren Quarzsandfolge und die im engeren Untersuchungsgebiet anscheinend mehr oder weniger horizontbeständige, aber dabei ebenfalls absetzige Ein-

schaltung grobsandiger bis stark grobsandiger Lagen in mindestens zwei Niveaus der Unteren Quarzsandfolge.

Schwache intraformationelle Aufarbeitungen sind an der Basis größerer Einschaltungen möglich.

Der diagenetische Verfestigungsgrad der Unteren Walbecker Schichten ist gering; sehr schwache bis schwache Verfestigungen sind sehr selten und nur im cm-Bereich in Limonitlagen und -schlieren anzutreffen.

Obere Walbecker Schichten (krWAo), Unter-Maastricht (krmau)

Die Oberen Walbecker Schichten lassen sich nach BLUM (1984) in den Basishorizont (krWAo1), die Wechselfolge (krWAo2) und die Obere Quarzsandfolge (krWAo3) untergliedern.

Im Raum westlich von Alleringersleben bis nördlich von Beendorf wurden keine Oberen Walbecker Schichten angetroffen. Nach der Mächtigkeitentwicklung der Alleringerslebener und der Unteren Walbecker Schichten in diesem Raum sowie nach der Teufenlage der Oberkreidebasisfläche sind die Oberen Walbecker Schichten hier postsedimentär wahrscheinlich vollständig abgetragen worden. Nur im Bereich von evtl. vorhandenen, aber hier noch nicht festgestellten rinnenartigen Einschnidungen des Basishorizontes oder der Wechselfolge in die Unteren Walbecker Schichten könnten derartige Bildungen lokal erhalten geblieben sein.

Die Oberen Walbecker Schichten wurden bisher nur im Raum südwestlich von Walbeck bis Grasleben nachgewiesen, wo sie an zwei, heute voneinander getrennte Verbreitungsgebiete gebunden sind. Ihr Hauptverbreitungsgebiet befindet sich südwestlich einer Hutgesteinshochlage in der jungoberkretazischen Subrosionshauptsenke; das zweite kleinere liegt nordöstlich der Hutgesteinshochlage nordwestlich der Grube 2 der Sand- und Tonwerke Walbeck GmbH (vgl. Anlage 3). Die maximale Mächtigkeit der Oberen Walbecker Schichten erreicht ca. 145 m.

Jüngere spätoberkretazische Ablagerungen als die Obere Quarzsandfolge der Oberen Walbecker Schichten sind in der Allertalzone nicht nachgewiesen worden.

Basishorizont der Oberen Walbecker Schichten (krWAo1)

Die Oberen Walbecker Schichten beginnen i.a. mit einer bis ca. 11 m mächtigen Abfolge aus hellgrauen bis hellbraungrauen Sanden mit nach BLUM (1984) breitem, stark schwankendem Kornspektrum und beträchtlichem Kiesanteil, sandigen Kiesen und einzelnen Ton-Schmitzen und -Lagen. Vereinzelt treten Einlagerungen von xylitischer Braunkohle auf. Nach den Lagerungsverhältnissen gehört das von der Bohrung Hmt 18/- von 94,47-94,92 m durchteufte Braun-

kohlenflöz (SCHMIERER 1914a, S. 100) in den Basishorizont der Oberen Walbecker Schichten. Die Geröllkomponenten bestehen aus gut gerundeten Milch- und Rauchquarzen, untergeordnet, aber auffallend, aus Kieselschiefer und Lydit sowie selten aus Quarzit. Der Basishorizont der Oberen Walbecker Schichten ist an der Westwand der Gruben 3 und 4 der Sand- und Tonwerke Walbeck GmbH aufgeschlossen und überlagert die Unteren Walbecker Schichten mit scharfer Erosionsdiskordanz, wobei die Diskordanzfläche durch wannen- und kolkartige Eintiefungen modifiziert wird. Die den Basishorizont zusammensetzenden Sande und Kiessande sind überwiegend schräg, aber auch horizontal geschichtet, wobei die jeweils älteren von den jüngeren Schichtungskörpern gekappt werden. Analoge Bildungen werden von NIEBUHR & ERNST (1991) aus dem Beienroder Becken beschrieben und als typisch für Sedimente in einem verzweigten Flußsystem (braided river) interpretiert.

Wechselfolge (krWAo2)

An den Basishorizont der Oberen Walbecker Schichten, bzw. diesen lokal vertretend, schließt sich die deutlich feiner klastische Wechselfolge mit einer maximalen wahren Mächtigkeit von ca. 50 m an. Sie besteht aus einer mehrfachen Wechsellagerung von Feinsanden, Schluffen und Tonen und einzelnen Braunkohlelagen, wobei im unteren Abschnitt Feinsande und im oberen Abschnitt Schluffe und Tone überwiegen.

Die Feinsande sind schwach bis stark schluffig und mittelsandig, partienweise im basisnahen Teil der Wechselfolge mit vereinzelt Grobsanden und Feinkiesen angereichert. Sie sind i.a. schwach glimmerig, partienweise mit feinkohliger Substanz, Xyliten und Frucht- und Samenreste führenden Pflanzenhäcksel durchsetzt.

Die Schluffe sind schwach tonig bis tonig und schwach bis stark feinsandig. Sie sind glimmerfrei bis schwach glimmerig und z.T. mit Frucht- und Samenresten führenden Pflanzenhäcksel durchsetzt (KNOBLOCH & MAI 1986). Auf Schichtflächen befinden sich stellenweise z.T. zahlreiche Blattabdrücke, vereinzelt feinkohlige Sprengeln. Partienweise treten im Schluff Lagen, Linsen, Schmitzen oder Nester von Feinsand auf, partienweise Grabgänge bis 0,5 cm Durchmesser, die mit Feinsand ausgefüllt sind. Insgesamt ist der Schluff kalkfrei, grau, dunkelgrau und bräunlichgrau, z.T. geflammt oder meliert, z.T. massig, z.T. geschichtet; in einzelnen Schluffbänken ist eine deutliche Abnahme des Feinsandanteiles von unten nach oben zu beobachten.

Tone treten untergeordnet auf und sind schluffig bis stark schluffig, partienweise schwach feinsandig, partienweise mit bis 1 cm mächtigen Schlieren, Schmitzen und Lagen von Feinsand, partienweise mit einzelnen Xyliten, kalkfrei, bräunlichgrau, grauoliv und dunkelgrau, massig, ungeschichtet.

Lokal sind 1 bis 2 bis 0,4 m mächtige nicht horizontbeständige Lagen von dünnplattig bis stückig zerfallender, z.T. blättriger und mürber braunschwarzer Braunkohle sowie schwarzbrauner, feinkohliger Schluffe in die Wechselfolge eingeschaltet.

Nach ihrer lithologischen Ausbildung und nach ihrer paläogeographischen Position ist die Wechselfolge einem limnischen, z.T. fluviatilen Bildungsmilieu im Delta-Bereich zuzuordnen.

Die im Bereiche der Grube „Pflanzgarten“ und westlich und nordwestlich von ihr abgeteuften Bohrungen Sd Wak HI 19/68, 20/68, 22/68, 23/68 und Hy Wak HI 102/88 und 103/88 haben unter der Oberen Quarzsandfolge die Wechselfolge angeschnitten. Abweichend hiervon hat die am Nordrande dieser Grube gelegene Bohrung Hmt 18/- (SCHMIERER 1914a, S. 100) über einem von 94,47-94,92 m erbohrten und dem Basishorizont der Oberen Walbecker Schichten zuzuordnenden Braunkohlenflöz keine der für die Wechselfolge typischen Schluffe oder Tone, sondern ausschließlich weiße und gelbe Sande erbohrt.

Obere Quarzsandfolge (krWAo3)

Das heutige Verbreitungsgebiet der Oberen Quarzsandfolge ist auf die jungoberkretazische Subrosionshauptsenke im Raum westlich von Walbeck bis Grasleben und auf ein kleines, davon isoliertes Vorkommen östlich des Kreuzungsbereiches der Flachseismikprofile mo 9416f und 9422f begrenzt. Aufgeschlossen ist sie nur in der Grube „Pflanzgarten“ und am Westrand des Durchstiches von der Grube 3 zur Grube „Pflanzgarten“. Die größte wahre Mächtigkeit der Oberen Quarzsandfolge wurde in der Bohrung Sd Wak HI 11/79 mit 83,7 m festgestellt.

Im Gebiet westlich der Gruben 1, 2 und 4 besteht die Obere Quarzsandfolge aus an der Basis stellenweise wechselnd schluffigen Mittelsanden. Insgesamt ist die Quarzsandfolge feinsandig bis grob sandig mit vereinzelt Einschaltungen von Schluff-, Feinsand- und Grobsandlagen. Partienweise sind die Sande feinkohlilig, vereinzelt mit zahlreichen, mehr oder weniger steil stehenden dünnen Xyliten (= fossiler Wurzelboden, z.B. Bohrung Sd Wak HI 11/79 von 68,5-69,4 m) sowie mit ein oder mehreren cm bis max. 2,20 m mächtigen lagen- und linsenförmigen Einschaltungen von Braunkohle durchsetzt. Die Braunkohlenbänke sind sehr wahrscheinlich nur über geringe Entfernungen horizontbeständig.

In der Grube „Pflanzgarten“ und westlich und nordwestlich dieser Grube bis Grasleben besteht die Obere Quarzsandfolge aus wechselnd feinsandigen und grobsandigen, z.T. mit Kaolin-Partikeln durchsetzten Mittelsanden. Vor allem in basisnahen und randlichen Bereichen treten limonitische Lagen und Limonitkonkretionen auf. Nach PROKOPH (in KRUTZSCH & PROKOPH 1992) zeigen die Sande hier partienweise gradierte Schichtung und Schrägschichtung, partienweise tritt Flaserschichtung auf. Braunkohlenflöze oder -lagen wurden in keiner der allerdings nur wenigen in diesem Gebiet abgeteuften Bohrungen und auch nicht in der Grube

„Pflanzgarten“ festgestellt. Kohlige Sande wurden nur in der Bohrung Sd Wak HI 19/68 von 5,0-6,0 m erbohrt.

Die im fluviatilen, partienweise limnischen Milieu gebildete Obere Quarzsandfolge überlagert ohne Winkeldiskordanz, wahrscheinlich aber mit Erosionsdiskordanz die Wechselfolge.

4.2.2 Paläogeographie, heutige Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse der jüngeren Oberkreide (Oberes Unter-Campan bis Unter-Maastricht)

4.2.2.1 Paläogeographie der jüngeren Oberkreide

Im Sandtagebau Walbeck sind in einer im wesentlichen aus Jura-Sedimenten bestehenden und beidseitig von jungoberkretazischen Ablagerungen flankierten schmalen Störungszone, die als exhumierter Scheitelgraben interpretiert werden kann (vgl. Kap. 4.2.2.2), Relikte von marinen Tonmergeln des Ober-Turon bis Unter-Coniac enthalten (PROKOPH in KRUTZSCH & PROKOPH 1992). Diese Tatsache und die von KIRSCHMANN (1913) aus dem Raum südlich von Beendorf erwähnten Funde von Inoceramen des Cenoman bis Turon (vgl. Kap. 4.2.1.1) belegen, daß die Allertalzone wie der gesamte Raum zwischen Harz und Flechtingen-Roßlauer Scholle während der älteren Oberkreide vom Meer bedeckt war. Sedimente des Ober-Coniac, des Santon und des Unteren Unter-Campan wurden in der Allertalzone und in ihrer näheren Umgebung bisher noch nicht festgestellt.

Sedimente der jüngeren Oberkreide sind im Gebiet zwischen dem Harz und der Flechtingen-Roßlauer Scholle nur noch in voneinander isolierten Relikten nachgewiesen worden. Die im Oberen Unter-Campan und im Ober-Campan entstandenen marinen Alleringerslebener Schichten und die im Zeitraum Oberes Ober-Campan bis Unter-Maastricht abgelagerten brackisch-lagunären bis limnisch-fluviatilen Walbecker Schichten der Allertalzone sind möglicherweise auch im Erxleben-Groß Rodenslebener Graben erhalten geblieben (s. Kap. 3.3.1). Zeitlich und paläogeographisch-faziell äquivalente Ablagerungen sind im Beienroder Becken, das die am nordwestlichen Ende der Helmstedter Tertiärsenke gelegene Dorm-Rieseberg-Achse flankiert, überliefert (LOTSCH in REMUS et al. 1991, NIEBUHR & ERNST 1991). Die jüngere Oberkreide in der Allertalzone und im Beienroder Becken sind durch die Lappwald-Scholle voneinander getrennt. Das Beienroder Becken ist von der jüngeren Oberkreide im Gifhorner Trog und in der Subherzynen Senke durch den Elm mit seiner Jura-Umrandung isoliert.

Als den Alleringerslebener Schichten mehr oder weniger altersgleich sind nach DINSE auch die über Buntsandstein bzw. Zechstein mit darunter liegendem Rotliegenden in den Bohrungen Oebisfelde 8/53 bzw. 9/53, Blatt Rätzlingen (3532), transgredierenden Glaukonitsande anzusehen. Diese Vorkommen sind von den Alleringerslebener Schichten der Allertalzone durch die

Weferlinger Triasplatte getrennt, auf der oberkretazische Ablagerungen nicht überliefert sind. Auf der Scholle von Calvörde wurden marine bis brackische und limnisch-fluviatile in das Ober-Campan bis Maastricht zu stellende Ablagerungen in einer Subrosionssenke auf dem Salzstock Colbitz (SCHULZE 1964, LENK 1966, KRUTZSCH & LENK 1969) und marines Ober-Campan bis Maastricht in den sekundären Randsenken der Salzstöcke Zobbenitz, Bergfriede, Dannefeld, Sichau und Jahrstedt (u.a. BURCHARDT 1974) in jeweils voneinander isolierten Vorkommen angetroffen.

Die paläogeographische Entwicklung während der jüngeren Oberkreide läßt sich für den großen geologischen Rahmen des Untersuchungsgebietes wie folgt skizzieren:

Vor dem oberen Unter-Campan fand eine Regression des Meeres statt und im Anschluß daran, wahrscheinlich verbunden mit den Dislokationen der „Peiner Phase“, eine tiefgreifende Abtragung.

Die nachfolgende mucronata-Transgression (ERNST et al. 1979) erfolgte über ein disloziertes Relief, in der Allertalzone mit den Unteren Alleringerslebener Schichten über Hutgestein der Allertal-Salzstruktur und deren aus Keuper und Jura bestehende Deckschichten und im Beienroder Becken nach MESTWERDT (1912, 1914a, 1914b) und NIEBUHR & ERNST (1991) mit der Beienrode-Formation über das Hutgestein des Beienroder Diapirs sowie über Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und Lias. Im Erleben-Groß Rodenslebener Graben würden die Unteren Alleringerslebener Schichten, wenn sie dort entwickelt waren und überliefert sind, über Steinmergelkeuper transgredieren. Der primäre SE-Rand des von NW vorstoßenden Meeres hat wahrscheinlich noch südöstlich der Linie Eilsleben-Erleben gelegen. Die Flechtingen-Roßlauer Scholle war zumindest in ihrem äußersten NW-Teil (Bohrung Oebisfelde 9/53) noch vom Meer überflutet, hat aber möglicherweise eine Halbinsel gebildet. Darauf weist der Fund eines „walnußgroßen Geschiebes eines rötlichen Augitporphyrites“ (SCHMIERER 1914a) in den Unteren Alleringerslebener Schichten der Bohrung Hmt 27/- (Schacht Alleringersleben) hin, der allerdings nach dem Geröllbestand der Unteren Alleringerslebener Schichten in den Bohrungen des ERA Morsleben-Programmes nicht bestätigt werden konnte.

Die vom Beienroder Becken aus gesehen nach NE und nach SE zunehmende Randnähe ergibt sich aus der nach NIEBUHR & ERNST (1991) im südlichen und nordwestlichen Teilbereich des Beienroder Beckens im größten Teil der Abfolge der Beienrode-Formation mergelig-tonigen und ihrer im nordöstlichen Teil dieses Beckens ausschließlich sandigen Entwicklung sowie aus der ebenfalls durchgehend sandigen Ausbildung der Oberen Alleringerslebener Schichten der Allertalzone.

Auf eine Meeresverflachung weist die im nördlichen und nordwestlichen Teil des Beienroder Beckens deutliche Kornvergrößerung im oberen Abschnitt der Beienrode-Formation, Übergang in Glaukonitsande, hin. In das Schema einer zunehmenden Meeresregression fügen sich

zwanglos die Unteren und Oberen Walbecker Schichten der Allertalzone und die Walbeck-Formation des Beienroder Beckens ein. Sie wird von NIEBUHR & ERNST (1991) mit der polyplocum-Regression (ERNST et al. 1979) im obersten Ober-Campan verknüpft, die „in den Sequenzzyklen von HAQ, HARDENBOL & VAIL (1987) als gut faßbares globales eustatisches Event ausgewiesen“ ist. Der weitgehend aus Tonen bestehende tiefere Teil der Oberen Walbecker Schichten der Allertalzone, die sog. Wechselfolge, die über den Sanden der Walbeck-Formation im Beienroder Becken folgenden und möglicherweise der Wechselfolge entsprechenden grauen Tone in der auf dem Diapir Beienrode abgeteuften Bohrung 21 (MESTWERDT 1914a: 76), jeweils partienweise mit Pflanzenabdrücken, und die Sande mit eingelagerten Braunkohlenlagen und -bänken der Oberen Quarzsandfolge der Oberen Walbecker Schichten sind zwanglos als Delta-Sedimente in einem einheitlichen Bildungsraum anzusehen (LOTSCH in REMUS et al. 1991). In der Allertalzone sind die Oberen Walbecker Schichten bisher nur vom Raume Grasleben bis südwestlich von Walbeck nachgewiesen worden. Westlich bis südwestlich von Schwanefeld im Bereich der Senkenachse der jungoberkretazischen Hauptsenke (vgl. Kap. 4.2.2.2) könnten sie jedoch ebenfalls, allerdings nach oben reliktsch, erhalten geblieben sein. Im Beienroder Becken im Aufschluß Klein Steinke II im obersten Abschnitt der Walbeck-Formation von NIEBUHR & ERNST (1991) festgestellte marine Einflüsse werden von diesen Autoren mit der junior-Transgression (ERNST et al. 1979) im Ober-Maastricht in Verbindung gebracht, wodurch ein Zeitbezug zu den jüngsten überlieferten Bildungen der Walbeck-Formation hergestellt wird. Etwa altersgleich mit den Walbecker Schichten sind sehr wahrscheinlich die bereits vorstehend erwähnten limnisch-fluviatilen und in das Ober-Campan bis Maastricht gestellten limnisch-fluviatilen Ablagerungen auf dem Salzstock Colbitz, vor allem aber die über 300 m mächtigen Glaukonitsande der Nennhausener Schichten Westbrandenburgs (AHRENS, LOTSCH & MUSSTOPF 1965), die nach KIESEL & TRÜMPER (1965) bis in die oberste junior- oder unterste casimirovensis-Zone des Ober-Maastricht hinaufreichen. Die stratigraphische Parallelisierung der Glaukonitsande von Oebisfelde (Oebisfelder-Schichten) mit der Walbecker Formation durch NIEBUHR & ERNST (1991: 271) beruht darauf, daß zu diesem Zeitpunkt die endgültige Einstufung dieser Glaukonitsande, des locus typicus für das Oebisfelder Bild, noch nicht feststand (vgl. Kap. 4.1.2). Ob die junior-Transgression mit marinen Sedimenten tatsächlich den Raum Beienroder Becken - Allertalzone erreichte, läßt sich wegen der großen Schichtlücke über der Walbeck-Formation bzw. den Walbecker Schichten nicht mehr feststellen. Auch erscheint eine detaillierte biostratigraphische Parallelisierung dieser Bildungen mit den Nennhausener Schichten oder noch küstenferneren Ablagerungen mit Maastricht-Alter derzeit nicht möglich. Die von ERNST & NIEBUHR (1991) betonte „kräftige Einmündung der Campan-Maastricht-Schichten im Umkreis des Beienroder Diapirs“ wird von ihnen auf einen intensiven Salzaufstieg in der Dorm-Rieseberg-Achse nach dem Ober-Maastricht, vermutlich „laramisch“, mit Verstellung der jungoberkretazischen Abfolge in den Randsenken zurückgeführt. Eine analoge postsedimentäre Einsenkung erfolgte auch in den jungoberkretazischen

Subrosionssenken auf der Allertal-Salzstruktur, wobei aber auch hier unterpaläozäne („laramische“) Ablagerungen in den Senkenzentren fehlen.

Die Schwermineralassoziationen aus den Alleringerslebener Schichten und aus den Walbecker Schichten sind auf Grund ihrer dominierenden Andalusit-Anteile (bis > 60 %) nach ERBE (in BLUM 1976), ORTMANN (in BLUM 1976) und LOTSCH (1973) ebenso wie der Beienrode- und der Walbeck-Formation des Beienroder Beckens als Fernschüttung aus dem Harz zu deuten, der auch nach den deutlichen Lydit-Anteilen in den groben Basisbildungen der Oberen Walbecker Schichten (krWAo1) im Zeitraum Campan-Maastricht Abtragsgebiet war.

4.2.2.2 Heutige Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse der jüngeren Oberkreide in der Allertalzone

Heutige Verbreitung und Tiefenlage der jüngeren Oberkreide

Die Karte der Basisfläche der Oberkreide-Sedimente im Maßstab 1:10 000 (Anlage 3) basiert auf den Ergebnissen

- aller in der Allertalzone bis in das präoberkretazische Substrat abgeteuften Bohrungen, von denen 34 die Oberkreide-Sedimente durchteuften
- aller Bohrungen, die Oberkreide-Sedimente angeschnitten haben
- der geologisch bearbeiteten flach- und normalseismischen Schußbohrungen, die Oberkreide angetroffen haben bzw. von aus Schußbohrungen zur stratigraphischen Einstufung entnommenen Einzelproben, die der Oberkreide zugeordnet wurden
- der flachseismischen Messungen, wobei von den 25 gemessenen Profilen nur die Profile mo 9420f und 9423f außerhalb der Oberkreide-Verbreitung liegen
- der normalseismischen Messungen, soweit sie für die Konstruktion der Oberkreide-Basiskarte, ergänzend zu den aus der Flachseismik gewonnenen Daten, nutzbar waren
- der Geologischen Karten von Preußen Blatt Hötensleben, Blatt Helmstedt und Blatt Weferlingen

sowie aus der Auswertung der Karte der Bouguerschwere (Anlage 1), insbesondere für die Darstellung der Verbreitungsgrenzen der Oberkreide zwischen den flachseismischen Profillinien in Bereichen mit sehr geringer Bohrdichte und zur Konstruktion der möglichen Oberkreide-Verbreitung im Erxleben-Groß Rodenslebener Graben sowie im Bereich der Allertalzone auf den Blättern Hötensleben und Seehausen. Bohrungen zur Stützung dieser möglichen Verbreitungsgebiete fehlen allerdings fast gänzlich. Lediglich in einem fraglichen Oberkreide-Vorkommen auf Blatt Hötensleben haben zwei Bohrungen, Höt 9/- und Höt 10/-, wenige Meter

mächtige Sedimente erbracht, die von KOERT & DIENEMANN (1927) ohne biostratigraphische Untersuchungen dem Unteroligozän zugerechnet wurden, die aber nach den Schichtenbeschreibungen den Unteren Alleringerslebener Schichten zugeordnet werden.

Grundlage für die DV-gestützte Erarbeitung der Karte der Oberkreide-Basisfläche (Anl. 3) waren die in Tiefenschnitte umgerechneten flachseismischen Zeitschnitte (s. ZIRNGAST 1997) und die Daten aus Bohrungen, die die Oberkreide durchteuften. Auf Grund des minimal 260 m, maximal 600 m betragenden geringen Abstandes der flachseismischen Profillinien, der guten Qualität der flachseismischen Zeitschnitte und der, besonders zwischen den flachseismischen Profilen mo 9401f und 9411f, ausreichenden Stützung der seismischen Ergebnisse durch Bohrungen, die die Oberkreide durchteuften, ist die Isohypsen-Konstruktion der Oberkreide-Basisfläche zwischen den flachseismischen Profilen mo 9401f und 9414f am besten gesichert. In dem nordwestlich anschließenden Gebiet ist sie weniger gut gesichert wegen des deutlich größeren Abstandes der flachseismischen Profillinien, der z.T. weniger guten Qualität der Zeitschnitte mo 9416f bis 9419f, 9424f und 9425f und damit verbundenen geologischen Interpretationsproblemen sowie der nur sehr geringen Anzahl von Bohrungen, die hier die Oberkreide durchteuft haben. Im Raume zwischen den flachseismischen Profilen mo 9415f und 9425f haben jedoch zahlreiche unterschiedlich tiefe Lagerstättenbohrungen auf Sande und Tone aus den Jahren 1953 bis 1979 und 1952 bis 1967 sowie aus den hydrogeologischen Bohrungen von 1988 die Oberkreide in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus angeschnitten. Dicht abgebohrte Flächen wechseln mit Flächen sehr geringer Bohrdichte ab. Für die Bohrungen, die mindestens eine jungoberkretazische lithostratigraphische Einheit durchteuft bzw. nur die Alleringerslebener Schichten angeschnitten hatten, wurde unter Berücksichtigung der vollständigen Schichtmächtigkeiten aus benachbarten Bohrungen die wahrscheinliche Teufenlage der Oberkreide-Basis berechnet. Aus diesen Daten und aus den data-points der flachseismischen Profile wurde in Analogie zum Gebiet zwischen den flachseismischen Profilen mo 9401f und 9415f die Tiefenlage der Oberkreide-Basis erstellt. In Gebieten mit sehr geringer Bohrdichte wurde weitgehend auf die mittels DV-Programm erstellte Version der Oberkreide-Basisfläche zurückgegriffen. Da im Raume ca. 0,2 km nördlich des Profiles mo 9425f bis zum Ausbiß der Oberkreide-Senke nordwestlich von Grasleben keine Bohrungen abgeteuft wurden, konnte für dieses Gebiet die Oberkreide-Basisfläche nicht konstruiert werden.

Die Karte der Hutgesteinsoberfläche im Maßstab 1:10 000 (BALZER 1998) zeigt eine am SW-Rande der Allertal-Struktur beginnende, bis nördlich des Schachtes Alleringersleben SSE-NNW verlaufende, von hier aus in SE-NW-Richtung umbiegende und bis in den Raum Beendorf verfolgbare gegliederte Hochlage, die von der +20 m NN-Isobathe umschlossen wird. Zwischen Alleringersleben und Morsleben steigt sie bis auf über +100 m NN an. Vom Gebiet zwischen Groß Bartensleben und Beendorf taucht sie nach NW rasch ab, ist aber bis in den Raum

Walbeck mit ebenfalls gegliederter Oberfläche auf tieferem Niveau immer noch deutlich ausgeprägt.

Nach ihrer zentralen Lage auf der Allertal-Struktur bildet diese Hutgesteinshochlage ein Gliederungselement 1. Ordnung, das zwischen dem Schacht Alleringersleben und der Morslebener Mühle die Oberkreide-Senke in zwei Teilsenken gliedert. Auf das Relief der Oberkreide-Basisfläche bezogen, ist diese Hutgesteinshochlage ein Bereich, in dem gegenüber den Oberkreide-Senken eine deutlich geringere Subrosion erfolgte. Die südwestliche Teilsenke, nachstehend als Hauptsenke bezeichnet, erstreckt sich vom Schacht Alleringersleben bis nordwestlich von Grasleben und die nordöstliche Teilsenke, nachstehend als Nebensenke bezeichnet, von Belsdorf (Blatt 3832) zusammenhängend bis etwa zur Morslebener Mühle (Blatt 3732). Von hier bis südwestlich von Beendorf (Blatt 3732) sind von der nordöstlichen Teilsenke nur zwei durch quartäre Ausräumungen in ihrer räumlichen Ausdehnung und in der Sukzession der jungoberkretazischen Abfolge reduzierte und voneinander isolierte Reliktorkommen erhalten geblieben. Zwischen Beendorf und Walbeck war nordöstlich der hier deutlich abtauchenden Hutgesteinsaufwölbung entweder primär keine subrosiv bedingte Oberkreide-Senke vorhanden oder sie war nur sehr flach entwickelt und postsedimentär bis unter ihre Basisfläche denudiert worden.

Im Raume westlich von Walbeck bis südöstlich von Grasleben bildet eine NNW-SSE verlaufende schmale Jura-(Dogger-)Aufragung, die als exhumierte Füllung eines präcampanen Scheitelgrabens interpretiert wird, ein weiteres Gliederungselement 1. Ordnung für die Oberkreide-Basisfläche. Sie trennt die nach SW anschließende tiefe jungoberkretazische Hauptsenke von einer erheblich flacheren jungoberkretazischen Nebensenke (vgl. Anlage 3).

Gliederungselemente 2. Ordnung sind unterschiedlich gerichtete und unterschiedlich figurierte Queraufwölbungen der Hutgesteinsoberfläche, an denen die Oberkreide-Basisfläche ansteigt. Sie sind meistens über die gesamte Breite der Haupt- bzw. der Nebensenke zu verfolgen und gliedern die Oberkreide-Basisfläche in eine größere Anzahl von Depressionen mit dazwischen befindlichen Hochlagen (vgl. Anlagen 3 und 22). In den Depressionen der Nebensenke sinkt die Oberkreide-Basisfläche auf maximal ca. -30 m NN ab, in denen der Hauptsenke zwischen den flachseismischen Profilen mo 9401f und 9416f auf maximal ca. -80 bis -85 m NN, und zwischen den flachseismischen Profilen mo 9416f und 9425f auf ca. maximal -160 m NN.

Die Senkungsachse der Hauptsenke ist zwischen Schacht Alleringersleben, wo sie sich nach SSE heraushebt und endet und Beendorf und im Raum südwestlich von Walbeck bis Grasleben stark deren SW-Rand angenähert und liegt damit hier deutlich asymmetrisch zur SW-NE-Erstreckung der Senke. Zwischen beiden Räumen liegt die Senkungsachse mehr in der Mitte der Senke. Die Senkungsachse der Nebensenke liegt im Raume Belsdorf - südwestlich Alleringers-

gersleben, wo sie die Hauptsenke „vertritt“, sehr nahe an ihrem SW-Rande, verläuft dann aber von hier nach NW in der Mitte der Nebensenke.

Die nachstehende Übersicht veranschaulicht die Lage der Oberkreide-Hauptsenke und der Oberkreide-Nebensenke und ihrer Ränder in Bezug auf die residualen strukturellen Einheiten der Allertal-Salzstruktur, wie sie sich aus den Schnitten A-A' bis J-J' (Anlagen 5-14) ergeben.

Schnitt	Hauptsenke			Nebensenke		
	SW-Rand	Senkenzentrum	NE-Rand	SW-Rand	Senkenzentrum	NE-Rand
A-A'	Res. WM	Res. SM	Res. SM	Res. ÖSS/ HM	Res. HM/OM/ RS1/RM	Res. RM
B-B'	Res. WM	Res. WM/SM	Res. SM/ ÖSS	Res. ÖSS	Res. OM	Res. OM
C-C'	Res. WM/ WSS/SM	Res. SM	Res. SM	Res. SM/ ÖSS/OM	Res. OM	Res. OM
D-D'	Res. ÖSS	Res. ÖSS/SM	Res. ÖSS	---	---	---
E-E'	Res. WSS/ SM	Res. SM	Res. SM	Res. ÖSS	Res. ÖSS	Res. ÖSS
F-F'	Res. WM	Res. WM/WSS	Res. WSS/ SM/ÖSS	Res. ÖSS	Res. ÖSS	Res. ÖSS
G-G'	Res. WM/ WSS	Res. WSS	Res. SM	---	---	---
H-H'	Res. WM/ WSS	Res. WSS/SM/ ÖSS/HM	Res. OM RS1	---	---	---
I-I'	Res. WM/ WSS	Res. ÖSS/HM	Res. OM	---	---	---
J-J'	Res. WSS	Res. ÖSS/ HM(OM)/RS1	Res. RM1	---	---	---

Abkürzungen:

Res. = Residuen

WM = Westmulde

WSS = Westlicher Schachtsattel

ÖSS = Östlicher Schachtsattel

SM = Südmulde

HM = Hauptmulde

OM = Ostmulde

RS1 = Randsattel 1

RM1 = Randmulde 1

Danach befindet sich das Zentrum der Hauptsenke im Bereich der Schnitte A-A' bis E-E' im wesentlichen über den Residuen der Südmulde, im Bereich der Schnitte F-F' und G-G' im wesentlichen über den Residuen des Westlichen Schachtsattels, im Bereich des Schnittes H-H' über den Residuen des Westlichen Schachtsattels, der Südmulde, des Östlichen Schachtsattels und der Hauptmulde und im Bereich der Schnitte I-I' und J-J' im wesentlichen über den Residuen des Östlichen Schachtsattels und der Hauptmulde. Der SW-Rand der Hauptsenke liegt auf den meisten Schnitten über den Residuen der Westmulde bzw. über diesen und denen des Westlichen Schachtsattels, ihr NE-Rand im Bereich der Schnitte A-A' bis G-G' im wesentlichen über den Residuen der Südmulde, z.T. auch über diesen und denen des Östlichen Schachtsattels bzw. im Schnitt D-D' nur über den Residuen des Östlichen Schachtsattels.

Das Zentrum der Nebensenke befindet sich im Bereich der Schnitte A-A' bis C-C' über den Residuen der Ostmulde, im Bereich des Schnittes A-A' noch zusätzlich über den Residuen der Hauptmulde, des Randsattels 1 und der Randmulde. Der SW-Rand der Nebensenke liegt im Bereich dieser Schnitte über den Residuen des Östlichen Schachtsattels bzw. z.T. zusätzlich über Residuen der Hauptmulde oder noch über den Residuen der Südmulde und der Ostmulde. Im Bereich der Schnitte E-E' und F-F' liegen das Zentrum der Nebensenke und ihre Senkenränder insgesamt über den Residuen des Östlichen Schachtsattels.

Direkte Beziehungen zwischen der Lage der Zentren der Oberkreide-Hauptsenke und der Oberkreide-Nebensenke bzw. der hier differenzierten Teufenlage der Oberkreide-Basisfläche und den unterschiedlichen residualen strukturellen Einheiten des Allertaldiapirs ergeben sich damit nicht.

Nach den tiefenseismischen Profilen 9401, 9402 und 9415 (BEST 1997) sowie nach der gravimetrischen Karte der Allertalzone und ihrer Umgebung (Anl. 1) sind auch im Erxleben-Groß Rodenslebener Graben im Raum von südlich Alleringersleben bis südöstlich von Ostingersleben Lockersedimente in muldenförmiger Lagerung entwickelt, die sehr wahrscheinlich der Oberkreide in der Allertalzone entsprechen; Bohrungen fehlen hier allerdings völlig. Nach dem flachseismischen Profil mo 9420f (ZIRNGAST 1998) besteht zwischen der Oberkreide-Senke in der Allertalzone und der vermuteten Oberkreide-Senke im Erxleben-Groß Rodenslebener Graben infolge einer dazwischenliegenden Keuper-Aufwölbung heute kein Zusammenhang mehr.

Mächtigkeit der jüngeren Oberkreide

Die Mächtigkeit der jüngeren Oberkreide ist Anlage 4 zu entnehmen. Die Karte der Oberkreide-Isopachen im Maßstab 1:10 000 wurde als Differenzkarte aus den Karten der Basisflächen der Oberkreide (Anlage 3) und des Quartärs (ZIERMANN et al. 1998, Anlage 2) rechnergestützt konstruiert. Die Isopachen im Bereich der Senkenachsen bilden die wahre Mächtigkeit des jungoberkretazischen Schichtpaketes ab, im Bereich der Senkenflanken widerspiegeln die Isopachen nur scheinbare Mächtigkeiten.

Im Gebiet zwischen den flachseismischen Profilen mo 9401f und 9414f (Anl. 1 und 4) tritt die größte wahre Oberkreide-Mächtigkeit im Bereich der Senkenachse der Hauptsenke östlich der Schnittstelle zwischen den Profilen mo 9414f und 9422f (Anl. 1 und 4) mit ca. 240 m auf. Die hier größte erbohrte wahre Oberkreide-Mächtigkeit wurde von der Bohrung Dp Mors 38A/94 mit ca. 183 m erbracht. Die größte wahre Mächtigkeit befindet sich im Bereich der westlich von Walbeck in der Senkenachse der Hauptsenke abgeteufte Bohrung Sd Wak HI 11/79, die allerdings die Oberen Walbecker Schichten nicht durchteuft hat. Nach den durchschnittlichen Mächtigkeiten der die Oberkreide-Sukzession aufbauenden lithostratigraphischen Einheiten ist hier mit einer Oberkreide-Mächtigkeit von maximal 270 m zu rechnen.

Die wahren Mächtigkeiten der lithostratigraphischen Einheiten der jungoberkretazischen Abfolge sind nachstehender Übersicht zu entnehmen:

Lithostratigraphische Einheit	Raum südlich Alleringersleben bis westlich Schwanefeld		Raum westlich Schwanefeld bis Grasleben	
	Hauptsenke	Nebensenke	Hauptsenke	Nebensenke
Mächtigkeit in m				
krWAo3	---	---	bis ca. 75-85	---
krWAo2	bis ca.	---	bis ca.	bis ca.
krWAo1	25-30 (?)	---	50-60	23
krWAu	bis ca. 80	ca. 10 (?)	bis ca. 70-80	bis ca. 70
krALo	bis 98,1	ca. 70 (?)	bis ca. 45	bis ca.
krALu	3,4-33,4	bis 28,1	bis ca. 20	55 (?)

Die aus dem Raume südlich Alleringersleben bis westlich Schwanefeld angegebenen Mächtigkeiten stammen aus Bohrungen, die in Depressionen im Bereich der Senkungsachsen der Hauptsenke und der Nebensenke abgeteuft wurden. Die Mächtigkeit der Schichtenfolge krWAo1+2 in der Hauptsenke westlich Schwanefeld ist aus Anlage 15 ersichtlich. Die aus dem Raume westlich Schwanefeld bis Grasleben angegebenen Mächtigkeiten basieren z.T. auf in Bohrungen angetroffenen scheinbaren Mächtigkeiten, die entsprechend ihrer jeweiligen strukturellen Position für die Ermittlung der wahren Mächtigkeiten reduziert wurden. Aus der Tabelle resultiert, daß

- im Raume südlich Alleringersleben bis westlich Schwanefeld während der Bildung der Oberen Alleringerslebener Schichten die Subrosion zu deutlich größeren Sedimentmächtigkeiten führte als im Raum westlich Schwanefeld bis Grasleben,
- im Raume westlich Schwanefeld bis Grasleben die Subrosion länger anhielt als im südöstlich anschließenden Raum, so daß hier die Oberen Walbecker Schichten in großer Mächtigkeit sedimentiert und konserviert wurden.

Lagerungsverhältnisse der jüngeren Oberkreide

Das geologisch differenzierte Substrat im Liegenden aus Hutgesteinsbildungen, Mittel- und Ober-Keuper sowie Unterem - und, ganz lokal, möglicherweise auch Oberem Jura wird in allen durch die Oberkreide geteuften Bohrungen des Zeitraumes 1983-1995, in den beiden bis in die Präoberkreide niedergebrachten Bohrungen Sd Wak HI 7/60 und Sd Wak HI 19/79 und in den wenigen geologisch bearbeiteten Bohrungen aus dem Zeitraum vor 1914 (Hmt xx/-) stets von den marinen Unterem Alleringerslebener Schichten überlagert. Weitere Bohrungen der Bohrkampagne 1993-1995 und der Sand- und Tonerkundungen Walbeck von 1960-1979 haben Untere oder Obere Alleringerslebener Schichten als tiefste erbohrte lithostratigraphische Einheit erbracht. Untere Walbecker Schichten über Unterem Jura sind von drei Flachbohrungen (Sd

Wak HI 36/55, 37/55 und 38/55) am NE-Rande der Grube 3 der Walbecker Sand- und Tonwerke GmbH in einer schmalen Zone im Bereich des NE-Rand-Störungssystems der Allertalzone erbohrt worden. Die Schichtenverzeichnisse der geologisch nicht bearbeiteten, im Raum Walbeck-Grasleben abgeteufte Bohrungen Hmt 14/-, Hmt 16/- und Hmt 18/- sind nach den Schichtenverzeichnissen der Bohrungen Sd Walbeck xx/1967-xx/1969 und Sd Walbeck xx/1979 so zu interpretieren, daß die jungoberkretazische Schichtenfolge auch hier mit den Unteren Alleringerslebener Schichten beginnt. Daraus resultiert, daß die Unteren Alleringerslebener Schichten, von störungsbedingten Ausnahmen abgesehen, im gesamten Verbreitungsgebiet der Oberkreide in der Allertalzone deren Basis bilden.

Am NE-Rande der Oberkreide-Hauptsenke zwischen Schacht Alleringersleben und Walbeck und an beiden Rändern der Oberkreide-Nebensenke greift die Transgressionsfläche der Unteren Alleringerslebener Schichten diskordant über das präkretazische Substrat hinweg. An der NE-Flanke der Hauptsenke keilen hier nach Bohrungen und flachseismischen Zeitschnitten unter quartären Ablagerungen von SW nach NE nacheinander Walbecker Schichten, Obere und schließlich Untere Alleringerslebener Schichten aus, wobei letztere, bei geringem Tiefgang der Quartärbasis-Fläche, lokal auch auf den Toplagen der Scheitelregion der medianen Hutgesteinsaufwölbung erhalten geblieben sind. Zwischen Beendorf und dem Raum westlich von Schwanefeld ist der Charakter der nordöstlichen Begrenzung der Oberkreide-Hauptsenke noch nicht sicher geklärt, jedoch dürften auch hier, wie im bis Walbeck nach NW anschließenden Raum, die Oberkreide-Sedimente erosionsdiskordant über dem präoberkretazischen Substrat auskeilen. Im Gegensatz hierzu haben BLUM (1984) und PROKOPH (in KRUTZSCH & PROKOPH 1992) in der nordwestlich von Walbeck gelegenen Grube 3 der Sand- und Tonwerke Walbeck GmbH am NE-Rande der Oberkreide-Verbreitung eine mit 60-70° nach W bis WSW einfallende Störung beobachtet, die die abgesunkene Oberkreide gegen Unteren Jura begrenzt. Nach JUBITZ & SCHWAB (1991) zeigte die zur Jahreswende 1990/91 am NE-Rande der Grube 2 in Wasserleitungsgräben aufgeschlossene Abschiebung mit 35° W ein deutlich flacheres Einfallen. Sie begrenzt die in Grube 2 anstehenden Unteren Walbecker Schichten nach E gegen den mit 60-70° W einfallenden Unteren Jura. Dieser ist hier von W nach E in steilstehende, feinschichtige Tonsteine des Pliensbachium, in lagerungsgestörte Ton- und Schluffsteine des Ober-Sinemurium mit *Belemnites giganteus* und *Belemnites brevis* sowie in stark gestörtes und mächtigkeitsreduziertes, sandiges, Pflanzenhäcksel führendes Hettangium bis Unter-Sinemurium gegliedert. Der Untere Jura wird in Richtung ENE in ca. 100 m Entfernung vom NE-Rande der Grube 2 von mit ca. 20-30° nach W einfallendem Unteren Muschelkalk begrenzt, wobei Unterer Jura und Unterer Muschelkalk durch die NE-Rand-Störung der Allertalzone getrennt sind. Die geringe Entfernung beider Störungen voneinander legt den Schluß nahe, daß die Abschiebung zwischen Unterem Jura und Oberkreide dem NE-Rand-Störungssystem zuzuordnen ist. Da der NE-Rand der Oberkreide-Senke und das NE-Rand-Störungssystem der Aller-

talzone vom Raum nordwestlich von Walbeck bis nordwestlich von Grasleben, also nach NW, wieder zunehmend divergieren, könnte die Störung zwischen Oberkreide und Unterem Jura lokal eng begrenzt sein.

Der SW-Rand der Oberkreide-Senke wird von einem Mosaik aus steilstehenden bzw. nach NE einfallenden Keuper- und Juraschollen begrenzt, die von Keuper- und Jura-Schutt- und Gleitmassen bedeckt sind und insgesamt den Allertaldiapir überlagern. Der Charakter der Grenzfläche der Oberkreide gegen Keuper oder Jura – Auflagerung, Störung oder subrosive Begrenzung – ist weder aus den normal- noch aus den flachseismischen Zeitschnitten eindeutig ableitbar. Am SW-Rande der Oberkreide-Verbreitung wurden zwischen Belsdorf (Blatt Hötenleben) und nordwestlich von Grasleben (Blatt Weferlingen) in Bohrungen, seismischen Schußbohrungen, Oberflächenaufschlüssen im Raum Morsleben und nach den Geologischen Karten Blatt Helmstedt und Blatt Weferlingen (SCHMIERER 1914a, 1914b), nirgendwo Untere Alleringerslebener Schichten zu Tage ausstreichend oder oberflächennah unter quartärer Bedeckung angetroffen, sondern stets helle Sande, die den Walbecker Schichten oder gebleichten Oberen Alleringerslebener Schichten zuzuordnen sind. Da südwestlich der Oberkreide-Senke jungoberkretazische Ablagerungen heute fehlen, muß ihr SW-Flügel postsedimentär herausgehoben und anschließend abgetragen worden sein.

Am SW-Rande der Oberkreide-Senke, im Raume südwestlich von Schwanefeld bis südöstlich von Grasleben sind die in Anl. 3 dargestellten Verbreitungsgebiete der Walbecker Schichten von Malm überdeckt, wobei die Malmverbreitung gebietsweise unsicher ist, d.h. nicht immer mit der Verbreitung der Walbecker Schichten konfiguriert. Die Mächtigkeit des Malm kann bis zu ca. 87 m betragen (Hmt 16/-: 86,7 m, Hmt 16a/-: 67,4 m, jeweils Oberer Malm über Unteren Walbecker Schichten; Hmt 17/-: unter ca. 22,4 m Quartär 69,3 m Malm über Unteren Walbecker Schichten; Bohrung Sd Wak Hl 22/79: unter 0,8 m Quartär 18,7 m Malm über der Wechselfolge (krWAo2) der Oberen Walbecker Schichten). Diese Lagerungsverhältnisse wurden von SCHMIERER (1909, 1910) auf Überschiebungen an der SW-Rand-Störung des „Allertaldiapirs“ zurückgeführt. Allerdings hatte SCHMIERER (1914: 84 ff) darauf hingewiesen, daß die Überlagerung der seinerzeit als Eozän interpretierten jungoberkretazischen Ablagerungen im Bereich der SW-Rand-Störung durch Malm und andere Erscheinungen „... wie das beiderseitige Einfallen nach der Störungszone sowie das Aufreißen der zahlreichen Querspalten am Ostabhänge des Lappwaldes ... als Folge der späteren Ablaugung gedeutet werden“ können. BURCHARDT (1998) führt in Anlehnung an diese Interpretation von SCHMIERER und von BEST (1998) die insgesamt komplizierten Lagerungsverhältnisse über dem SW-Rande des „Allertaldiapirs“ auf ein gravitatives Abgleiten von Malm-Schollen aus dem NE-Rande des Lappwaldes in eine Subrosionssenke über dem „Allertaldiapir“ zurück. Nach dieser Deutung müßte der SW-Flügel der jungoberkretazischen Subrosionssenke über dem „Allertaldiapir“ unmittelbar postsedimentär zu den Oberen Walbecker Schichten, d.h. während des Ober-Maastricht durch einen späten

Salznachschub (siehe JUBITZ et al. 1991) stark herausgehoben worden sein. Die gesamte Füllung dieses SW-Flügels der jungoberkretazischen Subrosionssenke muß bei dieser Heraushebung abgetragen worden sein. Unmittelbar nachfolgend, wahrscheinlich noch während des Ober-Maastricht, bildete sich hier eine Subrosionssenke, in die Malm-Schollen gravitativ abglitten und mit ihren NE-Rändern auf jungoberkretazische Bildungen scheinbar überschoben wurden. Da in den Bohrungen Hmt 17/- und Hmt 16/- bzw. Hmt 16a/- unterschiedliche Niveaus der Unteren Walbecker Schichten und in der Bohrung Sd Wak Hl 22/79 die Wechselfolge der Oberen Walbecker Schichten von Malm überlagert werden, ist dessen Abgleiten mehrphasig synsedimentär zu den Unteren und Oberen Walbecker Schichten und lokal differenziert erfolgt.

Aus dem nach SE bis Belsdorf (Blatt 3832) anschließenden Raum fehlen bisher Nachweise dafür, daß präoberkretazische Gleitmassen auch hier jungoberkretazische Bildungen überlagern. Nach der Bouguer-Schwerekarte (Anlage 1) befindet sich jedoch südwestlich einer durch die Bohrungen Dp Mors 20/88 - Hmt 28/- gebildeten Linie außerhalb der Oberkreide-Senke im Bereich von nahe der Oberfläche austreichendem Rhät und Lias ein ca. 150 x 300 m großes Schwereminimum, das einer Lockergesteinsfüllung zuzuordnen ist. Da Quartär-Sedimente hier nur sehr geringmächtig sind, kommen für die Interpretation des Schwereminimums möglicherweise Oberkreide-Sedimente in Betracht, die von präoberkretazischen Gleitmassen überlagert wären.

Als Modell für die im jungoberkretazischen Schichtenverband der Allertalzone möglichen Lagerungsstörungen können die Quarzsandgruben der Sand- und Tonwerke Walbeck GmbH dienen, in denen großflächig der obere Abschnitt der Unteren Walbecker Schichten und die Oberen Walbecker Schichten aufgeschlossen sind.

Sehr markante Lagerungsstörungen bilden je eine in der Grube 4 und im Bereich des Durchstiches von der Grube 3 zur Grube „Pflanzgarten“ aufgeschlossene, NNW-SSE gerichtete, ca. 250 m bzw. ca. 350 m lange und bis ca. 30 m bzw. lokal bis ca. 50 m breite Zone mit in sich lagerungsgestörten Jura-Ablagerungen. Diese Zone mit Jura-Aufbrüchen befindet sich zwischen der nach SW angrenzenden, hier von SSE nach NNW absinkenden tiefen Oberkreide-Hauptsenke und der nach NE anschließenden, erheblich flacheren, hier aber gegenläufig, von NNW nach SSE absinkenden Oberkreide-Nebensenke (vgl. Anlage 3).

Die Zone des Jura-Aufbruches im Bereiche des Durchstiches von der Grube 3 zur Grube Pflanzgarten ist 30-50 m breit und besteht aus mit 40-50° nach SW einfallenden dunklen Tonmergeln, feingebänderten Sanden und Tonmergeln sowie violettgrauen Tonmergeln. An ihrer SW-Flanke wird sie von einem 0,3-0,5 m breiten Band im wesentlichen weinroter, z.T. breccierter Tonmergel begleitet. In dieser Folge ist Dogger mikropaläontologisch belegt, jedoch könnte sie auch noch Unteren Malm enthalten. Eine aus diesem Schichtenverband entnommene und mikropaläontologisch untersuchte Probe erbrachte nach freundlicher mündlicher Mittei-

lung von Herrn Prof. TRÖGER, Bergakademie Freiberg (TU) ein Ober-Turon- bis Unter-Coniac-Alter (siehe Kap. 4.2.2.1). Der Jura, die nach SW anschließenden Oberen Walbecker Schichten und die nach NE angrenzenden Unteren Walbecker Schichten mit den lokal rinnenartig in diese eingeschnittenen Oberen Walbecker Schichten (krWAo1 und krWAo2) werden hier von saalekaltzeitlichem Geschiebemergel überlagert (vgl. Anlage 19).

Die Zone mit Jura-Aufbrüchen in der Grube 4 setzt sich nach JUBITZ et al. (1987, 1991) und PROKOPH in KRUTZSCH & PROKOPH (1992) aus mehreren Vorkommen von 10-15 m Durchmesser aus steilgestellten dunklen bis schwarzblauen, markasitreichen Tonen, graublauen, geschichteten Tonmergeln und grauen Schluffsandsteinen von unter- bis mitteljurassischem (Toarcium-Aalenium) Alter zusammen. Hier hat die Bohrung Dp Mors 30/90 (vgl. Anlage 17) bei wahrscheinlichem Ausfall der Unteren Alleringerslebener Schichten stark mächtigkeitsreduzierte Obere Alleringerslebener Schichten bei ca. +55 m NN durchteuft und unter Dogger (Aalenium?, Bajocium bis Bathonium) bei ca. -79 m NN die Hutgesteinsoberfläche erreicht. In den Dogger ist hier von -16,0 bis -22,8 m NN Gips eingeschaltet, der nach BALZER (1998, Kap. 10.1.2) eindeutig einen Residualgips darstellt. Von der ca. 15 m westnordwestlich entfernten Bohrung Sd Wak HI 9/67 wurde dem Jura zuzuordnender Ton bei ca. +42 m NN unter Unteren Walbecker Schichten angetroffen. Bei diesen eng benachbarten Bohrungen besteht bei der Höhenlage der Jura-Oberfläche zwar eine Differenz von 13 m, doch dürfte bei +42 m NN oder wenig tiefer hier durchgehend Jura vorhanden sein.

Die Entstehung der Jura-Aufbrüche ist problematisch. JUBITZ et al. (1991) führen diese Vorkommen auf „... die Platznahme eines „Mikrodiapirs“ entlang einer Spaltenzone ...“ zurück, wodurch die präjungoberkretazischen Bildungen in die jungoberkretazische Schichtenfolge eingepreßt worden sein sollen bzw. letztere durchspießten. Als Argument hierfür wird der von der Bohrung Dp Mors 30/90 inmitten der Dogger-Folge 78,7 m über der Hutgesteinsoberfläche und 70,9 m unter der Basisfläche der Alleringerslebener Schichten erbohrte 6,8 m mächtige Residualgips angesehen, der auf die Subrosion eines in die Dogger-Folge eingedrungenen Salzkörpers zurückgeführt werden könnte.

Die beiden Vorkommen mit Jura-Aufbrüchen werden beiderseits von der jungoberkretazischen Schichtenfolge flankiert, die nach den in der nach SW anschließenden Oberkreide-Hauptsenke und in der nach NE benachbarten Oberkreide-Nebensenke abgeteuften Bohrungen eine jeweils eindeutige muldenförmige Lagerung aufweist. Nach der in den Gruben 3 und 4 aufgeschlossenen Schichtenfolge werden die sich aus der Senkenstruktur ergebenden Lagerungsverhältnisse durch kleinerräumige Strukturelemente noch modifiziert. So ist z.B. in der Grube 4 in der Oberen Quarzsandfolge (krWAo3) der Oberen Walbecker Schichten in NW-SE-Richtung eine langgestreckte Zone mit mehreren übereinanderliegenden, bis mehrere m mächtigen Bänken aus feingeschichteten dunkelbraunroten Sanden mit gelegentlichen, geringmächtigen, meist sandigen Braunkohleneinlagerungen an ihrer Basis aufgeschlossen. Die sich durch ihre dunkle

Färbung von den unter-, zwischen- und überlagernden Sanden deutlich abhebenden „Kohlensand-Bänke“ sind mehrfach schwach gewellt, gleichsinnig verbogen und insgesamt um mehrere Meter eingesenkt. Diese Senkungsstruktur, wie auch die Einmuldung der gesamten jungoberkretazischen Schichtenfolge wird von JUBITZ et al. (1987; 1991) als weiterer Beleg für den Salzaufstieg in einer Spaltenzone über einer Hutgesteinshochlage gewertet, der zur Hochlage der Jura-Aufbrüche und zur Bildung von Randsenken beiderseits der Zone mit Jura-Aufbrüchen geführt haben soll.

Die Entstehung der Zone der Jura-Aufbrüche läßt sich aber auch anders interpretieren. Zwar fehlen zwischen den beiden Zonen mit Jura-Aufbrüchen ausreichend tiefe Bohrungen, doch ist zu vermuten, daß sie unterhalb der Grubensohle miteinander verbunden sind. Diese Verbindung vorausgesetzt, könnte es sich hierbei um die Füllung eines schmalen mindestens 900 m, möglicherweise ca. 1750 m langen Scheitelgrabens (vgl. Anl. 3, 3a) über der Allertal-Salzstruktur handeln, der sich im Verlauf der Oberkreide bildete, möglicherweise mehrphasig, worauf das Auftreten von Sedimentrelikten aus dem Ober-Turon bis Unter-Coniac in den Jura-Aufbrüchen hinweist. Die an den Rändern der Jura-Aufbrüche und im unteren Abschnitt des Dogger-Profiles der Bohrung Dp Mors 30/90 nachgewiesene Brecciation der Ton- und Schluffsteine und die in den Jura-Aufbrüchen von JUBITZ et al. (1987, 1991) festgestellte schichtparallele Verfaltung und Zerschering dieser Bildungen könnte im Zusammenhang mit der Entstehung des Scheitelgrabens erfolgt sein. Beiderseits des Scheitelgrabens erfolgte vom Oberen Unter-Campan bis in das Unter-Maastricht hinein Subrosion, in deren Verlauf die Hauptsenke südwestlich und die Nebensenke nordöstlich des Scheitelgrabens entstanden. Im Zusammenhang mit der fortschreitenden Bildung und Eintiefung der jungoberkretazischen Subrosionssenken wurde die Scheitelgrabenfüllung mehr und mehr exhumiert. Mit dieser Interpretation der Jura-Aufbrüche kann der in der Bohrung Dp Mors 30/90 von -16,0 bis -22,8 m NN in den Dogger eingeschaltete Residualgips als am Rande des Scheitelgrabens während seiner Entstehung eingebrochene Caprock-Scholle gedeutet werden.

Kleinräumige Senkungsstrukturen, die diese beiden Subrosionssenken noch in sich differenzieren, wie die vorstehend genannten „Kohlensand-Bänke“, müssen nicht durch Salzabwanderung bedingt sein, also keine Randsenken im Sinne von JUBITZ et al. (1987, 1991) abbilden, sondern können auf räumlich differenzierte Subrosion zurückgeführt werden.

Die weitgehend aus Ton- und Schluffsteinen bestehende Scheitelgrabenfüllung verhinderte eine ähnlich intensive jungoberkretazische Subrosion im Zechstein unter dem Scheitelgraben wie sie in den begleitenden Subrosionssenken erfolgte. Das 40-60° betragende Einfallen des unteren Abschnittes der Alleringerslebener Schichten unter ihrem 0-25° einfallenden oberen Abschnitt in der Bohrung Dp Mors 30/90 und das zeitlich differenzierte Übergreifen von Hangendschichten auf den Jura des Scheitelgrabens (in den Bohrungen Dp Mors 30/90 und Sd Wak HI 9/67 Alleringerslebener Schichten bzw. Untere Walbecker Schichten und im Bereich des Durchsti-

ches von der Grube 3 zur Grube „Pflanzgarten“ wahrscheinlich Obere Walbecker Schichten vor deren saalekaltzeitlichen Exaration) weist aber auf zeitlich und räumlich unterschiedliche und wohl auch diskontinuierliche jungoberkretazische Subrosionen auch im Bereich des Scheitelgrabens hin.

Auf zumindest zeitweise synsedimentär zur Füllung der Oberkreide-Subrosionssenken erfolgte Abtragungen der Scheitelgrabenfüllung könnte folgender Sachverhalt hinweisen: Am Nordrand der Grube „Pflanzgarten, nahe des Durchstiches von Grube 3 zur Grube Pflanzgarten war um 1980 etwa 2,5 m über der Oberkante der Wechselfolge ein konglomeratischer Schlufftonhorizont von max. 0,8 m aufgeschlossen, dessen Gerölle teilweise aus rötlichbraunen bis violetten oder graugrünen mürben Tongesteinen bestehen“. Vom Jura-Aufbruch im Durchstich von Grube 3 zur Grube „Pflanzgarten“ wurde ein ähnlicher Horizont auch in der Bohrung Sd Wak Hl 21/68 (Ton, schluffig, kalkfrei, in 3 cm mächtigen Farbspektren vom Hangenden zum Liegenden gebändert: rötlichviolett, gelbgrün, bläulichdunkelgrau, schwarzgrau; stellenweise gelb geflammt) festgestellt. Diese hier 0,7 m mächtigen, in der Bohrung Sd Wak Hl 21/68 nicht durchteuften bunten Tone werden von 0,3 m mächtigem hellgrauem Ton der Wechselfolge überdeckt, an den sich dann erst die Obere Quarzsandfolge anschließt. In der Bohrung Sd Wak Hl 23/68 überlagert der 0,1 m mächtige Horizont bunter Tone 1,8 m mächtige, nicht durchteufte schwarzgraue bis dunkelgraue, wechselnd tonige Schluffe der Wechselfolge. Die bunten Tone werden direkt von der Oberen Quarzsandfolge überlagert, an deren Basis hier zahlreiche schwarzgraue und einige violette Schlufftongallen erbohrt wurden.

Aus den im engeren Untersuchungsgebiet abgeteuften Bohrungen und aus den von hier vorliegenden flachseismischen Messungen ergeben sich für das Auftreten eines Scheitelgrabens im Verbreitungsgebiet der jungoberkretazischen Sedimente bisher keine Hinweise. Bei ähnlicher Dimensionierung wie beschrieben, ist das Vorhandensein derartiger Strukturen aber nicht auszuschließen.

Bemerkenswerte Strukturelemente bilden von JUBITZ et al. (1987, 1990a, 1991) und von PROKOPH (1990) aus der Grube 3 der Walbecker Sand- und Tonwerke GmbH beschriebene langgestreckte bis länglich-ovale, 20-60 m lange in NW-SE-Richtung verlaufende Absenkungstrichter. Sie fehlen in der Grube Pflanzgarten, die sich im Bereich einer tiefen Einsenkung der Oberkreide-Hauptsenke befindet, und sind auf den südwestlichen Flankenbereich der an die Oberkreide-Hauptsenke nach NE angrenzenden Hutgesteinshochlage beschränkt. In den Absenkungstrichtern sind die Wechselfolge (krWAo2) und das Basiskonglomerat (krWAo1) der Oberen Walbecker Schichten um ca. 30-40 m in die Unteren Walbecker Schichten eingesenkt. Die Ränder der Absenkungstrichter sind teils glatt, teils aufgegliedert und fallen mit ca. 45-80° ein. Randlich sind die Füllsedimente z.T. geschleppt. Die Absenkungstrichter sind auf lokale Auslaugung postsedimentär zur Wechselfolge zurückzuführen. Über dem Flankenbereich der Hutgesteinshochlage sind Absenkungstrichter auch in den Unteren Walbecker Schichten zwi-

schen der Grubensohle und dem darüberfolgenden Abbauplanum entwickelt. Da über den letztgenannten Absenkungstrichtern die Hangendschichten abgebaggert sind, läßt sich nicht mehr feststellen, ob sie sich in die Hangendschichten fortsetzen.

In den Sandgruben der Sand- und Tonwerke Walbeck GmbH sind an weiteren, durch Subrosion bedingten Lagerungsstörungen intraformationelle Schichtgleitungen zu beobachten, die auch zu Verfaltungen der Gleitkörper führten, sowie unregelmäßig umgrenzte Abrutschmassen am NE-Rand der Oberkreide-Hauptsenke und am SW-Rand der Nebensenke.

Die in den Sandgruben aufgeschlossenen Walbecker Schichten sind stark durchsetzt von Klüften und Scherflächensystemen, die oftmals der epigenetischen Wanderung von Huminsäuren dienten und z.T. durch Schwefeleisen mineralisiert sind. Während JUBITZ u.a. (1987, 1990a u. b) die Entstehung der Klüfte und Scherflächensysteme auf laramische Tektonik zurückführten, kommen hierfür aber auch subrosionsbedingte Spannungen in Betracht.

Belege für subrosionsbedingte Lagerungsstörungen liegen jedoch nicht nur aus den Übertageaufschlüssen, sondern auch aus Bohrungen vor.

So hat die Bohrung Dp Mors 6/90 unter der bei -5,1 m NN angetroffenen Basis der Unteren Alleringerslebener Schichten bis -19,3 m NN Hutgestein (Hauptanhydrit) und darunter, über residualem Hutgestein, nochmals bis -29,1 m NN Untere Alleringerslebener Schichten mit zwei 0,15 bzw. 0,30 m mächtigen Einschaltungen von Ton- bis Schluffsteinen des Lias (?) erbohrt. Die in den Zechsteingips eingeschalteten Unteren Alleringerslebener Schichten werden als Karsthöhlenfüllungen angesehen.

In der Bohrung Dp Mors 20/88 wurde unter der bei -44,8 m liegenden Basis der Unteren Alleringerslebener Schichten residuales Hutgestein erbohrt, das von -87,8 m bis -89,6 m NN und von -90,8 m bis -92,6 m NN konglomeratische Ton- bis Schluffsteine vom Habitus der Unteren Alleringerslebener Schichten enthält. Von SCHULZ (1989) daraus untersuchte Proben erbrachten sehr arme Mikroflora mit Zechstein-Sporen und wenige der Oberkreide zugeordnete Pollen. Eine von MEYER (in FENNER 1998) aus dem Bereich von -91,4 bis -92,4 m NN untersuchte Probe weist zwar eine geringe Pollenhäufigkeit auf, doch gestatten die Pollenformen die sichere Zuordnung in das Paläozän bis Untereozän. Weitere fünf aus beiden Schloten von KIRSCH & KIRCHNER (in FENNER 1998) auf Dinoflagellaten-Zysten und Sporomorphen/Palynomorphen untersuchte Proben erbrachten für die nur selten vorhandenen Dinoflagellaten-Zysten ein campanes Alter, während die ebenfalls nur in geringer Anzahl vorhandenen Sporomorphen jungoberkretazischen Formen, jungoberkretazischen bis unterpaläozänen Formen, paläozänen bis untereozänen Formen und campanes bis untereozänen Durchläufern zuzuordnen sind. Aus diesen Bestimmungen resultiert, daß die Schloten sowohl campanes als auch paläozänes bis untereozänes Material enthalten (siehe Kap. 4.4.2).

Sehr wahrscheinlich als Schlottenfüllung zu interpretieren ist nach BALZER (1998: 78) eine bei ca. -33 m NN im Hutgestein der Bohrung Hmt 9/- auftretende 0,3 m mächtige Einschaltung von „sehr sandigen Letten“ (SCHMIERER 1914a: 94). Sie liegt nur ca. 6 m unter der bei -27 m NN befindlichen Basis der Unteren Alleringerslebener Schichten.

Kluftfüllungen ebenfalls mit glaukonitischem Feinsand wurden in der Bohrung Dp Mors 2/89 noch an der Basis des ca. 5 m mächtigen, Hutgestein überlagernden und von Unteren Alleringerslebener Schichten überdeckten Lias festgestellt.

In der Bohrung Hmt 4/- südöstlich des Schachtes Marie wurden nach SCHMIERER (1914a) unter der bei +94 m NN liegenden Quartärbasis und über der bei -34,7 m NN befindlichen Hutgesteinsoberfläche 128,7 m mächtige „feste blaue Sandsteine, nicht zu deuten“ durchbohrt. Nach dem nur 40 m südlich bis südöstlich dieser Bohrung verlaufenden flachseismischen Profil mo 9408f müßte die Hutgesteinsoberfläche hier bei ca. +20 bis +30 m NN liegen und von Alleringerslebener Schichten überdeckt werden. Die Basis der als Alleringerslebener Schichten zu interpretierenden „festen blauen Sandsteine“ liegt in der Bohrung Hmt 4/- demnach ca. 55 bis 65 m zu tief. Als Ursache hierfür ist eine räumlich eng begrenzte Dolinenbildung im Hutgestein oder eine zur Dolinenbildung führende Auslaugung von Leine- und Aller-Steinsalz der Hauptmulde anzunehmen.

Hinweise auf subrosiv bedingte Lagerungsstörungen ergeben sich auch aus dem Einfallen der Unteren und Oberen Alleringerslebener Schichten. So weisen die in der Bohrung Dp Mors 6/90 in das Hutgestein eingeschalteten Unteren Alleringerslebener Schichten ein wechselndes Einfallen von 20-80° auf. Die über dem Hutgestein lagernden Unteren Alleringerslebener Schichten zeigen mit 30-70° ebenfalls ein rasch wechselndes Einfallen, während die Oberen Alleringerslebener Schichten gleichmäßig mit 20-25° einfallen. In den Bohrungen Dp Mors 2/89, 42A/95 und 72A/95 sind nur Untere Alleringerslebener Schichten erhalten geblieben. Sie zeigen ebenfalls ein stark wechselndes Einfallen von 0-80°, wie auch in den Bohrungen Dp Mors 5z3/90, 13/88, 49A/95, 65A/95, 71A/94 und 89A/95, während in den Oberen Alleringerslebener Schichten dieser Bohrungen im allgemeinen das Einfallen flach ist und nach oben abnimmt oder sogar durchweg sählig ist. Nur in der Bohrung Dp Mors 38A/94 sind die Unteren und die Oberen Alleringerslebener Schichten mit 0-20° Einfallen gleichermaßen flach gelagert. Ein im oberen Abschnitt der Oberen Alleringerslebener Schichten der Bohrungen Dp Mors 5z3/90 und 69A/95 nochmals auftretendes Einfallen von 30° bzw. von 35-80° ist hier eindeutig glazitektonisch bedingt.

Das rasch wechselnde Einfallen und die wirre Art der Lagerung in den Unteren Alleringerslebener Schichten sowie das flache und nach oben noch abnehmende Einfallen in den Oberen Alleringerslebener Schichten bzw. deren insgesamt sählige Lagerung sprechen für einen im

wesentlichen während der Sedimentation der Unteren Alleringerslebener Schichten erfolgten Einsturz präexistierender Verkarstungsformen im Hutgestein.

Einen Sonderfall bildet die jungoberkretazische Abfolge in der Bohrung Dp Mors 20/88. Hier zeigen nicht nur die Unteren, sondern auch die mächtigen Oberen Alleringerslebener Schichten bis in deren oberen Abschnitt ein rasch wechselndes Einfallen (vgl. Anlage 6). Die darüberfolgenden Unteren Walbecker Schichten sind hier, wie überall im Raum Alleringersleben-Beendorf, weitgehend ungeschichtet, weisen aber in den wenigen Partien mit vereinzelt geringmächtigen Schlufflagen ein Einfallen von 25-30° auf. Während die wirre Lagerung in den Unteren Alleringerslebener Schichten der Bohrung Dp Mors 20/88 auf den Einsturz präexistierender Verkarstungsformen zurückzuführen ist, könnten das rasch wechselnde Einfallen in den Oberen Alleringerslebener Schichten und die nach der Kernaufnahme auch hier festgestellten Einsturz- bzw. Rutschstrukturen sowie das beträchtliche Einfallen auch der Unteren Walbecker Schichten im Zusammenhang mit der erneuten Aktivierung der Verkarstung im Zeitraum Paläozän bis Unter-Eozän und wahrscheinlich auch noch danach verursacht worden sein (siehe Kap. 4.4.2).

In den über Hutgestein hinwegreichenden Unteren Alleringerslebener Schichten mehrerer Bohrungen, z.B. Dp Mors 69/95, wurden steil bis flach einfallende, z.T. verbogene Klüftflächen mit bis 1 mm mächtigen Bestegen von bläulichgrauem bis grauem, z.T. mattseidenglänzendem Ton beobachtet. Nach röntgenphasenanalytischen Untersuchungen (Abb. 4) handelt es sich hierbei um Palygorskit (= Atapulgit), ein hydratisiertes Mg-Dreischichtsilikat, das bei der Verwitterung magnesiumreicher Gesteine und bevorzugt auf Klüften auftritt. Im darunterliegenden Hutgestein dieser Bohrungen wurden auf Klüften keine entsprechenden Tonbestege festgestellt. Die Mg-Zufuhr erfolgte sehr wahrscheinlich aus dem Zechsteinsalinar, wobei die Migrationswege unbekannt sind.

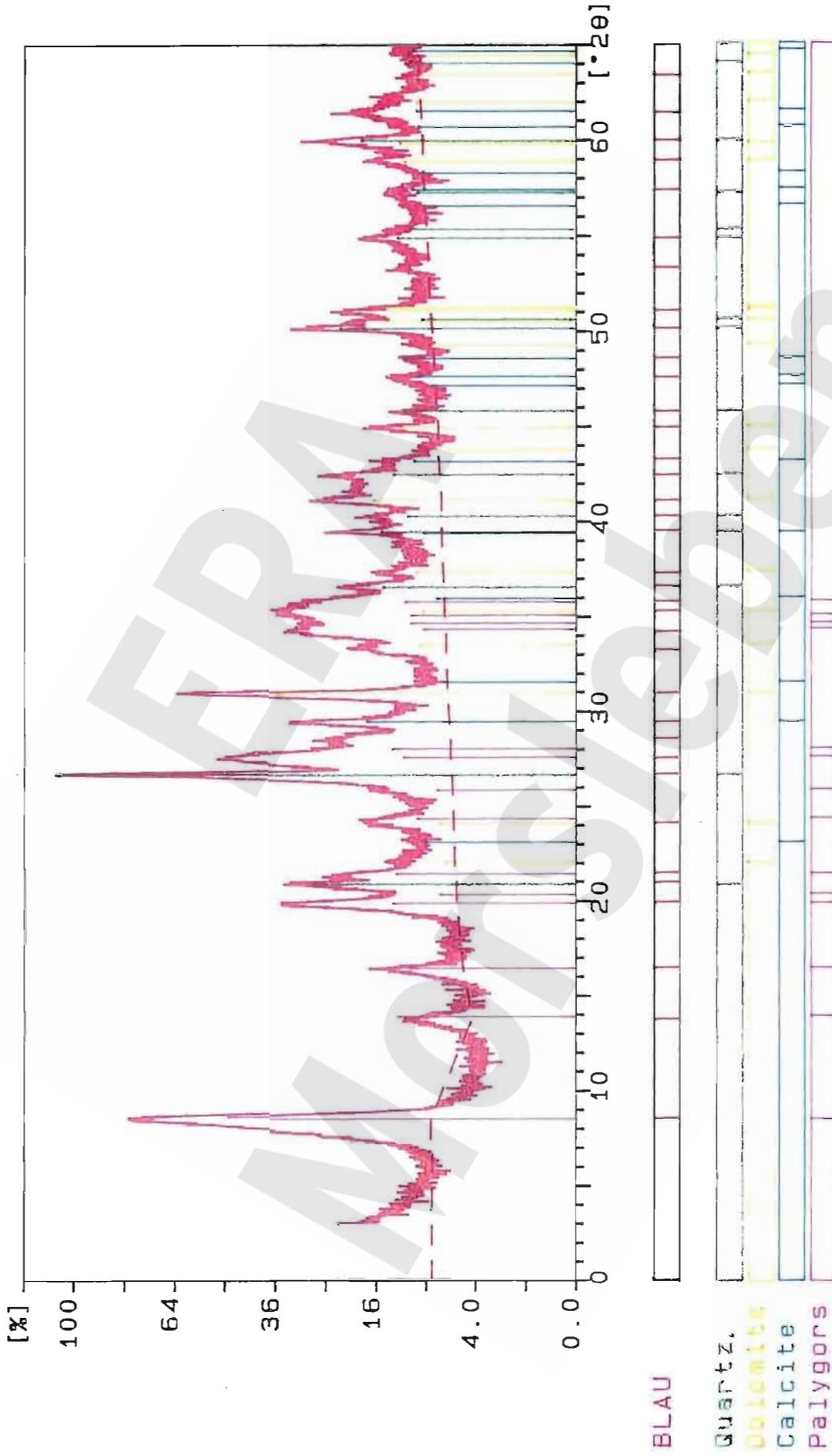


Abb. 2 Ergebnisse röntgenphasenanalytischer Untersuchungen von tonigen Kluffbestegen in der Dp Mors 69/95.
 Hauptkomponente: Palygorskit
 Nebenkomponenten: Quarz, Dolomit, Calcit

4.3 Tertiär (t)

4.3.1 Lithologische Beschreibung der Schichtenfolge

4.3.1.1 Unter- bis Ober-Paläozän (tpau-tpao)

Alttertiäre Verwitterung

Auf Blatt Weferlingen (3632) streichen westlich und südlich von Ribbensdorf, nordwestlich von Klinze und am Sportplatz Hödingen helle und bunte, d.h. gelbe, graue, grüne, bläuliche und rote bis ockerfarbene, fette, kalkfreie Tone an der Oberfläche aus. Es handelt sich hierbei um Zersatzgesteine des unterlagernden Unteren bzw. Mittleren Buntsandsteins. Das genaue Alter dieser alttertiären Verwitterung ist infolge fehlender Überdeckung dieser Vorkommen durch präquartäre Ablagerungen nicht bestimmbar.

Karstspaltenfüllung von Walbeck

Die aus dem Untersuchungsgebiet bisher ältesten bekannten Tertiär-Ablagerungen stammen aus einer kleinen Karstspalte im Unteren Muschelkalk von Walbeck. Nach WEIGELT (1939, S. 518) bestand die Spaltenfüllung aus mergeligen, zuoberst sehr lehmigen Sanden und hellgrauen, kalkhaltigen Residualtonen, die deutlich voneinander abgegrenzt waren. Aus den mergeligen Sanden wurde eine sehr individuenreiche, aber relativ artenarme Wirbeltierfauna mit stratigraphisch wichtigen Säugetierresten von WEIGELT (1942, 1960) beschrieben und mit der oberpaläozänen Fauna aus dem Konglomerat von Cernay bei Reims (Pariser Becken) verglichen. Nach RUSSEL (1964) soll die Walbecker Fauna aber etwas älter sein als die von Cernay. Da das Konglomerat von Cernay über den thanetischen Sanden von Rilly liegt, betrachtet RUSSEL die Fauna von Walbeck stratigraphisch als „früh-“ oder sogar als „präthanetisch“, d.h. als spätunterpaläozän oder frühoberpaläozän. Aus dem in der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg befindlichen Sedimentmaterial der Walbecker Karstspalte konnte trotz mehrerer Versuche von KRUTZSCH (vgl. LOTSCH 1969) keine Mikroflora isoliert werden, so daß ein Vergleich zwischen Vertebratenfauna und Mikroflora nicht möglich ist.

4.3.1.2 Ober-Paläozän (tpao) (?) bis Unteres Unter-Eozän (teouu)

Fuchskuhlenberg-Schichten (teoFU) (tpao?-teouu)

In der Allertalzone westlich von Schwanefeld (Blatt Helmstedt, 3732) wurden am S-, W- und NW-Rande des Fuchskuhlenberges in mehrfachem Wechsel Sande, Schluffe und Tone nachgewiesen, die nach Sporomorphen-/Palynomorphen-Untersuchungen von KRUTZSCH (in FENNER 1998) in der Bohrung RKS Mors 11/94 ein frühuntereozänes Alter (SPP-Zone 11), nach der weniger reichen Mikroflora in der Schußbohrung 9415/197f nach KRUTZSCH (in FENNER 1998) ein „paläozänes“ Alter besitzen. Sporomorphen-/Palynomorphen-Untersuchungen dieser Ablagerungen von Millenia Stratigraphic Consultants (in FENNER 1998) ergaben in der Bohrung Dp Mors 63A/95 ein paläozänes bis mitteleozänes Alter, in der Schußbohrung 9414/179f (9-12 m) ein paläozänes bis untereozänes Alter und in der Schußbohrung 9415/197f (3-6 m) ein thanetisches Alter. Nach den Lagerungsverhältnissen handelt es sich um eine einheitliche Schichtenfolge, für die nach der reichen Mikroflora in der Bohrung RKS Mors 11/94 ein frühuntereozänes Alter am wahrscheinlichsten ist, doch kann ein schon oberpaläozänes Alter nicht ausgeschlossen werden. Nach ihrem Hauptvorkommen werden diese Ablagerungen hier als Fuchskuhlenberg-Schichten bezeichnet. Nach der biostratigraphischen Datierung in den genannten Bohrungen und nach den Lagerungsverhältnissen sind die Fuchskuhlenberg-Schichten auch von den Bohrungen Sd Wak HI 47/60, 48/60, 49a/60, 50a/60, 51/61, 52/61, 53/61, 55/61 und nach den Schichtbeschreibungen auch in den Bohrungen Sd Wak HI 28E/79, T Wak HI 29/64, 9/67 und 14/67, in den flachseismischen Schußbohrungen 9414/177f, 9415/191f-213f und 9421/1121f-1139f, 9421/1173f, wahrscheinlich auch in der flachseismischen Schußbohrung 9420/1137f sowie in der normaleismischen Schußbohrung 9411/425 angetroffen worden (vgl. Anlage 24).

Die Mächtigkeit der Fuchskuhlenberg-Schichten im Bereich des namengebenden Vorkommens kann bis >22 m betragen. Sie überlagern hier Unteren Jura und Oberen Keuper und am SW-Rande ihres Verbreitungsgebietes wahrscheinlich auch die Alleringerslebener oder (und) Walbecker Schichten und werden von den Annenberg- und/oder Gehlberg-Schichten bzw. von geringmächtigem Quartär bedeckt (vgl. Anlagen 24-26, 27). Lokal streichen sie an der Geländeoberfläche aus, Tagesaufschlüsse sind jedoch nicht vorhanden.

Die Fuchskuhlenberg-Schichten lassen eine Gliederung in zwei Abschnitte erkennen:

Der untere >17 m mächtige Abschnitt besteht aus einer unregelmäßigen Wechsellagerung von Feinsand, wechselnd schwach bis stark schluffig, partienweise sehr schwach mittelsandig, vereinzelt schwach kohlig, kalkfrei, braungrau bis hellbraungrau, weißrotocker bis schwarzrotocker, mit Schluff, tonig, feinsandig, partienweise kohlig, kalkfrei, hellbraungrau bis hellbraunoliv, und Ton, sehr schwach bis stark schluffig, z.T. schwach feinsandig bis feinsandig, vereinzelt mit schwach kohligen Schmitzen, Schlieren und Flecken, kalkfrei, hellrotgrau bis helloliv-

grau, weißbraungrau, z.T. dunkelbraungrau bis schwarzgrau marmoriert, z.T. gelbocker bis rotocker.

Der obere Abschnitt mit scheinbaren Mächtigkeiten von >17 m besteht aus Mittelsand, sehr schwach bis schwach schluffig, wechselnd schwach bis stark feinsandig, einzelne Grobsande, kalkfrei, weißrotocker bis rotocker, Feinsand, wie vorstehend beschrieben und aus vereinzelt, nur wenige Dezimeter mächtigen Bänken von Ton bzw. Schluff, z.T. schwach kohlig.

In den am nördlichen Rande der Lange Berge nordwestlich von Alleringersleben (Blatt Helmstedt, 3732) abgeteuften flachseismischen Schußbohrungen 9403/111f und 9403/113f wird in einer Teufe von 6-13,5 m unter Gelände verwitterter Mittlerer Keuper überlagert von Schluff, wechselnd feinsandig, wechselnd durchsetzt mit feinverteilter oder in Nestern und Schlieren angereicherter Braunkohle, weißrotocker, rotocker und schwarzrotocker sowie partienweise mit einzelnen Schlieren und Schmitzen von Schluff, schwach tonig, sehr schwach feinsandig, sehr schwach glimmerig, weißorangebraun bis weißgrau, insgesamt kalkfrei. Darüber folgt von 3-6 m, bedeckt von Quartär, Grobschluff, feinsandig, sehr schwach mittelsandig, mit einzelnen Schlieren und Schmitzen von Schluff, schwach tonig, sehr schwach feinsandig, insgesamt kalkfrei, weißrotocker bis weißrotbraun. Die reichen Mikroflora von zwei Proben aus beiden Teufenintervallen der Bohrung 9403/111f sind nach KRUTZSCH (in FENNER 1998) der SPP-Zone 11 zuzuordnen. Sie entsprechen damit biostratigraphisch den Fuchskuhlenberg-Schichten, jedoch ist dieses sehr kleine Vorkommen von dem Vorkommen westlich von Schwanefeld heute völlig isoliert.

Die Fuchskuhlenberg-Schichten enthalten nach den bisher hieraus untersuchten Proben kein marines Phytoplankton und sind unter limnischen bis fluviatilen Bedingungen entstanden. Da bis auf vereinzelte Grobsande gröbere Komponenten fehlen, müssen Gefälle und Transportkraft des fluviatilen Mediums gering gewesen sein.

Hödinger Schichten (teoHD) (tpao(?)-teouu)

Auf der Weferlinger Triasplatte, in einem kleinen Vorkommen östlich von Hödingen (Blatt Helmstedt, 3732) am Sportplatz dieser Ortschaft aufgeschlossene und von der Bohrung Dp Mors 22/89 mit einer Mächtigkeit von 7,8 m durchteufte Fein- bis Mittelsande sind nach ihrer mäßig reichen Mikroflora (KRETZSCHMAR 1987) sehr wahrscheinlich altersgleich mit den Fuchskuhlenberg-Schichten der Allertalzone. Sie werden von Mittlerem Buntsandstein unter- und von geringmächtigem Quartär überlagert. Die Feinsande sind schwach bis stark schluffig, schwach mittelsandig bis mittelsandig, mit vereinzelt Grobsanden; sie gehen partienweise über in Mittelsande, schwach schluffig, feinsandig, wechselnd grobsandig, stellenweise feinkiesig (Komponenten: Quarz, Quarzit), bräunlichgrau bis dunkelgraubraun; partienweise sind dünne dunkelbraungraue Schlufflagen und spärlich kohlige Partikel vorhanden, insgesamt

kalkfrei. Bänke von Ton oder Schluff wie bei den Fuchskuhlenberg-Schichten fehlen bei diesen, als Hödinger Schichten bezeichneten Ablagerungen (LOTSCH in KÄBEL et al. 1987).

Marines Phytoplankton wurde in den Hödinger Schichten nicht beobachtet.

Von diesem Vorkommen durch eine ca. 130 m breite Aufragung von Mittlerem Buntsandstein getrennt, treten am W- und S-Rand des Steinberges in einem ca. 100 m breiten Streifen auf ca. 600 m SE-NW-Erstreckung nach den Geologischen Karten Blatt Weferlingen und Blatt Helmstedt Sande auf, die von SCHMIERER (1914a, 1914b) wie die vom Sportplatz Hödingen dem „terrestrischen“ Unter-Oligozän zugeordnet wurden. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei ebenfalls um Hödinger Schichten.

Von SCHMIERER (1914b) in zwei Vorkommen in Klinze und nordwestlich von Klinze (Blatt Weferlingen) in einer Störungszone über Unterem Buntsandstein kartierte und gleichfalls in das „terrestrische“ Unter-Oligozän gestellte kalkfreie Sande erwiesen sich infolge starker Oxydation der Proben in mikrobotanischer Hinsicht als fossilfrei und damit als stratigraphisch nicht einstuftbar.

Bis zum Vorliegen der mikrobotanischen Untersuchungsergebnisse der Bohrung RKS 11/94 Ende 1994 wurden in der Allertalzone noch keine paläozänen Sedimente nachgewiesen. Die Mitteilung von KRUTZSCH (in KRUTZSCH & PROKOPH 1992, S. 128) bezüglich des Nachweises entsprechender Bildungen in der Allertalzone und deren anscheinend völlig unklare Lagerungsbeziehungen zur oberkretazischen Walbeck-Formation bezieht sich auf Untersuchungsergebnisse aus der Dp Mors 22/89 und aus den Hödinger Schichten des Aufschlusses am Sportplatz Hödingen (KRETZSCHMAR 1987). Beide Vorkommen befinden sich aber nicht in der Allertalzone, sondern ca. 4 km nordöstlich der NE-Rand-Störung auf der Weferlinger Triasplatte.

4.3.1.3 Mittel-Eozän (teom) und Ober-Eozän (teoo)

Annenberg-Schichten (teoGA) und unterer Abschnitt der Gehlberg-Schichten ((teoGB(u))

In der dem Arbeitsgebiet benachbarten Helmstedt-Oscherslebener Tertiärsenke bilden die eozänen Annenberg-Schichten die Basis einer marin-transgressiven, über die Braunkohlenformation hinweggreifenden Schichtenfolge. Sie bestehen nach Angaben von v. KOENEN (1865: 464; 1869: 12), MARTINI & RITZKOWSKI (1968: 235 ff), v. DANIELS & GRAMANN (in VINKEN 1988: 73) und KÖTHE (1994) aus bis ca. 15 m mächtigen, wechselnd kalkhaltigen oder kalkfreien tonig-schluffigen Glaukonitsanden bzw. sandigen Tonen mit einer oder mehreren basalen Gerölllagen. Nach Coccolithen (u.a. MARTINI & RITZKOWSKI 1968, 1969, v. DANIELS & GRAMANN (in VINKEN 1988) und KÖTHE (1994) sind sie in die NP-Zonen 15 und 16 zu stellen

und nach Dinoflagellaten-Zysten mit ihrer Basis in die Zone D9nb, mit ihrem Hauptteil aber in die Zone D10 und damit in das Mittel-Eozän.

Die darüberfolgenden Gehlberg-Schichten, bis ca. 20 m mächtige glaukonitische Sande mit mehreren Geröllagen aus gerundeten Quarzen und Phosphoriten, werden nach MUNDLOS (in BACHMAYER & MUNDLOS 1968) in die „untere grüne Folge“, die „obere braune Folge“ und in die „obere grüne Folge“ gegliedert. Während aus der „unteren grünen Folge“ bisher keine Coccolithen gewonnen werden konnten, wird die „obere braune Folge“ in die NP-Zone 19/20 und damit in das Ober-Eozän gestellt und der untere Teil der „oberen grünen Folge“ fraglich der NP-Zone 19/20 zugeordnet; der oberste Teil der „oberen grünen Folge“ wird dagegen bereits der NP-Zone 21 zugerechnet (MARTINI & MÜLLER 1986: 105). Nach Dinoflagellaten-Zysten ist der untere Teil der „unteren grünen Folge“ in die Zone D10 zu stellen, während ihr oberer Teil nicht sicher der Zone D10 oder bereits der Zone D12 (Ober-Eozän) zuzuordnen ist. Die „obere braune Folge“ und die „obere grüne Folge“ der Gehlberg-Schichten sind dagegen mit Sicherheit in die Zone D12nc (Ober-Eozän) zu stellen (KÖTHE 1994).

Nach der Schichtenbeschreibung des Tertiärs in der Bohrung Hmt 15/- (SCHMIERER 1914a) war die reliktsche Überlieferung der Annenberg-Schichten auch an der Basis des marinen Tertiärvorkommens westlich von Schwanefeld und weiterer isolierter Vorkommen mit marinem Tertiär in der Allertalzone zu vermuten (LOTSCH in KÄBEL u.a. 1987).

Mikropaläobotanische Untersuchungen von Bohrkernen aus der u.a. zur Gewinnung biostratigraphischer Daten im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld abgeteufte Bohrung Dp Mors 23/89 (Abb. 5) durch KRETZSCHMAR führten zum Nachweis der jungmitteleozänen Dinoflagellaten-Zysten-Zone D10 und der gleichfalls jungmitteleozänen SPP-Zone 17 nach KRUTZSCH (1966a + b). Weitere Nachweise von marinem jüngerem Mittel-Eozän im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld wurden durch KÖTHE (in FENNER 1998) mittels Dinoflagellaten-Zysten-Untersuchungen erbracht, und zwar in den flachseismischen Schußbohrungen 9420/1173f, 3-6 und 6-9 m (D10), 9421/1186f, 9-12 m (D10), und in 9421/1229f, 3-6 m (D10), wobei in den Bohrungen 9420/1173f und 9421/1229f unmittelbar darunter Oberer Keuper angetroffen wurde. In der Bohrung 9421/1186f wurde das Prätertiär nicht erreicht. Für die stratigraphische Parallelisierung dieser Bildungen mit dem marinen Mittel-Eozän der Helmstedter Tertiärsenke besitzen die Dinoflagellaten-Zysten aus der Bohrung 9420/1181f, 6-9 m (D9nb-D11), einer bohrtechnisch bedingten Mischprobe, besondere Bedeutung. In dieser Probe tritt mit *Glaphyrocysta vicina* ein Marker-Fossil auf, dessen letztes Vorkommen den Top der Zone D9nb mit bezeichnet, und mit *Rhombodinium porosum* ein weiteres Marker-Fossil, das auf die dem ausgehenden Mitteleozän zugeordnete Zone D11 beschränkt ist (KÖTHE 1990 und 1994). Eine Umlagerung von *Glaphyrocysta vicina* ist unwahrscheinlich, da dieses Fossil im niedersächsischen Mittel-Eozän nur sehr selten auftritt oder fehlt. Diese Probe enthält auch *Horologinella spinosa*, die in ihrer stratigraphischen Reichweite auf die Zonen D9nb und D10

begrenzt ist. Daraus folgt, daß in dieser Probe Ablagerungen vom Alter der Zonen D9nb (bis D10) und D 11 enthalten sind; auf das marine Eozän-Profil von Helmstedt bezogen, also die Annenberg-Schichten und wahrscheinlich die „untere grüne Folge“ der Gehlberg-Schichten, in der die Zone D11 nach KÖTHER (1994) aber noch nicht nachgewiesen werden konnte. Die in der Bohrung RKS Mors 12/94 über die Fuchskuhlenberg-Schichten transgredierenden glaukonitischen Schluffe (Annenberg-Schichten?) und die darüberfolgenden glaukonitischen Sande (Gehlberg-Schichten), beide geringmächtig (vgl. Anlagen 25, 27), enthielten nach KÖTHER (in FENNER 1998) nur wenige unspezifische oder keine Dinoflagellaten-Zysten.

Analoge biostratigraphische Untersuchungen liegen auch aus dem Tertiärvorkommen nordwestlich von Walbeck (Blatt Helmstedt, 3732) vor. Aus der Bohrung T Wak HI 34/64, Kernmarsch 5,0-8,2 m, wurden von den Proben 4 und 5 archivierte mikropaläobotanische Dauerpräparate von KRETZSCHMAR bearbeitet. Die Untersuchungen erbrachten für die basale fossilreiche Probe 5 nach Dinoflagellaten-Zysten die gesicherte Zuordnung in die Zone D10 und nach Sporomorphen/Palynomorphen in die SPP-Zone 17, für die fossilärmere Probe 4 eine wahrscheinliche Zuordnung zu diesen Zonen¹. Nach KÖTHER (in FENNER 1998) sind nicht durchteufte glaukonitische, stark sandige Schluffe bzw. stark schluffige Sande in den Bohrungen 9417/127f, 9-12 m, in die Zone D10 und 9417/112f, 9-12 m, in die Zonen D11 oder D12nb zu stellen. Da die glaukonitischen Sande, aus denen die beiden aus der Bohrung T Wak HI 34/64 untersuchten Proben stammen, ebenfalls nicht durchteuft wurden, bleibt ungeklärt, ob auch hier evtl. in Zone D9nb zu stellende und damit sicher den Annenberg-Schichten zuzuordnende Bildungen vorhanden sind, oder ob der untere, ebenfalls noch jungmitteleozäne Abschnitt der Gehlberg-Schichten die hier überlieferte marine eozäne Schichtenfolge einleitet.

Außer den beiden Proben aus der Bohrung T Wak HI 34/64 lagen von den in den Tertiärvorkommen Schwanefeld und nordwestlich von Walbeck abgeteuften Bohrungen keine weiteren archivierten Proben bzw. Mikrofloren-Dauerpräparate vor.

¹ Die SPP-Zone 17 ist in Brandenburg auf die Semoer Schichten begrenzt, die nach bohrlochgeophysikalischen Korrelationen von LOTSCH (in LOTSCH 1969) den mitteleozänen Anteil der nordwest-deutschen sogenannten Tonmergel-Formation umfassen. Der untere Abschnitt des mitteleozänen Anteils der Tonmergel-Formation umfaßt nach KÖTHER (1990) in der Bohrung Gartow die Dinoflagellaten-Zysten-Zonen D9nb und D10 bzw. die Coccolithen-Zonen NP15 und NP16. Er entspricht damit den Annenberg-Schichten. Dieser Abschnitt ist nach bohrlochgeophysikalischen Korrelationen mit dem unteren Abschnitt der Semoer Schichten zu parallelisieren, der in Süd- und Westbrandenburg wie die Annenberg-Schichten transgressiv über das Liegende hinweggreift.

Teufe in m	Säulenprofil i. M. 1:50	Schicht Nr.	Stratigraphie	Probe Nr.	Biostratigraphischer Befund	Lithologische Beschreibung					
		1	q			Schluff, sandig, sehr schwach kiesig, stark kalkhaltig, Fließerde					
1		2	teo SB	1 (F)	Foraminiferenfauna der Silberbergschichten	Schluff, tonig, wechselnd feinsandig, glaukonitisch, schwach glimmerig, stark kalkhaltig, grauoliv; von 6,05 - 6,20 m kalkfrei und mit zahlreichen Geröllen von 2 - 50 mm Durchmesser (Quarz, Phosphorit, Tonstein, grün, Lydit)					
				2 (F)							
2				3 (F)							
				5 (F)							
3				6 (F)							
				7 (F)							
4				8 (F)							
				10 (F)							
5				11 (F)							
				12 (F)							
6				13 (F)							
				14 (F)							
				15							Feinsand, grobschluffig, mittelsandig, stark glaukonitisch feinglimmerig, oben einzelne Feinkiese (Quarz) und einzelne Gerölle bis 1 cm Durchmesser von Schluffstein; kalkfrei, dunkelgraugrün
7							4	teo GB (o)		D12	
	28						Gerölle bis 8x7x4 cm (Quarz, Feinsandstein, glaukonitisch, Lydit, Tonstein, Phosphorit); wenig Feinsand, schluffig, glaukonitisch, kalkfrei, graugrün				
8		5			?						
		6	teo GB (u)	19 25 26 27	D10/D11 SPP D10 17		Feinsand, grobschluffig, stark glaukonitisch, mit einzelnen Geröllen von Tonstein, bis 4 mm Durchmesser; kalkfrei, graugrün				
						?					
9		7	ko								
10								Ton, kalkfrei, schwarzbraun, rotbraun, partienweise klüftig; von 17,60 - 17,65 m Feinsand, glaukonitisch, kalkfrei, marin, horizontal lagernd; bei 17,82 m auf Klüftfläche, 60° einfallend: 2 cm Feinsand, wie zuvor, ungeschichtet, Probe 28:D12			
11											

Abb. 3 Bohrung DpMors 23/89 im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld

Im Tertiärvorkommen von Schwanefeld sind danach sowohl Annenberg-Schichten als auch der jungmitteleozäne, untere Abschnitt der Gehlberg-Schichten mit stratigraphischen Äquivalenten der „unteren grünen Folge“ vorhanden. Eine lithologische Unterscheidung ist nicht möglich. Die bisherigen Untersuchungsergebnisse reichen nicht aus, um die Annenberg-Schichten von der „unteren grünen Folge“ der Gehlberg-Schichten bzw. überhaupt von den Gehlberg-Schichten auch lithostratigraphisch abgrenzen zu können. Nach V. DANIELS & GRAMANN (in VINKEN 1988: 73) greifen die glaukonitischen Sande der Gehlberg-Schichten (erosions-)diskordant und damit wohl auch transgressiv über die sandigen Tone und Mergel der Annenberg-Schichten hinweg. Da in den bisher aus den Tertiärvorkommen von Schwanefeld und nordwestlich von Walbeck mittels Dinoflagellaten-Zysten untersuchten Bohrungen, mit Ausnahme der flachseismischen Schußbohrungen 9420/1181f und vielleicht auch 9421/1186f, 9-12 m, die jungmitteleozänen Ablagerungen mit der Zone D10 beginnen, sind die Äquivalente der „unteren grünen Folge“ der Gehlberg-Schichten auch hier transgressiv und die Annenberg-Schichten nur noch in kleineren Erosionsrelikten erhalten geblieben.

Die jungmitteleozänen bis wenige Meter mächtigen Schichten beginnen hier mit schwach tonigen, feinsandigen, wechselnd schwach bis stark glaukonitischen Schluffen oder mit schluffigen, glaukonitischen bis stark glaukonitischen, schwach glimmerigen Feinsanden, die einzelne Schlieren von Schluff und vereinzelt, gelegentlich auch häufigere Gerölle von Phosphorit, Quarzit, Quarz und Tonstein enthalten. Die Schluffe und Feinsande sind kalkfrei, weitgehend ungeschichtet und nur partienweise undeutlich geschichtet. Diese Bildungen überlagern westlich von Schwanefeld Oberen Keuper oder die Fuchskuhlenberg-Schichten (vgl. Anlagen 25, 27-28) und nordwestlich des Probstberges bei Walbeck Oberen Keuper und Unteren Jura.

Im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld sind mitteleozäne Schichten wahrscheinlich auch von den Bohrungen T Wak H1 10/64, 14/64, 20/64, 22/64, 4/67, 15/67, 16/67 und 23/67 sowie Sd Wak H1 28E/79 angetroffen worden (s. Kap. 4.3.1.2, teoFU).

In den auf der Weferlinger Triasplatte befindlichen Tertiärvorkommen konnten jungmitteleozäne marine Ablagerungen bisher noch nicht sicher nachgewiesen werden. Zum unteren Abschnitt der Gehlberg-Schichten wird nach mikropaläontologischen Untersuchungsergebnissen jedoch der unterste Teil der von der Bohrung RKS Mors 61/94 erbohrten, aber nicht durchteuften Glaukonitsande gestellt, die nach Dinoflagellaten-Zysten (KÖTHE in FENNER 1998) in die Zone D10 bis D12nb einzustufen sind.

Wahrscheinlich jungmitteleozäne Bildungen sind auch in dem isolierten kleinen Tertiärvorkommen zwischen der Zuckerfabrik Weferlingen und dem N-Rand des Drakenberges (Blatt 3632) erhalten geblieben. Die hier abgeteuften Bohrungen Dp Mors 21/89, 90/93 und 91/93 haben über Unterem Muschelkalk ein ca. 0,1 m mächtiges, sehr stark sandiges Basiskonglomerat aus Quarzgeröllen, einzelnen Lyditen, Quarziten und Sandsteinen und darüber 2-12 m

mächtige Feinsande durchteuft. Letztere sind sehr schwach bis schwach schluffig, glaukonitisch, glimmerig und enthalten partienweise Mittelsand-, Grobsand- und Feinkiesanteile. Sie sind kalkfrei und ungeschichtet. Als Dinoflagellaten-Zysten führend erwiesen sich in beiden Bohrungen nur die untersten Dezimeter des Sandes (vgl. Anlage 30), wobei die sehr artenarmen Vergesellschaftungen in die Zonen D9na-D12nc, auf Grund des „ancestralen Aussehens von *Areosphaeridium dictyoplocus*“ vermutlich in die Zonen D9na-D10 gehören (nach KÖTHE in FENNER 1998).

Oberer Abschnitt der Gehlberg-Schichten ((teoGB(o))

Der obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten wird in der Helmstedter Tertiärsenke, wie bereits vorstehend bemerkt, in die „obere braune Folge“ und in die „obere grüne Folge“ gegliedert, die in die Dinoflagellaten-Zysten-Zone D12nc zu stellen sind.

Marine Sande dieses Alters sind auch in den in der Allertalzone, auf der Weferlinger Triasplatte und auf dem Rotliegend-Anteil der Flechtingen-Roßlauer Scholle erhalten gebliebenen Tertiärvorkommen vorhanden. Nach ihrer geologischen Position wurden sie von LOTSCH (in KÄBEL et al. 1987 und in BALZER et al. 1993) bisher als Basissande der Silberberg-Schichten bezeichnet.

Aus den in der Allertalzone gelegenen Tertiärvorkommen liegen vom oberen Abschnitt der Gehlberg-Schichten nur wenige biostratigraphische Datierungen vor. Sie stammen ausnahmslos aus im Rahmen der ERAM-Untersuchungen abgeteuften Bohrungen und aus flachseismischen Schußbohrungen. Im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld sind diese Bildungen in der Bohrung Dp Mors 23/89 durch zwei von KRETZSCHMAR auf Dinoflagellaten-Zysten und Sporomorphen/Palynomorphen untersuchte Proben in die Dinoflagellaten-Zysten-Zone D12nc bzw. in die SPP-Zone 19 zu stellen.² Zum nach Dinoflagellaten-Zysten gleichen Ergebnis kam KÖTHE für die ca. 10 m mächtigen Glaukonitsande in der Bohrung RKS Mors 10/94, die hier über Oberen Keuper hinweggreifen und in den flachseismischen Schußbohrungen 9421/1207f, 9-12 m, und 9421/1253f, 6-9 m, von denen nur die letztgenannte das Prätertiär erreichte, sowie 9420/1129f, 12-15 m, und 9420/1117f, 15-18 m. Diese beiden Bohrungen wurden im Bereich einer der NE-Rand-Störung der Allertalzone nach SW vorgelagerten Störungszone abgeteuft. Der obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten wird in beiden Bohrungen von Oberem Keuper über- und unterlagert, wobei der unterlagernde Obere Keuper nur von der Bohrung 9420/1129f erreicht wurde (vgl. Anlagen 24, 26).

² Die Glaukonitsand-Füllung einer von der Bohrung Dp Mors 23/89 ca. 8-9 m unter der Tertiärbasis im Tonstein des Oberen Keuper angetroffenen Kluft wurde von KRETZSCHMAR auf Sporomorphen/Palynomorphen und Dinoflagellaten-Zysten untersucht und der SPP-Zone 19 bzw. der Zone D12nc zugeordnet.

Im Tertiärvorkommen nordwestlich von Walbeck ist der obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten biostratigraphisch bisher nicht belegt, aber sehr wahrscheinlich vorhanden.

Gehlberg-Schichten sind auch in auf der Weferlinger Triasplatte und auf dem Rotliegend-Anteil der Flechtingen-Roßlauer Scholle erhalten gebliebenen Tertiärvorkommen überliefert (vgl. Anlage 29). In dem großen Tertiärvorkommen von Hörsingen (Blatt Helmstedt) - Erxleben - Emden - Altenhausen - Ivenrode (Blatt Erxleben), das im NE-Teil des Blattes Erxleben und im SW-Teil des Blattes Calvörde auch auf die Flechtingen-Roßlauer Scholle übergreift, wurden die Bohrungen Dp Mors 24/89 und RKS Mors 61/94 sowie RKS Mors 64/94 abgeteuft. Die in der Bohrung Dp Mors 24/89 über Unteren Buntsandstein und in der Bohrung RKS Mors 64/94 sehr wahrscheinlich über Rotliegendes transgredierenden glaukonitischen Sande sind nach KRETZSCHMAR bzw. KÖTHE in die Dinoflagellaten-Zysten-Zone D12nc zu stellen. Der obere Abschnitt der von der Bohrung RKS Mors 61/94 nicht durchteuften glaukonitischen Sande ist nach Dinoflagellaten-Zysten (KÖTHE in FENNER 1998) in die Zone D12nc zu stellen, während ihr unterster Teil zur Zone D10 bis D12nb und damit in den unteren Abschnitt der Gehlberg-Schichten gehört.

Der obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten erreicht im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld Mächtigkeiten bis zu 17 m, im Tertiärvorkommen von Hörsingen - Erxleben - Ivenrode nur bis zu 4 m.

An der Basis des oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten ist stellenweise ein bis mehrere Dezimeter mächtiges lockeres Konglomerat mit wechselnden Anteilen von Grundmasse aus schluffigem, stark glaukonitischem, kalkfreiem, graugrünem Feinsand und von Geröllen bis Grobkiesgröße (Quarz, vereinzelt Lydit, Phosphorit und Lokalmaterial, auf der Weferlinger Triasplatte Buntsandstein oder Muschelkalk, auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle mit Rotliegend-Geröllen) vorhanden. Die darüber folgenden Feinsande sind schluffig, mittelsandig, glaukonitisch und glimmerig ausgebildet. Partienweise enthalten sie einzelne Grobsande, Feinkiese und Mittelkiese (Komponenten: Quarz, vereinzelt Lokalmaterial, wie plattig abgerollte Schluffsteine des Unteren Jura bzw. Keuper und Kalksteine des Muschelkalk) sowie einzelne bis mehrere Dezimeter mächtige Lagen von feinsandigen, glaukonitischen Schluffen. Die insgesamt kalkfreien Bildungen sind partienweise stark mit Wühlspuren durchsetzt.

Silberberg-Schichten (teoSB)

Die Silberberg-Schichten (MARTINI & RITZKOWSKI, 1968, 1969) sind wahrscheinlich in allen auf den Geologischen Karten von Preußen, Blatt Helmstedt (3732), Blatt Erxleben (3733) und Blatt Weferlingen (3632) als marines Unter-Oligozän kartierten Vorkommen vorhanden bzw. diese sind insgesamt den Silberberg-Schichten zuzuordnen.

Probenuntersuchungen [Dp Mors 23/89 von KRETZSCHMAR, flachseismische Schußbohrungen 9415/188f, 9420/1205f sowie Untersuchungen an Proben aus der auflässigen Tongrube Fuchskuhlenberg von KÖTHE (in FENNER 1998)] ergaben eine Einstufung in die Dinozysten-Zone D12nc. Foraminiferen-Untersuchungen durch I. BACH von 11 Proben aus der Bohrung Dp Mors 23/89 ergaben sehr gute Übereinstimmungen mit den Foraminiferen-Faunen aus den Oberen Schönwalder Schichten Brandenburgs, die wie die Silberberg-Schichten in die Dinozysten-Zone D12nc und in die Coccolithen-Zone NP21 gestellt werden.

Im Tertiärvorkommen nordwestlich von Walbeck sind nach der Schichtenfolge die sogenannten Bindetone den Silberberg-Schichten zuzuordnen.

Im auf der Weferlinger Triasplatte befindlichen isolierten kleinen Tertiärvorkommen zwischen der Zuckerfabrik Weferlingen und dem Nordrand des Drakenberges sind die Silberberg-Schichten nur in dessen Nordteil erhalten geblieben. Die in der hier abgeteufte Bohrung Dp Mors 21/89 12 m mächtigen, an der Basis kalkfreien und oben sekundär entkalkten, dazwischen kalkhaltigen Schluffe transgredieren, unter Ausfall der Gehlberg-Schichten, über Unteren Muschelkalk (vgl. Anlage 30). Die aus 19 untersuchten Proben isolierte Mikrofauna ist für die Silberberg-Schichten typisch.

Im Tertiärvorkommen von Hörsingen (Blatt 3732) - Erxleben - Emden - Altenhausen - Ivenrode (Blatt 3733), ebenfalls auf der Weferlinger Triasplatte gelegen (vgl. Anlage 29), wurden die kalkhaltigen Schluffe der Silberberg-Schichten in den Bohrungen Dp Mors 24/89 (Bischofswald) mit 8 Proben und Dp Mors 25/89 (westlich Bregenstedt) mit 10 Proben auf Foraminiferen untersucht, wobei diese Mikrofaunen große Übereinstimmungen mit den Mikrofaunen aus den kalkhaltigen Schluffen der Silberberg-Schichten der Bohrung Dp Mors 23/89 aufweisen.

Angaben über Makrofossilien aus den Silberberg-Schichten des Arbeitsgebietes beziehen sich fast ausschließlich auf Aufsammlungen in Ziegeleigruben (Köhler'sche Grube am Fuchskuhlenberg bei Schwanefeld, SCHMIERER 1914a; Ziegeleigrube zwischen Weferlingen und Grasleben, SCHMIERER 1914b; zwei Ziegeleigruben nordöstlich von Hörsingen, WIEGERS 1920a). Alle von SCHMIERER (1914a, b) und WIEGERS (1920a) genannten Arten kommen auch in den Silberberg-Schichten des Subherzogen Beckens vor.

Die im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld bis ca. 13 m, im Tertiärvorkommen nordwestlich von Walbeck bis ca. 9 m und im Tertiärvorkommen von Hörsingen - Erxleben - Ivenrode ebenfalls bis ca. 9 m mächtigen Silberberg-Schichten bestehen aus überwiegend ungeschichteten Schluffen; diese sind wechselnd tonig, wechselnd feinsandig, glaukonitisch, schwach glimmerig, stark kalkhaltig und z.T. oben oder, bei geringer Mächtigkeit und oberflächennaher Lage, vollständig entkalkt. An der Basis befindet sich stellenweise ein bis mehrere Dezimeter mächtiger, feinsandiger, glaukonitischer, kalkfreier, braungrauer Schluff, der mit

Schlieren, Schmitzen und Lagen von glaukonitischem, kalkfreiem, grüngrauem Feinsand und wechselnd häufigen Geröllen (Quarz, Phosphorit, vereinzelt Lydit und Lokalkomponenten) von Fein- bis Grobkiesgröße durchsetzt ist.

4.3.1.4 Unter-Oligozän (tolu)

Rupel-Schichten (tolR)

Rupel-Basissand

Die marinen Rupel-Schichten sind weiträumig in den Rupel-Basissand und in den darüberfolgenden Rupel-Ton gegliedert.

Aus den Tertiärvorkommen in der Allertalzone gibt es bisher keine gesicherten Nachweise von autochthonem Rupel-Basissand und Rupel-Ton. Möglicherweise gehören aber im Zentrum des Tertiärvorkommens von Schwanefeld zwischen den Silberberg-Schichten und dem Quartär von den Bohrungen Sd Wak HI 16/64 und Sd Wak HI 22/67 durchteufte 0,6 m bzw. 0,8 m mächtige, wechselnd tonig-schluffige, kalkfreie Feinsande zu den Rupel-Basissanden.

Auf der Weferlinger Triasplatte ist im Tertiärvorkommen Hörsingen - Erxleben - Emden - Altenhausen - Ivenrode stellenweise Rupel-Basissand erhalten geblieben (vgl. Anlage 29). In der Bohrung Erx HI XIII/- westlich von Bregenstedt und in der in unmittelbarer Nachbarschaft abgeteufte Bohrung Dp Mors 24/89 ist der Rupel-Basissand mit 10,8 bzw. 11,0 m Mächtigkeit, über die Silberberg-Schichten hinweggreifend und von Rupel-Ton überlagert, vollständig überliefert. Nach Dinoflagellaten-Zysten- und Sporomorphen / Palynomorphen-Untersuchungen in der Bohrung Dp Mors 24/89 ist der Rupel-Basissand in die Zone D13 bzw. in die SPP-Zone 20 zu stellen.

In der auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle nördlich von Ivenrode niedergebrachten Bohrung RKS Mors 64/94 wurden durch Dinoflagellaten-Zysten-Untersuchungen von KÖTHE (in FENNER 1998) über dem oberen Abschnitt der Gehlberg-Schichten und lithologisch von diesem nicht abgrenzbar in die Zone D13 zu stellende und damit dem Rupel-Basissand zuzuordnende Sande durchteuft. Die nordnordwestlich von Bebertal abgeteufte Bohrung Dp Mors 27/89 hat dagegen unter Quartär und über Rotliegend-Porphyr ca. 1 m mächtige glaukonitische Sande erbracht, die Dinoflagellaten-Zysten der Zone D13 sowie typische Pollen und Sporen der SPP-Zone 20 geliefert haben und somit ebenfalls dem Rupel-Basissand zuzuordnen sind.

Der Rupel-Basissand (tolRa) besteht aus schluffigem, glimmerigem, kalkfreiem, glaukonitischem, mit Wühlspuren durchsetztem und ungeschichtetem Feinsand. Glaukonit ist partienweise sehr schwach bis schwach, z.T. in Schlieren und Nestern und stellenweise an der Basis und im Hangenden stark angereichert.

Rupel-Ton

Auf dem zum Untersuchungsgebiet gehörenden Anteil der Weferlinger Triasplatte wurde Rupel-Ton (oberer und unterer Rupel-Ton) nur westlich von Bregenstedt (Blatt 3733) von den Bohrungen Erx HI XIII/-, Dp Mors 24/89 und RKS Mors 59/94 sowie südöstlich der Oberförsterei Bischofswald von der Bohrung Erx HI XII/- durchteuft und von der Bohrung RKS Mors 62/94, nahe der Bohrung Dp Mors 24/89, angeschnitten (vgl. Anlage 29).

In der Bohrung Erx HI XIII/- beträgt die Mächtigkeit des Rupel-Tones 12,1 m, in der eng benachbarten Bohrung Dp Mors 24/89 6,6 m, in der Bohrung RKS Mors 59/94 einschließlich eines Sand-Mittels 2,6 m, in der Bohrung Erx HI XII/- 0,25 m und in der Bohrung RKS Mors 62/94 einschließlich eingelagerter Sand-Mittel >12,34 m.

An der Basis des Unteren Rupel-Tones (tolRb) über den Rupel-Basissanden (tolRa) befindet sich ein mehrere Dezimeter bis ca. 2 m mächtiger Horizont von tonigem, fein- bis mittelsandigem, glaukonitischem und glimmerigem Schluff, der mit Wühlspuren durchsetzt und kalkfrei ist. Charakteristisch sind eine aber z.T. auch mehrere 0,1 m mächtige Feinsandzwischenlagen. Darüber folgt Ton, sehr schwach, oben stark schluffig, an der Basis schwach feinsandig bis feinsandig und mit einzelnen Feinsand-Nestern und Schlieren, partienweise schwach glaukonitisch mit einzelnen stärkeren glaukonitischen Schlieren, schwach glimmerig, unten kalkfrei bis schwach kalkhaltig, oben kalkhaltig bis stark kalkhaltig, dunkelgrau bis dunkelolivgrau, z.T. grüngrau, massig, ungeschichtet, nur im unteren Abschnitt durch Sandeinlagerungen geschichtet.

Der Obere Rupel-Ton (tolRc) besteht aus Schluff, unten sehr stark tonig, nach oben abnehmend tonig, schwach glimmerig, durchgehend stark bis sehr stark kalkhaltig, olivgrau, massig, ungeschichtet.

Die Bohrungen Dp Mors 24/89 und Erx HI XIII/- zeigen im Vergleich mit der Bohrung RKS Mors 62/94 im lithologischen Aufbau des Rupel-Tones und in dessen biostratigraphischer Gliederung deutliche Unterschiede. So fehlen die beiden in der Bohrung RKS Mors 62/94 entwickelten Sandmittel in den beiden erstgenannten Bohrungen; in der Bohrung RKS Mors 62/94 gehört die gesamte Rupelton-Abfolge nach Foraminiferen-Untersuchungen von WEISS (in FENNER 1998) in den Unteren Rupel-Ton (R I (?), R II), während im geringermächtigen Rupel-Ton der Bohrung Dp Mors 24/89 nach Foraminiferen-Untersuchungen von BACH über 2,4 m mächtigem Unteren Rupel-Ton (R II) 4,1 m Oberer Rupel-Ton (R IV) folgt. Im lithologischen Aufbau der leider mikrofossilfreien Rupelton-Abfolge in der Bohrung RKS Mors 59/94 WEISS (in FENNER 1998) zeigen sich ebenfalls Unterschiede zu den drei vorstehend genannten Bohrungen.

Dinoflagellaten-Zysten lieferten nur Proben aus den Bohrungen Dp Mors 24/89 und RKS Mors 62/94. Sie sind nach KRETZSCHMAR und KÖTHE (in FENNER 1998) in die Zone D14na zu stellen, die den Unteren Rupel-Ton und den unteren Abschnitt des Oberen Rupel-Tones umfaßt.

Da der Rupel-Ton einschließlich der in seinem unteren Abschnitt eingeschalteten Sandmittel bei normaler Lagerung über größere Entfernungen gleichmäßig entwickelt ist, resultiert daraus, daß seine hier sehr engräumige lithologische Differenzierung auf glazigene Lagerungsstörungen zurückzuführen ist. Darauf weisen auch die in der Bohrung Erx Hl X/-, zwischen der Oberförsterei Bischofswald und Ivenrode, in Geschiebemergel eingeschlossene 7,0 m mächtige Scholle von Rupel-Ton und die in der Bohrung RKS Mors 60/94 in drenthezeitlichen glazifluvialen Sanden lagernde, 2,1 m mächtige Scholle von Rupel-Ton hin. Die in den Unteren Rupel-Ton hier eingelagerten Sande sind daher wohl eher glazigene Verschuppungen der Rupel-Basissande mit dem Unteren Rupel-Ton als primäre Einschaltungen von Sandlagen in den Unteren Rupel-Ton wie in Südbrandenburg.

4.3.1.5 Ober-Oligozän (tolo)

Untere Cottbusser Schichten (tolCOu)

Die oberoligozänen Unteren Cottbusser Schichten sind nur in der Bohrung Dp Mors 24/89 bei Bregenstein (Blatt 3733) über Oberem Rupel-Ton und unter Quartär in einer Mächtigkeit von 0,05 m erbohrt worden. Sie bestehen aus Feinsand, stark mittelsandig, sehr schwach grobsandig, glaukonitisch bis stark glaukonitisch, kalkhaltig, bräunlichgrau, grünstichig und greifen mit unregelmäßiger, partienweise kolkartig in das Liegende hineinreichender Auflagerungsfläche über den Oberen Rupel-Ton hinweg. Die von BACH aus dem Grenzbereich Rupel-Ton / Untere Cottbusser Schichten mikrofaunistisch untersuchte Probe zeigt eine Mischfauna aus mitteloligozänen (R IV) und für das untere Eochatt typischen Foraminiferen.

Zur Gewinnung eines möglicherweise vollständigeren Profiles der Unteren Cottbusser Schichten wurde ca. 350 m südöstlich von dieser Bohrung die Bohrung RKS Mors 62/94 abgeteuft, die jedoch weder Oberen Rupel-Ton noch die Unteren Cottbusser Schichten antraf. Da im Raum Ivenrode-Oberförsterei Bischofswald und westlich von Bregenstein die Rupel-Ton-Abfolge glazigen lagerungsgestört ist und hier auch glazigen transportierte Schollen von Rupel-Ton nachgewiesen sind, ist die Autochtonie der Unteren Cottbusser Schichten und des Oberen Rupel-Tones (R IV) in der Bohrung Dp Mors 24/89 nicht beweisbar.

In der Allertalzone hat in Beendorf in einem auf der Geol. Karte von Preußen, Blatt Helmstedt (SCHMIERER 1914a) als Dogger ausgewiesenen Vorkommen die Bohrung RKS Mors 35/94 unter Quartär bei 4,0-5,0 m unter Geländeoberkante (Endteufe) Ton, stark schluffig, kalkfrei, dunkelbraun bis dunkelbraungrau erbracht, der nach Pollen- und Sporenuntersuchungen von

KRUTZSCH (in FENNER 1998) eine reiche mitteltertiäre Mikroflora oberoligozänen Alters lieferte.

Die ebenfalls in Beendorf abgeteufte Bohrung RKS Mors 74/94 hat von 5,1-6,0 m unter Geländeoberkante (Endteufe) Schluff, tonig bis stark tonig, sehr schwach feinsandig, oben kalkfrei bis sehr schwach kalkhaltig, unten kalkhaltig, oben hellbraungrau, unten dunkelbraungrau angetroffen. Von Millenia Stratigraphic Consultants (in FENNER 1998) wurden aus diesem Schluff zwei Proben ebenfalls mikrobotanisch untersucht und als fragliches Mittel-Eozän interpretiert. Nach den aufgeführten Pollen und Sporen handelt es sich aber hierbei eindeutig um eine mitteltertiäre Mikroflora, die sehr wahrscheinlich mit der aus der Bohrung RKS 35/94 übereinstimmt. Die drei untersuchten Proben enthalten, wenn auch selten, Dinoflagellaten-Zysten und sind damit als marin anzusehen.

In den sich im Bereich dieses Tonvorkommens kreuzenden flachseismischen Profilen mo 9410f und 9421f fehlen Hinweise auf lokale subrosive Eintiefungen der Basis der Oberkreide; dagegen zeigt insbesondere das flachseismische Profil mo 9410f im oberen Teil des Deckgebirges über der Hutgesteinsoberfläche deutliche Anzeichen von offensichtlich glazigenen Lagerungsstörungen, so daß es sich bei diesem Tonvorkommen um eine Oligozän-Scholle im Quartär und nicht um anstehenden Dogger handelt.

4.3.1.6 Pliozän (tpl) ?

Vom Tertiärvorkommen an der ehemaligen Abdeckerei südlich Weferlingen (Blatt 3632), wurden von SCHMIERER (1914b:32) aus an der Oberfläche anstehenden und seinerzeit als terrestrisches Unteroligozän kartierten Sanden mit Streifen und Linsen von Kiesen „... neben Milchquarz und Kieselschiefer bis kopfgroße Geschiebe rätischer quarzitischer Sandsteine mit *Gerwillia paecursor* und *Protocardia raetica* ...“ beschrieben.

Diese Bildungen wurden auch von den Bohrungen Dp Mors 21/89, Dp Mors 90/93 und Dp Mors 91/93 angetroffen (vgl. Anlage 30). Sie bestehen in der Bohrung Dp Mors 90/93 aus 0,40 m mächtigen, sehr schwach schluffigen, schwach feinsandigen, schwach mittelsandigen, schwach grobsandigen, schwach feinkiesigen, mittelkiesigen, ockerbraunen, kalkfreien Grobkiesen, in den Bohrungen Dp Mors 91/93 und Dp Mors 21/89 dagegen aus jeweils 0,20 m mächtigen, schwach schluffigen bis schluffigen, schwach mittel- und grobsandigen, sehr schwach fein-, mittel- und grobkiesigen, dunkelbraunen bzw. hellolivgrauen Feinsanden. Die am Material der Bohrung Dp Mors 90/93 durchgeführte Geröllanalyse erbrachte folgendes Ergebnis:

	Fraktion 4-10 mm		Fraktion 10-20 mm	
	Stück	%	Stück	%
Milchquarz	512	84,9	88	70,4
Quarzit und Quarzitschiefer	7	1,2	6	4,8
Kieselschiefer	12	2,0	5	4,0
Sandstein	<u>72</u>	<u>11,9</u>	<u>26</u>	<u>20,8</u>
	603	100,0	125	100,0

Nach der feldgeologischen Beschreibung treten auch in den sehr schwach kiesigen Feinsanden der Bohrungen Dp Mors 91/93 und Dp Mors 21/89 neben den stark dominierenden Quarzen Rhät-Sandsteine und Quarzite auf. In den Bohrungen Dp Mors 90/93 und 91/93 überlagern sie jungmitteleozäne bis obereozäne marine Ablagerungen und in der Bohrung Dp Mors 21/89 die obereozänen Silberberg-Schichten (siehe Kap. 4.3.1.3). In der Bohrung Dp Mors 91/93 sind die hier direkt an der Oberfläche anstehenden schwach kiesigen Feinsande pedogen überprägt, in der Bohrung Dp Mors 21/89 wurden sie als weichselkaltzeitliche Fließerde aufgefaßt. Die Geröllgemeinschaft in den schwach sandigen Kiesen und schwach kiesigen Sanden unterscheidet sich durch ihre starke Verwitterungsauslese deutlich von der der präglazialen Kiese, die, zuletzt nach ZIERMANN et al. (1998), erheblich vielfältiger zusammengesetzt ist. Es könnte sich bei diesen Bildungen um den Transgressionshorizont der unteroligozänen Rupel-Basissande handeln oder um fluviatiles spätes Tertiär (Pliozän?). Die max. kopfgroßen rhätischen quarzitischen Sandsteine könnten aus einer periglaziären dünnen Deckschicht stammen, die aus dem Oberen Keuper des bis ca. +140 m NN hohen Spellersieck westlich und nordwestlich von Weferlingen herzuleiten wären und das ca. 20-35 m tiefer gelegene, subrosiv oder tektonisch in den Unteren Muschelkalk eingesenkte Tertiärvorkommen an der ehemaligen Abdeckerei Weferlingen überzogen oder überprägt haben.

4.3.2 Paläogeographie, heutige Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse des Tertiärs

4.3.2.1 Paläogeographie des Tertiärs

Tertiär-Ablagerungen sind in der Allertalzone, auf der Lappwald-Scholle, auf der Weferlinger Triasplatte und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle wie überhaupt im Raum zwischen dem Harz und der Scholle von Calvörde, nur noch in räumlich voneinander isolierten Vorkommen mit gegenüber der primären Sukzession deutlich reduzierter Abfolge erhalten geblieben.

Marines Unter- und Ober-Paläozän waren zwischen Harz und dem Nordrand der Flechtingen-Roßlauer Scholle primär nicht entwickelt. Die Karstspaltenfüllung von Walbeck mit ihrer spätunter- bis frühoberpaläozänen Wirbeltierfauna weist auf zu dieser Zeit festländische Bedingungen hin. Die Fossilien in der Karstspalte von Walbeck belegen, daß die hier primär vorhandenen jungoberkretazischen Walbecker und Alleringerslebener Schichten im späten Unter- bis frühen Ober-Paläozän bereits wieder abgetragen waren.

Unter- und oberpaläozäne limnisch-fluviatile Sedimente mit Braunkohleflözen wurden in den Egelner Tertiärsenken (zuletzt BLUMENSTENGEL & UNGER 1993) und entsprechende oberpaläozäne Bildungen in den Oscherslebener Tertiärsenken (u.a. WAGENBRETH 1961, LOTSCH 1969, LOTSCH 1981), bisher aber noch nicht in den Helmstedter Tertiärsenken nachgewiesen.

Bemerkenswert ist das im Ober-Paläozän der Oscherslebener und Egelner Braunkohlenmulden völlige Fehlen von metamorphen Komponenten in den Schwermineralassoziationen. Damit unterscheiden sie sich deutlich von den jungoberkretazischen Alleringerslebener und Walbecker Schichten und deren stratigraphischen Äquivalenten im Beienroder Becken, die durch beträchtliche Andalusit-Anteile gekennzeichnet sind (siehe Kap. 4.1.4). Diese Unterschiede sind nach LOTSCH (1973) der Ausdruck der durch an der Wende Kreide/Tertiär erfolgte Bewegungen veränderten Anschnittsverhältnisse in den Herkunftsgebieten der Sedimente bzw. der zwischenzeitlichen bis zum Beginn des Ober-Paläozäns vollzogenen Einebnung bestimmter Liefergebiete.

In der Allertalzone besaßen die jungoberpaläozänen bis frühuntereozänen limnisch-fluviatilen Fuchskuhlenberg-Schichten (siehe Kap. 4.3.1.2) eine größere primäre Verbreitung als die heute überlieferten Vorkommen, die hier in einem größeren Vorkommen westlich von Schwanefeld und in einem sehr kleinen Vorkommen am nördlichen Rande der Lange Berge nordwestlich von Alleringersleben erhalten geblieben sind. Die Fuchskuhlenberg-Schichten überlagern im Vorkommen westlich von Schwanefeld Oberen Keuper und Unteren Jura, im Vorkommen Lange Berge Mittleren Keuper; nach dem flachseismischen Profil mo 9414f greifen sie jedoch im südwestlichen Randbereich des Vorkommens westlich von Schwanefeld diskordant über die Alleringerslebener und evtl. auch über die Walbecker Schichten hinweg. Daraus resultiert, daß die jungoberkretazische Schichtenfolge auch in der Allertalzone außerhalb ihres heutigen Verbreitungsgebietes schon vor dem Unter-Eozän wahrscheinlich fast vollständig abgetragen war. Die Erhaltung der Fuchskuhlenberg-Schichten im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld ist ebenso wie deren dortige heutige Verbreitung mit Subrosion verbunden (siehe Kap. 4.3.2.2). Sehr wahrscheinlich altersgleich sind die auf der Weferlinger Triasplatte östlich und südöstlich von Hödingen auftretenden und Mittleren Buntsandstein überlagernden ebenfalls limnisch-fluviatilen Hödinger Schichten (siehe Kap. 4.1.3.2).

Die Schwermineralassoziationen aus den oberpaläozänen (?) bis untereozänen Hödinger und Fuchskuhlenberg-Schichten zeigen beträchtliche Andalusitanteile und Spuren bzw. merkliche Anteile von Topas. Von den aus dem tieferen Eozän der Oscherslebener Mulden und der Egelner Südmulde vorliegenden Schwermineralassoziationen weisen nur wenige stärkere Anteile von Andalusit und geringe Anteile von Staurolith auf, Topas fehlt hier anscheinend völlig. Als Herkunftsgebiet der metamorphen Minerale kommt auch hier erneut der Harz in Betracht, wegen des erstmaligen merklichen Auftretens von Topas in den Fuchskuhlenberg-Schichten ist aber auch ein Ferntransport aus dem Westerzgebirge nicht auszuschließen. Das Auftreten von Andalusit und von Topas-Spuren in den Hödinger Schichten belegt, daß die Vorkommen dieser Bildungen bei Hödingen primär nicht isoliert waren.

Jüngere Unter-Eozän-Sedimente als die Fuchskuhlenberg-Schichten und die Hödinger Schichten sowie tiefmitteleozäne Bildungen wurden in der Allertalzone und auf der Weferlinger Triasplatte bisher nicht nachgewiesen.

Eine weitgehend vollständige Sukzession vom frühen Unter-Eozän bis zum Mittel-Eozän (und noch weiter hinaufreichend) ist dagegen in den Helmstedt-Oscherslebener Tertiärmulden mit überwiegend limnisch-palustrischer Sedimentation und mehreren marinen Einschaltungen in Form Schwermineraleisen führender Sande im unteren Unter-Eozän (Dinoflagellaten-Zysten-Zonen D5b, D6b) und im oberen Unter-Eozän in Form der Emmerstedter Glaukonitsande mit Schwermineraleisen (Zonen D7a, D8nb, D9na) entwickelt (AHRENDT et al. 1995).

Marines Untereozän tritt nach NIEBUHR & ERNST (1991) auch in der Nordmulde des die Dorm-Rieseberg-Achse begleitenden Campan-Unter-Maastricht-Beckens von Beienrode bei Klein-Steimke auf. Es transgrediert hier über Quarzsanden der Walbeck-Formation (Walbecker Schichten), wobei sich feinsandige, schwach glaukonitische, grüngraue Tone unten mit umgelagerten Quarzsanden der Walbeck-Formation verzahnen. Ein höherer Abschnitt der hier nicht vollständig aufgeschlossenen Unter-Eozän-Tone ist nach KÖTHE (in NIEBUHR & ERNST 1991) in die Zonen D7a-D9a zu stellen und damit mit den Emmerstedter Glaukonitsanden zu parallelisieren. Die glaukonitischen Tone von Klein Steimke sind damit küstenferner als die Emmerstedter und die Unteren Harbker Glaukonitsande. Die Tertiärsenke von Helmstedt (-Oschersleben) mit ihrem nordwestlichen Ausläufer über dem Beienroder Becken ist nach SW, NW und NE durch den Dorm und seine Umrandung und den Lappwald begrenzt, so daß die genannten marinen Unter-Eozän-Bildungen heute von der zusammenhängenden Verbreitung des norddeutschen Unter-Eozäns isoliert sind. Aus paläogeographischer Sicht ist es durchaus wahrscheinlich, daß zumindest der junguntereozäne Meeresvorstoß auch die Allertalzone und den NW-Teil der Weferlinger Triasplatte erreichte. Sollten hier Sedimente aus dem mittleren Unter-Eozän bis unteren Mittel-Eozän vorhanden gewesen sein, sind sie sehr wahrscheinlich schon vor der spätmittleozänen Meerestransgression abgetragen worden.

Diese limnisch-fluviatile Sedimentation mit Braunkohlenflözen vom Unter-Paläozän bis weit in das Mittel-Eozän hinein in den Oscherslebener und Egelner Tertiärsenken und in anderen Tertiärvorkommen des Raumes zwischen Harz und Flechtingen-Roßlauer Scholle sowie die Begrenzung der Ausdehnung einer spätuntereozänen Ingression von NW bis in den Helmstedter Raum belegen, daß die Flechtingen-Roßlauer Scholle während dieser Zeit den paläogeographischen Südrand des nördlich anschließenden marinen Sedimentationsraumes bildete (vgl. LOTSCH 1968, LOTSCH 1969).

Jungmitteleozäne marine Ablagerungen sind in mehreren voneinander isolierten und durch postsedimentäre Abtragung mächtigkeitsreduzierten Relikten in der Allertalzone westlich von Schwanefeld und nordwestlich von Walbeck, auf der Weferlinger Triasplatte wahrscheinlich bei Weferlingen (Blatt Weferlingen) nachgewiesen worden. In der Allertalzone transgredieren sie über Keuper und Jura, auf der Weferlinger Triasplatte bei Weferlingen über Unteren Muschelkalk. In erheblich vollständigerer Erhaltung sind sie in den Helmstedter und Egelner Tertiärsenken und als marine bis brackische Einschaltungen in der mitteleozänen Braunkohlenfolge des Aschersleben-Nachterstedter Tertiärbeckens (KÖTHE 1992) überliefert. Auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle, die während des Tertiärs bis zum Ende des Mittel-Eozäns eine Festlandschwelle bildete, fehlen jungmitteleozäne Ablagerungen.

Zwischen den mit Beginn der jungmitteleozänen Transgression abgelagerten Annenberg-Schichten, die in der Allertalzone bisher nur in einer Bohrung biostratigraphisch erfaßt werden konnten (siehe Kap. 4.3.1.3), und dem gleichfalls noch jungmitteleozänen unteren Abschnitt der Gehlberg-Schichten befindet sich zumindest im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld eine Schichtlücke, da hier in allen anderen Bohrungen der untere Abschnitt der Gehlberg-Schichten unter Ausfall sicherer Annenberg-Schichten über Prätertiär transgressiv hinweggreift.

Obereozäne marine Ablagerungen, d.h. der obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten und die Silberberg-Schichten, sind in der Allertalzone und auf der Weferlinger Triasplatte in den gleichen voneinander isolierten Relikten wie die marinen jungmitteleozänen Bildungen überliefert, aber weiter verbreitet und transgressiv über diese und über älteres Tertiär oder Prätertiär hinweggreifend, sowie in weiteren Reliktorkommen im subherzynen Raum vorkommend, z.B. im Ascherslebener-Nachterstedter Tertiärbecken, wo die Ausweitung der Meerestransgression gegenüber dem späten Mittel-Eozän in hier abgelagerten vollmarinen Sedimenten dokumentiert ist. Silberberg-Schichten und mindestens stellenweise der obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten sind auch in Relikten auf dem SW-Teil des Rotliegenden der Flechtingen-Roßlauer Scholle zwischen Belsdorf (Blatt 3632) und östlich Altenhausen (Blatt 3733) sowie im Raum Magdeburg (Blatt 3835) erhalten geblieben. Sie fehlen aber vollständig auf dem gesamten breiten Culm-ausstrich auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle von Flechtingen bis Roßlau. Die-

ser Hauptteil der Flechtingen-Roßlauer Scholle bildete auch noch während des gesamten Ober-Eozäns eine Festlandsschwelle.

Da der obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten in einer Reihe von mittels Dinoflagellaten-Zysten untersuchten Bohrprofilen unter Ausfall der Annenberg-Schichten und des unteren Abschnittes der Gehlberg-Schichten über Trias oder Jura transgrediert, befindet sich zwischen dem unteren und dem oberen Abschnitt der Gehlberg-Schichten eine Schichtlücke. Sie ist auch biostratigraphisch durch das weitgehende Fehlen der Dinoflagellaten-Zystenzonen D12na und D12nb zwischen dem unteren Abschnitt (D10-D11) und dem oberen Abschnitt der Gehlberg-Schichten (D12nc) dokumentiert. Diese Schichtlücke ist auch großräumig in Brandenburg nachgewiesen (LOTSCH 1969, LOTSCH 1981). Vor der Transgression des oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten erfolgte jedenfalls eine Meeresregression mit anschließender Abtragung bzw. wurden im Zuge dieser Transgression die Annenberg-Schichten und der untere Abschnitt der Gehlberg-Schichten in unterschiedlichem Maße erodiert. Das stellenweise an der Basis des oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten entwickelte und weit überwiegend aus Quarzgeröllen bestehende Transgressionskonglomerat bzw. die in Basisnähe auftretenden Gerölle enthalten in den in der Allertalzone und auf der Weferlinger Triasplatte gelegenen Vorkommen vereinzelte, aber anscheinend durchgängig vorhandene Lydite, die auf Einschüttungen vom Harz hinweisen. In den auf dem Rotliegend-Anteil der Flechtingen-Roßlauer Scholle gelegenen Vorkommen enthält das Transgressionskonglomerat dagegen häufig Andesit und untergeordnet bis selten Quarzporphyr bzw. Quarzporphyrtuff, Quarzite, Sandsteine und Hornsteine des Rotliegenden.

Stellenweise, wie in den Bohrungen Dp Mors 25/89 und Erx Hl XIII/- im Tertiärvorkommen von Hörsingen-Erxleben-Altenhausen (Blatt 3733) und in der Bohrung Dp Mors 21/89 im Tertiärvorkommen südlich von Weferlingen (Blatt 3632), fehlen unter den Silberberg-Schichten die Glaukonitsande der Gehlberg-Schichten, so daß diese hier (vgl. Anlagen 29, 30) wie in Ostbrandenburg und gebietsweise in Südbrandenburg ohne „Basissande“ auf das Prätertiär übergreifen.

In der stratigraphischen Sukzession folgen über den Silberberg-Schichten die unteroligozänen Rupel-Schichten. In Südbrandenburg und im nordwestsächsisch-anhaltinischen Raum sind die Rupel-Schichten eindeutig transgressiv und greifen dort über in seiner heutigen Verbreitung zerlapptes und z.T. inselartig aufgelöstes marines Ober-Eozän (Obere Schönwalder Schichten = Äquivalente der Silberberg-Schichten), sowie über älteres Eozän und unterschiedliches Prätertiär hinweg.

In der Allertalzone sind bisher keine autochthonen, biostratigraphisch datierten Vorkommen der Rupel-Schichten nachgewiesen worden, während auf der Weferlinger Triasplatte (Blatt 3733) Rupel-Schichten zwischen Bregenstedt und der Oberförsterei Bischofswald und auf der

Flechtingen-Roßlauer Scholle zwischen Bebertal und Bodendorf (Blatt 3733) in Erosionsrelikten erhalten geblieben sind. Auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle überlagern die Basissande der Rupel-Schichten und lokal, wie in der Ziegelei Kuhlager nördlich von Bebertal (Blatt 3733, WIEGERS 1920a), der Rupel-Ton unter Ausfall der Silberberg-Schichten das Rotliegende. Während hier eine Schichtlücke zwischen den Silberberg-Schichten und den Rupel-Schichten in Analogie zu Südbrandenburg wahrscheinlich ist, gestatten die wenigen Bohrungen mit Silberberg- und darüber erhalten gebliebenen Rupel-Schichten auf der Weferlinger Triasplatte hierzu keine Angaben.

Rupel-Schichten mit dem Rupel-Basissand und dem Unteren und Oberen Rupel-Ton sind nach KOERT & DIENEMANN (1927) und RITZKOWSKI & LIETZOW (1996) auf dem Helmstedt-Barneberger Sattel zwischen den beiden Helmstedter Tertiärmulden und nach BEHREND (1927) und WILLING (1936) in den Randsenken der Asse-Heeseberg-Achse erhalten geblieben.

Zu den Rupel-Schichten gehörende glaukonitische Sande sind auch in mehreren Erosionsrelikten am Harzrand zwischen Benzingerode und Thale mit Glaukonitsanden überliefert (VOIGT 1932, 1940, LOTSCH 1969).

Aus dem Vorhandensein zahlreicher größerer und kleinerer Erosionsrelikte der Rupel-Basissande und der Rupel-Tone im Gebiet zwischen Harz und dem S-Rand der Flechtingen-Roßlauer Scholle folgt, daß die Rupel-Schichten primär schollen- und weitgehend auch salzstrukturübergreifend von N bis mindestens an den N-Rand des Unterharzes verbreitet gewesen waren (vgl. LOTSCH 1969) und damit auch die Lappwald-Scholle, die Allertalzone, die Weferlinger Triasplatte und die Flechtingen-Roßlauer Scholle bedeckten.

An der Wende Unter-Oligozän/Ober-Oligozän erfolgte in den südlichen und östlichen Randgebieten der Norddeutschen Senke eine Meeresregression. Nach einer Schichtlücke fand im tiefen Ober-Oligozän eine erneute Meerestransgression statt, die in Teilgebieten Südbrandenburgs und Nordwestsachsens über Rupel-Schichten, Calauer Schichten, Rupel-Basissande, Mesozoikum und Paläozoikum hinweggriff (LOTSCH 1968, 1969, 1971, 1972). Am W- und SW-Rande der zusammenhängenden heutigen Tertiärverbreitung in NW-Sachsen und Sachsen-Anhalt ist dagegen die heutige Verbreitungsgrenze des Ober-Oligozäns gegenüber der des Unter-Oligozäns deutlich nach E und NE zurückgeschnitten (LOTSCH 1969). Daraus erklärt sich auch das fast vollständige Fehlen von Relikten oberoligozäner Ablagerungen im Raum zwischen dem Südrande der Altmark-Senke und dem Harz. Sicher autochthone Ablagerungen oberoligozänen Alters sind in der Allertalzone, auf der Weferlinger Triasplatte und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle noch nicht nachgewiesen worden. So ist ungeklärt, ob der wenige Zentimeter mächtige Rest glaukonitischer Sande mit eindeutig oberoligozäner Mikrofauna in der westlich Bregenstedt (Blatt 3733) auf der Weferlinger Triasplatte abgeteufte Bohrung Dp Mors 24/89 zusammen mit dem darunter folgenden Oberen Rupel-Ton eine ungestörte Abfolge

bildet (Anl. 29) oder ob dieser Profilabschnitt als Schuppe oder Scholle den Unteren Rupel-Ton überlagert.

Aus der Überlieferung oberoligozäner Ablagerungen in der nordöstlichen Randsenke der Asse-Heeseberg-Achse bei Söllingen (SPEYER 1860) ist jedenfalls abzuleiten, daß auch das marine Ober-Oligozän über die Flechtingen-Roßlauer Scholle hinweg mindestens bis in das Subherzyna Becken hinein oder bis an den N-Rand des Harzes verbreitet war.

Relikte miozäner Sedimente fehlen im Raum zwischen Altmark-Senke und Harz und damit auch in der Allertalzone und den begleitenden Struktureinheiten völlig. Eine Ausnahme bildet vielleicht die Braunkohle führende Schichtfolge von Wienrode-Cattenstedt am Harzrand zwischen Blankenburg und Thale, die dem untermiozänen Flöz Bitterfeld mit Begleitsedimenten zeitlich entsprechen könnte. Nach LOTSCH (1969, 1973) waren miozäne Ablagerungen primär auch hier vorhanden. Ihre vollständige Abtragung erfolgte nach AHRENS & LOTSCH (1976) im Zusammenhang mit der morphogenetischen Entwicklung der Mittelgebirge zu ihren heutigen Formen im Zeitraum spätes Tertiär bis präglaziales Quartär, als das Gebiet südlich der Mitteldeutschen Hauptlinie gehoben und die Erosion stark intensiviert wurde, sowie nach dem Präglazial durch glazigene Prozesse.

4.3.2.2 Heutige Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse des Tertiärs

Die Transgressionsflächen der jungmitteleozänen Annenberg-Schichten, des gleichfalls jungmitteleozänen unteren Abschnittes der Gehlberg-Schichten, des obereozänen oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten und der unteroligozänen Rupel-Schichten sind, soweit diese Bildungen in der Allertalzone, auf der Weferlinger Triasplatte und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle entwickelt waren bzw. überliefert sind, nach den von hier vorliegenden biostratigraphischen Untersuchungen als jeweils altersgleich anzusehen. Sie sind daher mit dem jeweiligen Paläo-NN gleichzusetzen. Die heutige Höhenlage dieser Flächen beinhaltet die Summe aller seit Beginn der entsprechenden Transgression eingetretenen Lagerungsveränderungen.

Bei den nachfolgenden Betrachtungen wird die Transgressionsfläche der Annenberg-Schichten wegen ihrer nur sehr relikthaften Überlieferung in die Transgressionsfläche des unteren Abschnittes der Gehlberg-Schichten einbezogen.

In Tabelle 1 und in Anlage 23 sind die aus Bohrerergebnissen und aus der Analyse der Lagerungsverhältnisse der in den Geologischen Karten Blätter Weferlingen, Helmstedt, Erxleben, Neuholdensleben, Hötensleben, Seehausen und Groß Rodensleben kartierten stratigraphischen Einheiten sich ergebenden Höhenlagen der Tertiär-Schichten zusammengestellt.

Wefelinger Triasplatte und Flechtingen-Roßlauer Scholle

Da aus den Tertiärvorkommen auf der Wefelinger Triasplatte und der Flechtingen-Roßlauer Scholle nur eine geringe Anzahl biostratigraphischer Datierungen vorliegt, ist die Zuordnung der hier über Prätertiär hinweggreifenden bzw. im Liegenden der Silberberg-Schichten befindlichen Glaukonitsande zu den Annenberg-Schichten, dem gleichfalls jungmitteleozänen unteren Abschnitt der Gehlberg-Schichten oder zum obereozänen oberen Abschnitt der Gehlberg-Schichten oftmals nicht möglich. Diese Bildungen werden daher bei den nachfolgenden Betrachtungen als jungmittel- bis obereozäne Glaukonitsande zusammengefaßt.

Auf der Wefelinger Triasplatte zeigt die Unterfläche der jungmittel- bis obereozänen Glaukonitsande beträchtliche Unterschiede in der Höhenlage (Tab. 1 und Anl. 23, Bl. 1).

Im Tertiärvorkommen zwischen der Zuckerfabrik und der Abdeckerei Wefelingen (Blatt 3632) liegt sie nach den Bohrungen Dp Mors 91/93 bzw. 90/93 über Unterem Muschelkalk zwischen + 88 bis + 98 m NN damit deutlich höher als die Unterfläche der Silberberg-Schichten in der Bohrung Dp Mors 21/89, die hier bei ca. + 81 m NN Unteren Muschelkalk direkt überlagert. Da eine vollständige lithofazielle Vertretung der glaukonitischen Sande der Bohrungen Dp Mors 90/93 und 91/93 durch die Schluffe der Silberberg-Schichten der Bohrung Dp Mors 21/89 auf die geringe Entfernung von ca. 160 bzw. ca. 185 m zwischen den Bohrungen sehr wenig wahrscheinlich ist, was durch die scharf abgegrenzte Verbreitung von glaukonitischen Sanden und Silberberg-Schluffen nach der Geologischen Karte, Blatt Wefelingen (SCHMIERER 1914b), gestützt wird, sind hier subrosiv oder tektonisch bedingte Lagerungsstörungen der Schichtenfolge anzunehmen, die vor und nach Ablagerung der Silberberg-Schichten erfolgten. Die in den Bohrungen Dp Mors 90/93 und 91/93 bei + 100,4 bzw. + 100,9 m NN über die glaukonitischen Sande und in der Bohrung Dp Mors 21/89 bei + 94,2 m NN über die Silberberg-Schichten diskordant hinweggreifenden, stratigraphisch nicht sicher fixierten Kiese bzw. schwach kiesigen Feinsande (siehe Kap. 4.3.1.6) fallen nach N ein, während die glaukonitischen Sande der Bohrung Dp Mors 91/93 in Richtung auf die Bohrung Dp Mors 90/93 nach W einfallen (vgl. Anlage 30).

Wenn in den Vorkommen von Silberberg-Schichten östlich und nordwestlich von Wefelingen diese von jungmittel- bis obereozänen Glaukonitsanden unterlagert werden, dann liegt deren Unterfläche nach der Höhenlage des Ausstriches der Silberberg-Schichten bei minimal ca. + 80 m NN.

Am höchsten liegt die Unterfläche der jungmittel- bis obereozänen Glaukonitsande im großen Tertiärvorkommen von Hörsingen-Erxleben-Emden-Altenhausen-Ivenrode (Blätter 3732 und 3733), wo sie im Erxlebener Forst westlich und südwestlich von Bregenstein bis südlich von Hörsingen auf mindestens + 148 m NN, wahrscheinlich sogar bis über + 150 m NN ansteigt (Tab. 1). Von hier aus nach NW bzw. N fällt sie auf ca. + 134 m NN, nach NE bis zur SW-

Meß- tisch- blatt	Struk- turein- heit	Gebiet	Höhenlage der Basisflächen von/bis in m über NN der lithostratigraphischen Einheiten:					Bemerkungen	Substrat (erbohrt oder nach Geologischer Karte i. M. 1 : 25.000)
			teoFU *1 teoHD *2	teo GB (+ teo GA)	teo SB	tol Ra	tol Rb		
3632	Flechtingen-Roßlauer-Scholle	Belsdorf-Behnsdorf	-	?	ca. 119 - 134	-	-	Rotliegendes	
3733		Behnsdorf-Bodendorf	-	ca. 124 - 130	125 - 132	ca. 122 - 130	-	Rotliegendes die tolRa-Vorkommen liegen nordwestlich von den teo-Vorkommen	
3733		nordwestlich von Bebertal (nordöstlich der Behnsdorf- Störung	-	-	-	ca. 100 - 115	ca. 110 - 120	Rotliegendes	
3734		nördlich bis westlich der Dönstedt- nordwest- lich von Störung Dönstedt: östlich	-	-	-	ca. 95 - 104 ca. 80 - 85	-	Unterkarbon	
3734		westlich von Groß Rotmersleben	-	-	-	ca. 95 - 97	-	Unterkarbon	
3734/ 3834		zwischen Bornstedt und Klein Rotmersleben	-	-	-	ca. 125	-	Unterer Buntsandstein oder Zechstein	
3632		nordwestlich von Klinze	*2 = ? 75/80 - 100?	-	-	-	-	Unterer Buntsandstein	
		stüdöstlich von Klinze	*2 = ? 105/110? - 118	-	-	-	-	Unterer Buntsandstein	
3632		Belsdorf-Behnsdorf	?	120? - 130	-	-	-	Unterer Buntsandstein	
3632/ 3732		Hödingen		-	-	-	-	Mittlerer Buntsandstein	

Tabelle 1, Blatt 1: Höhenlage der Auflagerungsfläche der lithostratigraphischen Einheiten des Tertiärs auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle, auf der Weferlinger Triasplatte und in der Allertalzone

Meß- tisch- blatt	Struk- turein- heit	Gebiet	Höhenlage der Basisflächen von/bis in m über NN der lithostratigraphischen Einheiten:						Bemerkungen	Substrat (erbohrt oder nach Geologischer Karte i. M. 1 : 25.000)
			teoFU *1 teoHD *2	teo GB (+ teo GA)	teo SB	tol Ra	tol Rb			
3632	Weferlinger Triasplatte	westlich von Hödingen		?	95/100 - 110/115			subrosiv eingesenkt	Unterer Muschelkalk und Oberer Buntsandstein	
3632		östlich von Weferlingen		ca. 80 ?	80/85 - 105/110			tektonisch oder subrosiv eingesenkt	Unterer Muschelkalk	
3632		Weferlingen (Abdeckerei)	-	88 - 98	81	-	-	tektonisch oder subrosiv eingesenkt und lagerungs- gestört	Unterer Muschelkalk	
3733		Hörsingen-Bischofswald	-	134 - 137	ca. 135 - 140	140 - 150	148 - 160		Unterer Buntsandstein	
3732/ 3733		westlich und südwestlich von Bregenstedt (Erxlebener Forst)	-	148 - 153 ?	148 - 160	155 - 165	160 - 170	teo SB, tol Ra und tol Rb glazigen lagerungsgestört	Unterer und Mittlerer Buntsandstein	
3733		Bischofswald-Altenhausen	-	125 - 137	ca. 130 - 138	135 - 141	140 - 145	z. T. subrosionsbeeinflußt	Unterer Buntsandstein und Zechstein	
3733		Umgebung von Emden	-	115 - 120	ca. 119 - 122	-	-	subrosionsbeeinflußt	Zechstein	
3733		Eimersleben-Erxleben: südlich der Erxleben- Störung	-	-	ca. 130 - 138	ca. 138 - 140	-		Unterer Muschelkalk	
3732		NW Walbeck (Probstberg)	-	85/87 - 106	87/89 ? - 104 ?	-	-	subrosionsbeeinflußt	Unterer Jura und Oberer Keuper	
3732		westlich von Schwanefeld	*1 85? - 108?	ca. 75 - 117	91 - 115	-	-	subrosionsbeeinflußt	Oberer Keuper	
3832		Wefensleben	-	115 - 119	117 - 119	-	-	Stratigraphie unklar: teo oder krca (krALu)	Unterer Dogger	
3833		nordwestlich von Eilsleben	-	-	-	ca. 133 - 135	-		Mittlerer Keuper	
3833	Eilsleben-Ummendorf	-	112	115	112	115	teo oder tolRa + tol Rb	Mittlerer Keuper		

Tabelle 1, Blatt 2: Höhenlage der Auflagerungsfläche der lithostratigraphischen Einheiten des Tertiärs auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle,
auf der Weferlinger Triasplatte und in der Allertalzone

Grenze der Flechtingen-Roßlauer Scholle bis auf ca. + 125 m NN und nach SE bis in den Raum von Emden auf ca. + 110 bis + 115 m NN ab. Das prätertiäre Substrat besteht hier aus Mittlerem und Unterem Buntsandstein, an den sich bis zum SW-Rande der Flechtingen-Roßlauer Scholle ein schmaler Streifen mit Zechstein anschließt. Über dem südöstlich von Hörsingen an den Ausstrich des Mittleren Buntsandsteins nach SW bis zum NE-Rande der Allertalzone anschließenden Ausstrich des Oberen Buntsandsteins ist nur im Groß Bartenslebener Forst nach der Geologischen Karte, Blatt Helmstedt, ein sehr kleines Reliktorkommen von Silberberg-Schichten erhalten geblieben, dessen Basis wahrscheinlich noch oberhalb von + 140 m NN liegt.

Die Tertiärvorkommen von Behnsdorf-Belsdorf (Blatt 3632) und von Hörsingen-Erxleben-Emden-Altenhausen-Ivenrode greifen über nordöstliche Teile der Weferlinger Triasplatte und südwestliche Teile der Flechtingen-Roßlauer Scholle hinweg.

Im Tertiärvorkommen von Behnsdorf-Belsdorf bildet nach SCHMIERER (1914b) eine etwa SSE-NNW verlaufende Störung die Grenze zwischen der Weferlinger Triasplatte und der Flechtingen-Roßlauer Scholle. An der Oberfläche streichen „Grünsandtone“ aus, die sehr wahrscheinlich den Silberberg-Schichten entsprechen.

Nach je einer südlich von Belsdorf auf der Weferlinger Triasplatte und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle niedergebrachten und auf der Geologischen Karte, Blatt Weferlingen, eingetragenen Handbohrung, die unter „Grünsandtonen“ Unteren Buntsandstein bzw. Rotliegend-Sandstein erbrachten, ist die Tertiärmächtigkeit hier sehr gering. Letzteres und die weitgehend übereinstimmende Höhenlage des Ausstriches der Silberberg-Schichten (?) von ca. +120 m NN bis ca. +130 m NN an der Oberfläche über beiden Schollenanteilen machen wahrscheinlich, daß die hier zwischen der Weferlinger Triasplatte und der Flechtingen-Roßlauer Scholle befindliche Störung neotektonisch nicht aktiviert wurde. Unmittelbar südlich von Belsdorf stößt sie auf die Störungszone von Klinze, die hier die Begrenzung der Weferlinger Scholle gegen die Flechtingen-Roßlauer Scholle bildet. Die in dieser Störungszone erhaltenen Relikte von möglicherweise Hödinger Schichten (siehe Kap. 4.3.1.3) sind auf deren tektonische Einsenkung zurückzuführen.

Das große Tertiärvorkommen von Hörsingen-Erxleben-Ivenrode greift nördlich und nordöstlich von Ivenrode ebenfalls auf die Flechtingen-Roßlauer Scholle über (Anl. 23, Bl. 1). Nach den Ergebnissen der unter anderem zur Feststellung der Lagerungsverhältnisse des marinen Mittel- bis Ober-Eozäns im Grenzbereich Weferlinger Triasplatte/Flechtingen-Roßlauer Scholle hier abgeteufte Bohrungen RKS Mors 64/94 und Dp Mors 27/89 sind die Silberberg-Schichten auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle vor der Transgression der unteroligozänen Rupel-Basisssande oder durch diese unterschiedlich stark, z.T. auch vollständig abgetragen worden. Wahrscheinlich ist die Abtragung an die im Zeitraum der Wende Eozän/Oligozän einsetzende nach SE

gerichtete Einkippung der Flechtingen-Roßlauer Scholle gebunden, wobei der NW-Teil dieser Scholle nach NW schwach herausgehoben wurde (vgl. LOTSCH 1968, LOTSCH 1969). Die Flechtingen-Roßlauer Scholle wird zwischen Bebertal (Blatt 3733) und Behnsdorf (Blatt 3632) von einer NW-SE verlaufenden Störung, der Behnsdorf-Störung, durchzogen, die sich nach BURCHARDT (1974) nach NW in die Weferlinger Triasplatte bis Ribbensdorf (Blatt 3632) fortsetzt, nordöstlich von Behnsdorf die Behnsdorf-Belsdorf Störung begrenzt und nordwestlich von Bebertal von der SW-NE verlaufenden Bebertal-Störung abgeschnitten wird (vgl. Anlage 23, Blatt 1). Von der SW-Ecke des Blattes Calvörde bis östlich von Altenhausen lassen sich aus dem Isohypsenverlauf der Unterfläche der jungmittel- bis obereozänen Glaukonitsande keine Hinweise auf neotektonische Bewegungen an dieser Störung erkennen. Allerdings könnten die geringen Unterschiede in der Höhenlage der Unterfläche der präglazialen Kiese im Stempelteich-Busch nordwestlich von Ivenrode (Blatt 3733) auf schwache Bewegungen an dieser Störung hindeuten. Im nördlich der Behnsdorf-Störung gelegenen Teil des Vorkommens, in dem auch die Bohrung RKS Mors 64/94 abgeteuft wurde, liegt sie bei ca. +133 m NN, im wahrscheinlich südlich dieser Störung befindlichen Teil des Vorkommens liegt sie dagegen bei ca. +136,5 m NN (vgl. Tabelle 4). Anders ist die Situation im Bereich des südöstlichen Teilstückes der Behnsdorf-Störung zwischen östlich von Altenhausen und der Bebertal-Störung. Nordöstlich der Behnsdorf-Störung liegen die Rupel-Basissande zwischen ca. + 100 bis + 115 m NN unter Ausfall der Silberberg-Schichten auf Relikten der jungmittel- bis obereozänen Glaukonitsande bzw. direkt auf Rotliegendem und damit ca. 15 - 20 m tiefer als südwestlich dieses Störungsabschnittes.

Etwa 1 km nordöstlich von Bebertal bzw. ca. 1 km nördlich bis nordwestlich von Dönstedt sind auf Blatt Neuhaldensleben über der Culm-Verbreitung in drei Handbohrungen und in einem anstehenden Vorkommen glaukonitische Sande festgestellt worden, die WIEGERS (1919) dem Unter-Oligozän im Sinne der heutigen Silberberg-Schichten zuordnete, die aber wie die glaukonitischen Sande der östlich von Altenhausen abgeteufte Bohrung Dp Mors 27/89 sehr wahrscheinlich ebenfalls zu den Rupel-Basissanden gehören. Ihre Oberfläche liegt in dem am weitesten westlich gelegenen Relikt zwischen + 95 bis + 101 m NN, im ca. 200 m weiter östlich gelegenen „mittleren“ Relikt bei + 85 m NN und im noch 200 m weiter nach Osten anschließenden dritten Vorkommen bei + 81 m NN; die Basisfläche der Sande dürfte nur wenige Meter tiefer liegen. Zwischen dem westlichen und den beiden östlichen Vorkommen wird eine Störung, die Dönstedt-Störung, angenommen, an der die Rupel-Basissande in der nach Osten angrenzenden Scholle um 10-15 m abgesenkt sind. Ihre Lage stimmt mit einer von BURCHARDT (1974) vermuteten SSE-NNW verlaufenden Störung überein, die sich von der Bebertal-Störung nach NNW bis nördlich Bulstringen in die Scholle von Calvörde erstreckt. Diese Störung setzt sich von der Bebertal-Störung, an der sie nach SW versetzt ist, als Rottmersleben-Störung nach SE bis in den Raum Magdeburg fort.

Zwischen Dönstedt und Klein Rottmersleben und ca. 500 m westlich von Groß Rottmersleben (Blatt Neuhaldensleben) sind in Handbohrungen zwischen + 95 bis + 97 m NN glaukonitische Sande angebohrt worden, die nach der Geologischen Karte, Blatt Neuhaldensleben, Culm überlagern. Sie gehören mit ziemlicher Sicherheit ebenfalls zu den Rupel-Basissanden und befinden sich in etwa der gleichen Höhenlage wie die glaukonitischen Sande im westlichsten Teil der Dönstedter Vorkommen.

Im Grenzbereich zwischen Blatt Neuhaldensleben und Blatt Groß Rodensleben (3834) sind zwischen Bornstedt und Klein Rottmersleben bei ca. +125 m NN in einer Handbohrung glaukonitische Sande angetroffen worden (DIENEMANN et al. 1923), die zu den Rupel-Basissanden gehören dürften und mit wahrscheinlich nur wenigen Metern Mächtigkeit nach der Karte ohne känozoische Bildungen i.M. 1:200 000, Blatt Magdeburg (BURCHARDT 1974) über Unteren Buntsandstein oder über Zechstein hinweggreifen. Zwischen diesem und den vorstehend zwischen Dönstedt und Groß Rottmersleben genannten Vorkommen von Rupel-Basissanden (?) befindet sich die Rottmersleben-Störung, an der nach der NN-Lage dieser vermutlich autochthonen Vorkommen postmitteloligozäne Sprunghöhen von ca. 30 m zu verzeichnen sind.

Am Nordrande der Flechtingen-Roßlauer Scholle sind zwischen Althaldensleben (Blatt 3734), Vahldorf und Wolmirstedt olivgrüne, fossilfreie, glaukonitische, nach oben toniger werdende Sande und ohne scharfe Grenzen nach oben anschließende sandige, mehr oder weniger glaukonitische Tone von WIEGERS (1919, 1920b) dem Unter-Oligozän und die darüber folgenden grauen bis bräunlichen fetten Tone dem Rupel-Ton zugeordnet worden. Nach den Ergebnissen der auf der angrenzenden Scholle von Calvörde auf Blatt Wolmirstedt abgeteuften Bohrungen Bismarkshall IV/- und XI/- sowie der Flachbohrung Bismarkshall I entsprechen die glaukonitischen Sande den Rupel-Basissanden und die anschließenden wechselnd glaukonitischen Tone und die grauen Tone dem Rupel-Ton. Die Höhenlagen des Ausstriches der Rupel-Basissande und der Unterfläche des Rupel-Tones im Raume Althaldensleben-Vahldorf sind Tabelle 2 zu entnehmen, Tabelle 3 enthält entsprechende Daten wichtiger, auf den Blättern Neuhaldensleben und Wolmirstedt abgeteufte Bohrungen.

Aus der Höhenlage der Unterfläche des Rupel-Tones zwischen Althaldensleben und Vahldorf am Nordrande der Flechtingen-Roßlauer Scholle mit dem von ihm zugrundegelegten Durchschnittswert von + 70 m NN (Tabelle 2) und den Ergebnissen der in Neuhaldensleben am Bahnübergang Schützenstraße abgeteufte Bohrung (Tabelle 3), die den Rupel-Ton bei - 8 m NN noch nicht durchsunken hatte, schloß WIEGERS (1919, S. 36/37) auf postoligozäne Bewegungen mit einer Sprunghöhe von 80 - 100 m am Haldenslebener Abbruch.

Lokalität zwischen Althaldensleben und Vahldorf	Höhenlage des Ausstriches der Rupel-Basissande nach geologischer Karte bzw. erbohrt in m über NN	Höhenlage der Unterfläche des Rupel-Tones in m über NN		Höhenlage des Ausstriches präglazialer Kiese in m über NN
		nach geologischer Karte bzw. erbohrt	nach WIEGERS (1919, S. 36)	
Hinzenberg	+ 64 bis + 73	+ 70 bis + 73	-----	-----
Fasanerie Althaldensleben	+ 60 bis + 66	- + 63 (Handbohrung)	-----	-----
östlich der Straße Althaldensleben-Hundisburg	+ 73 bis + 83	- + 85 (Handbohrung)	-----	-----
Althaldenslebener Höhe + 77,4 m NN	+ 56 bis + 72	+ 63 bis + 72	+ 75	-----
Althaldenslebener Höhe (Wein-Berg) + 87,4 m NN	+ 58 bis + 70	+ 57 bis + 87	+ 70	+ 80 bis + 87 und + 75 bis + 81
Strohberg	-----	+ 70 bis + 82 (Ausstrich)	+ 75	-----
Fuchsberg-Hitzeberg	-----	+ 58 bis + 81 (Ausstrich)	+ 70	-----
Klapperberg	-----	+ 63 bis + 80 (Ausstrich)	+ 65 bis + 70	-----
Kleiberg	-----	+ 54 bis + 85 (Ausstrich)	-----	-----
Langer Berg	-----	+ 57 bis + 81 (Ausstrich)	-----	-----
Thurm-Berg bei Vahldorf	Vermutete Basis ca. + 30	+ 47 bis + 51 (Ausstrich)	-----	-----

Tabelle 2: Höhenlagen der Rupel-Basissande, der Unterfläche des Rupel-Tones und präglazialer Kiese im Raum Althaldensleben-Valdorf

Nach den Ergebnissen der in Althaldensleben auf dem Hofe der Brauerei Schreier im Ausstrichbereich der Rupel-Basissande abgeteufte Bohrung (Tabelle 3) wurde der Rupel-Basissand von ca. + 55 m bis ca. + 41 m NN über Culm durchbohrt. Seine Mächtigkeit von 14 m entspricht den aus Bohrungen im Blattgebiet Wolmirstedt vorliegenden Mächtigkeiten des Rupel-Basissandes von 14,2 - 16,1 m. Nach der Geologischen Karte, Blatt Neuhaldensleben (WIEGERS 1919), liegt der Ausstrich der Rupel-Basissande bei Althaldensleben zwischen Hinzenberg und Weinberg im Bereich von + 56 m bis + 83 m NN. Daraus ist abzuleiten, daß die hier, am Südrande des Magdeburger Urstromtales, anstehenden Rupel-Basissande und der darüberfolgende Rupel-Ton glazigen-dynamisch lagerungsgestört sind. Die ungefähre Amplitude der glazigenen Lagerungsstörung ergibt sich aus der Differenz der Höhenlage des Rupel-Basissandes in der Brauereibohrung und in den Oberflächen-Ausstrichen. Sie beträgt ca. 15 - 20 m. Von den glazigenen Lagerungsstörungen mit betroffen sind auch die präglazialen Kiese am Weinberge östlich von Althaldensleben, die wahrscheinlich um den gleichen Betrag hochgestaucht sind. Bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit des Rupel-Basissandes von ca. 15 m und einer Differenz von nur ca. 2 m bis zur Basis des Rupel-Tones in der in Neuhaldensleben am

Bahnübergang Schützenstraße abgeteufte Bohrung würde die Basis der Rupel-Schichten hier bei ca. - 25 m NN liegen, wobei das Tertiär nach BURCHARDT (1974) sehr wahrscheinlich Oberen Buntsandstein überlagert. Die auf den Blättern Neuhaldensleben und Wolmirstedt abgeteufte Bohrung (siehe Tabelle 3) zeigen, daß die Höhenlage der Unterfläche des Rupel-Basissandes im Bereich des Störungssystems des Haldenslebener Abbruchs differenziert ist und hier mindestens zwischen ca. - 5 bis + 23 m NN liegt. Über dem steilstehenden Zechstein ist, worauf auch schon WIEGERS (1919, S. 36) hinwies, mit Subrosion zu rechnen, ebenso über Oberem Buntsandstein. Die Höhendifferenz der Auflagerungsfläche der Rupel-Basissande über dem Culm in der Brauereibohrung Althaldensleben bzw. über dem Unteren Buntsandstein in der Zuckerfabrikbohrung Neuhaldensleben beträgt nur 18 m, von der Brauereibohrung Althaldensleben zur Bohrung Schützenstraße Neuhaldensleben dagegen wahrscheinlich max. 70 m, wobei in dem letztgenannten Betrag möglicherweise ein subrosionsbedingter Anteil enthalten ist. Die genannte Höhendifferenz von max. 70 m der Unterfläche der Rupel-Basissande liegt damit anscheinend an der Obergrenze der postoligozänen Sprunghöhe am Störungssystem des Haldenslebener Abbruchs.

TK	Bohrung mit Höhe in m NN	oberstes erbohrtes Prätertiär	Tertiär-basis in m NN	Unterfläche des Rupel-Basissandes in m NN	Mächtigkeit des Rupel-Basissandes in m NN	Unterfläche des Rupel-Tones in m NN	Mächtigkeit des Rupel-Tones in m NN	Quartär-basis in m NN
3734	Neuhaldensleben Bahnübergang Schützenstraße 1911, ca. + 52,0	-----	nicht erbohrt	nicht erbohrt (wahrscheinl. Teufe bei ca. -25 m NN)	nicht erbohrt	- 8 m (nicht durchbohrt)	18 m (nicht durchbohrt)	+ 10,0
3734	Neuhaldensleben Zuckerfabrik 1926, ca. + 54,0	Unterer Buntsandstein	ca. + 23,0	ca. + 23,0	5,4	-----	-----	ca. + 28,0
3734	Althaldensleben Hof der Brauerei Schreier 1913, ca. + 63,0	Culm	ca. + 41,0	ca. + 41,0	14,0	-----	-----	ca. + 55,0
3735	Flachbohrung Bismarkshall I + 50,0	Buntsandstein	- 6,0	+ 12,0	15,3	+ 27,3	11,7	+ 39,0
3735	Bismarkshall IV/- + 45,0	Unterer Buntsandstein	-23,6	- 5,2	15,7	+ 10,5	4,5	+ 15,0
3735	Bismarkshall XI/- + 45,0	Unterer Buntsandstein	+ 6,2	+ 6,2	16,1	+ 23,3	11,7	+ 34,0
3735	Bismarkshall XII/- + 48,0	Mittlerer Buntsandstein	- 4,5	- 4,5	10,0	-----	-----	+ 5,5
3735	Wolmirstedt 3/63 + 63,4	?	?	- 24,6	15,0	- 9,6	22,0	+ 12,4
3735	Wolmirstedt 4/63 + 59,0	Mittlerer Buntsandstein	- 82,8	- 34,4	18,4	- 16,0	18,4	+ 2,4
3735	Wolmirstedt 5/63 + 59,7	?	?	- 20,3	14,2	- 6,1	21,2	+ 15,1
3735	Wolmirstedt 6/63 + 61,6	?	?	-16,9	15,9	- 1,0	10,0	+ 9,0

Tabelle 3: Höhenlage der Tertiär- und Quartärbasis, Höhenlage und Mächtigkeit von Rupel-schichten nach Bohrungen

Zumindest einige der Querstörungen, die den Haldenslebener Abbruch in SSE-NNW- bzw. in SE-NW-Richtung durchsetzen (BURCHARDT 1974) sind postmitteloligozän aktiviert worden. So erwähnt WIEGERS (1920b) beiläufig, daß „... südlich von Thurmberge Mittel- und Unteroligozän gegeneinander verworfen sind“. Unter Bezug auf die zu revidierende lithostratigraphische Zuordnung der sandigen, glaukonitischen Tone zum Unter-Oligozän (siehe Kap. 4.3.2.1) ist hier aber der basale Rupel-Ton gegen einen höheren Abschnitt des Rupel-Tones verworfen. Auf dem Thurmberge (Blatt Wolmirstedt, 3735) stehen nördlich des Rupel-Tones Culm und Zechstein nebeneinander an und sind wahrscheinlich durch die gleiche Störung getrennt.

Präglaziale Kiese mit der gleichen Zusammensetzung wie die von verschiedenen Lokalitäten des Blattes 3733 und vom Weinberge bei Althaldensleben treten östlich von Klein Ammensleben am Wege nach Heikendorf auf, wo sie bei ca. +72,5 m NN Rupel-Ton überlagern (ZIERMANN et al. 1998). Sie befinden sich damit in annähernd der gleichen Höhenlage wie die präglazialen Kiese vom Weinberge bei Althaldensleben (vgl. Tabelle 4). Nach der Höhenlage des Ausstriches des nach W bis zum Drömse-Berg, Blatt 3734, verbreiteten Rupel-Tones von ca. + 65 bis ca. +125 m NN ist es jedoch sehr wahrscheinlich, daß der Rupel-Ton und damit auch die präglazialen Kiese glazigene Lagerungsstörungen aufweisen.

Aus der Analyse der Höhenlage der obereozänen (einschließlich der jungmitteleozänen) und der unteroligozänen Transgressionsfläche auf der Weferlinger Triasplatte und auf dem Rotliegend- und dem Culm-Anteil der Flechtingen-Roßlauer Scholle zwischen Flechtingen und Magdeburg resultiert folgendes:

Am höchsten liegt die jungmittel- bzw. obereozäne Transgressionsfläche auf der Weferlinger Triasplatte im NW-Teil des Tertiärvorkommens von Hörsingen-Erxleben-Emden-Altenhausen-Ivenrode mit ca. + 148 bis + 153 m NN. In die Hochlage einzubeziehen sind auch ein kleines Relikt vorkommen von Silberberg-Schichten im Groß Bartenslebener Forst zwischen Hörsingen und Groß Bartensleben mit einer Höhenlage dieser Transgressionsfläche von ca. + 140 m NN oder höher und ein von der Bohrung RKS Mors 53/94 auf den Langen Bergen nordwestlich von Alleringersleben in der Allertalzone erbohrtes Relikt wahrscheinlich des oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten, dessen Basis bei ca. + 137 m NN liegt. Nordwestlich einer etwa durch die Ortschaften Schwanefeld, Eschenrode, Behnsdorf, Belsdorf gebildeten Linie sinkt die Transgressionsfläche nach NW ab und liegt zwischen Behnsdorf und Belsdorf über Unterem Buntsandstein und über Rotliegendem bei ca. + 120 m NN (oder noch mehrere Meter tiefer) bis ca. + 130 m NN. Wahrscheinlich erfolgt das Absinken der Transgressionsfläche an SW-NE verlaufenden Störungen, wie der Schwanefeld- und/oder der Schwanefeld-Nord-Störung, die sich, von der Schölecke-Störung versetzt, weiter nach NE bis in die Flechtingen-Roßlauer Scholle fortsetzen (vgl. Anlage 23).

In den am SW-Rande der Weferlinger Triasplatte auf Blatt Weferlingen im Raum Hödingen-Weferlingen-Döhren (Blatt 3632) über Unterem, z.T. auch über Mittlerem Muschelkalk und evtl. Oberem Buntsandstein erhalten gebliebenen Reliktorkommen von Silberberg-Schichten liegt die Basisfläche dieser Bildungen mit ca. + 80 bis ca. + 110 m NN erheblich tiefer als im Raum Hörsingen-Erxleben-Ivenrode. Ursache dieser Einsenkungen sind wahrscheinlich Subrosionen im Oberen Buntsandstein; jedoch sind auch bruchtektonische Einsenkungen an Parallelstörungen zur NE-Rand-Störung der Allertalzone nicht auszuschließen.

Vom Raum Hörsingen bis westlich Bregenstedt, wo sich die mittel- bis obereozäne Transgressionsfläche bei + 148 m bis ca. + 153 m (?) NN befindet, sinkt sie nach NE bis zum NE-Rande ihrer heutigen Verbreitungsgrenze auf dem südlichen Randbereich des Rotliegend-Anteiles der Flechtingen-Roßlauer Scholle auf Blatt 3733 bis auf ca. + 120 m bis + 125 m NN ab. Auf der südöstlichen Fortsetzung der Weferlinger Triasplatte und des Rotliegend-Anteiles der Flechtingen-Roßlauer Scholle fehlen auf Blatt Groß Rodensleben (3834) bisher Nachweise von marinem Ober-Eozän; noch weiter südöstlich auf Blatt Magdeburg (3835) ist es jedoch weitflächig nachgewiesen. In Magdeburg-Diesdorf befindet sich die obereozäne Transgressionsfläche über Rotliegendem zwischen + 51 m bis + 56 m NN und dort und an der Sternbrücke in Magdeburg über Zechstein zwischen + 32 bis + 38 m, wobei über Zechstein möglicherweise Subrosion zu einem lokalen Einsinken des Ober-Eozäns geführt haben könnten. Die (mittel- bis) obereozäne Transgressionsfläche sinkt danach vom Raum Hörsingen-Bregenstedt (Blatt 3732, 3733) nach SE bis Magdeburg um ca. 90-100 m ab, bzw. vom Raum Hörsingen-Bregenstedt nach E und NE bis zum NE-Rande des Rotliegend-Anteiles der Flechtingen-Roßlauer Scholle auf Blatt 3733 um ca. 20-30 m und nach NW bis in den Raum Behnsdorf-Belsdorf auf Blatt 3632 auf der Weferlinger Triasplatte und dem Rotliegenden der Flechtingen-Roßlauer Scholle ebenfalls um ca. 20-30 m.

Die Transgressionsfläche der Rupel-Basissande erreicht mit ca. + 155 bis + 165 m NN ebenfalls im Raum Hörsingen-Bregenstedt ihre höchste Lage ist hier aber glazigen Lagerungsgestört. Auf der Weferlinger Triasplatte sinkt sie nach SE über ca. + 120 m NN nördlich Bornstedt (Blatt 3834) bis Magdeburg-Sudenburg (Blatt 3835) auf ca. + 55 bis + 60 m NN, d.h. um ca. 100 m, ab. Vom Raum Hörsingen-Bregenstedt bis an den Nordrand der Flechtingen-Roßlauer Scholle bei Althaldensleben, wo die Unterfläche der Rupel-Basissande bei + 41 m NN über Culm erbohrt wurde, sinkt sie um ca. 105-115 m ab. Von Althaldensleben bis Magdeburg-Olvenstedt, auf dem Culm-Anteil der Flechtingen-Roßlauer Scholle von NW nach SE, steigt die Transgressionsfläche der Rupel-Basissande auf ca. + 58 m an. Von Magdeburg-Olvenstedt bis Barleben, nach N bis NE, sinkt sie bis auf + 30 bis + 35 m NN ab.

Die auf Blatt Erxleben (3733) auf dem Spitzberge nordöstlich von Hörsingen bei ca. + 149 m bis + 155 m NN und im Stempelteich-Busch nordwestlich von Ivenrode bei ca. 131-137 m NN sowie auf Blatt Neuhaldensleben (3734) am Weinberge südöstlich von Althaldensleben zwi-

schen ca. + 77 bis ca. + 85 m NN erhalten gebliebenen präglazialen Kiese sind wie die im Allertal zwischen Alleringersleben-Morsleben-Beendorf westlich Schwanefeld aufgeschlossenen bzw. erbohrten präglazialen Kiese (Punkt 4.4.2 und Tabelle 4), zuletzt nach ZIERMANN et al. (1998), auf Grund ihrer übereinstimmenden Geröllgemeinschaft einem aus dem Harz herzuleitenden Fluß bzw. Flußsystem zuzuordnen. Der Höhenunterschied der Basis der Schotterkörper auf dem Spitzberge und am Weinberge beträgt damit ca. 70 bis 78 m. Da die tertiäre Schichtenfolge am Nordrande der Flechtingen-Roßlauer Scholle zwischen Althaldensleben und Vahldorf glazigen um ca. 15 m hochgestaucht ist, müßten auch die präglazialen Kiese am Weinberge präelsterkaltzeitlich um ca. 15 m tiefer gelegen haben, d.h. bei + 62 bis + 70 m NN. Die Höhendifferenz der präglazialen Kiese zwischen den Vorkommen am Spitzberge und am Weinberge könnte demzufolge stauchungsbereinigt etwa 85 bis 93 m betragen. Wenn die Rupel-Basissande auf dem Spitzberge erhalten geblieben wären, müßten deren Unterfläche hier mindestens bei + 155 m, d.h. im Niveau der Unterfläche der präglazialen Kiese oder etwas höher liegen. Die Höhendifferenz der Transgressionsfläche des Rupel-Basissandes zwischen dem Spitzberge und dem Nordrande der Flechtingen-Roßlauer Scholle bei Althaldensleben (+ 41 m NN) von ca. 114 m (oder > 114 m) ist damit um ca. 21-29 m größer als die der Auflagerungsfläche der präglazialen Kiese am Spitzberge bzw. am Weinberge bei Althaldensleben. Dieser Differenzbetrag von ca. 21 bis 29 m entfällt auf Bewegungen im Zeitraum Postoligozän bis zum Beginn der Sedimentation der präglazialen Kiese.

Die Weferlinger Triasplatte und die Flechtingen-Roßlauer Scholle von ihrem NE-Rande bis in den Magdeburger Raum sind demzufolge im Zeitraum nach dem Oligozän bis vor Ablagerung der präglazialen Kiese schwach und im Zeitraum nach Ablagerung der präglazialen Kiese bis wahrscheinlich präsaalekaltzeitlich sehr viel stärker als einheitliche Scholle am Haldenslebener Abbruch relativ zur Scholle von Calvörde herausgehoben worden. Wie schon DIENEMANN et al. (1923) annahmen, hat die nach den Lagerungsverhältnissen als postoligozän bis „vorpräglazial“ zu datierende „erste“ Phase der Hebungsvorgänge sehr wahrscheinlich erst im späten Jungtertiär eingesetzt. Im Ergebnis der neotektonischen Gesamtbewegungen wurde der NW-Teil dieser Scholle dabei stärker herausgehoben als ihr SE-Teil, wobei auch der Anstieg der unteroligozänen Transgressionsfläche vom Haldenslebener Abbruch bis zum SW-Rande dieser Scholle in ihrem NW-Teil erheblich stärker ist als in ihrem SE-Teil. Die ungleichmäßige Verbiegung der unteroligozänen bzw. jungmittel- bis obereozänen Transgressionsflächen ist nur dadurch erklärbar, daß an SE-NW bis SSE-NNW verlaufenden streichenden Störungen und an Querstörungen, wie sie von BURCHARDT (1974) dargestellt wurden, wahrscheinlich im Zusammenhang mit der von SE nach NW und von NE nach SW gerichteten Heraushebung der in Rede stehenden Scholle Bewegungen erfolgten. Dabei wurde der nordwestlich, westlich bzw. südwestlich der jeweiligen Störung gelegene Schollenteil jeweils gehoben, wodurch sich insge-

samt eine quasi staffelförmige Höhengliederung der gesamten Scholle ergibt. Die Sprunghöhen an diesen Störungen betragen wahrscheinlich bis zu 20-30 m.

Das Fehlen jungmitteleozäner und obereozäner Ablagerungen auf dem gesamten Culm-Anteil der Flechtingen-Roßlauer Scholle - vielleicht mit Ausnahme von in den Haldenslebener Abbruch einbezogenen Leisten- oder Keilschollen mit Culm - und die reliktförmige Erhaltung entsprechender Bildungen auf ihrem Rotliegend-Anteil zwischen Belsdorf (Blatt 3632) und Magdeburg (Blatt 3835) sind sehr wahrscheinlich auf das relative Absinken der Rotliegend-Teilscholle der Flechtingen-Roßlauer Scholle an NW-SE verlaufenden Störungen im Zeitraum der Wende Eozän/Oligozän zurückzuführen.

Am Haldenslebener Abbruch, der die Flechtingen-Roßlauer Scholle gegen die Scholle von Calvörde begrenzt, hatte bereits WIEGERS (1919) aus der Höhenlage des am Nordrande der Flechtingen-Roßlauer Scholle zwischen Althaldensleben (Blatt 3734) und Vahldorf (3735) anstehenden Rupel-Tones und einer in Neuhaldensleben bis in den Rupel-Ton abgeteufte Bohrung auf postoligozäne Sprunghöhen von 80-100 m geschlossen. Nach den Ergebnissen einer in Althaldensleben abgeteufte, aber von Wieggers nicht berücksichtigte Bohrung, die den Rupel-Basissand über Culm durchteufte, ist die postoligozäne Sprunghöhe am Haldenslebener Abbruch hier auf max. 70 m zu präzisieren.

Bezogen auf die Höhenlage der Unterfläche der unteroligozänen Rupel-Basissande sind zwischen der Weferlinger Triasplatte im Raum Hørsingen-Bregenstedt und dem SW-Rande der Scholle von Calvörde zwischen Neuhaldensleben und Wolmirstedt postoligozän neotektonische Hebungen von 150-170 m erfolgt.

Allertalzone

Die in der Allertalzone auf den Blättern Helmstedt (3732) und Weferlingen (3632) gelegenen Tertiärvorkommen befinden sich fast ausnahmslos nordöstlich der jungoberkretazischen Subrosionssenken. Nur in den Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld und nordwestlich von Walbeck könnten, jeweils an deren SW-Rand, tertiäre Ablagerungen engbegrenzt über jungoberkretazische Bildungen hinweggreifen. In den auf Blatt Hötensleben (3832) bei Wefensleben abgeteufte Bohrungen Höt 9/- und Höt 10/- wurden glaukonitische Sande und glaukonitische, z.T. geröllführende sandige Tone über Dogger und unter Quartär angetroffen. Sie befinden sich im Bereich des SW-Flügels der Allertalzone in einem stark gestörten Gebiet und können jungoberkretazisches oder mittel- bis obereozänes Alter besitzen.

Von allen in der Allertalzone befindlichen Tertiärvorkommen sind die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs am besten im Vorkommen westlich von Schwanefeld untersucht. Es stellt eine etwa N-S streichende Senke dar. Die ältesten Tertiärablagerungen in dieser Tertiärsenke west-

lich von Schwanefeld sind die oberpaläozänen (?) bis frühuntereoziänen limnisch-fluviatilen Fuchskuhlenberg-Schichten. Am SW- und S-Rande der Tertiärsenke nehmen sie einen ca. 250-400 m breiten Streifen ein, der nach N spitzwinkelig auskeilt (Anl. 23, Bl. 1). Am NW-Rand der Tertiärsenke nehmen sie einen max. 300 x 100 m breiten Streifen und am NE-Rand, durch Störungen begrenzt (Anl. 23, Bl. 1), ein ebenfalls nur kleines Vorkommen ein, wobei diese beiden Vorkommen biostratigraphisch nicht datiert sind. Mit Ausnahme eines schmalen Streifens am SW-Rande des gesicherten Verbreitungsgebietes der Fuchskuhlenberg-Schichten, wo sie wahrscheinlich über Alleringerslebener Schichten hinweggreifen, überlagern sie Unteren Jura und Oberen Keuper. In einem nur etwa 50 m schmalen Streifen an der NE-Grenze ihres Hauptverbreitungsgebietes werden sie von jungmitteleozänen Ablagerungen, in dem kleinen Vorkommen am NW-Rande der Tertiärsenke vom wahrscheinlich oberen Abschnitt der Gehlberg-Schichten überlagert. Im größten Teil ihres Hauptverbreitungsgebietes und in dem kleinen Vorkommen am NE-Rande der Tertiärsenke greifen quartäre Ablagerungen über die Fuchskuhlenberg-Schichten hinweg.

Im größten Teil der Tertiärsenke transgredieren jedoch marine jungmitteleozäne Bildungen bzw. der erosionsdiskordant über diese hinweggreifende obereozäne obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten unter Ausfall der Fuchskuhlenberg-Schichten über Keuper. Die Tertiärbasis liegt im Zentrum der Tertiärsenke bei wahrscheinlich +70 bis +75 m NN; sie steigt an deren W- und NE-Rande bis fast auf +110 m NN an, an deren SW-Rande bis auf ca. +115 m NN (vgl. Anlagen 24-28). Im Hauptverbreitungsgebiet der Fuchskuhlenberg-Schichten liegt deren Basis mit wahrscheinlich ca. +85 m NN in der Nähe ihres nordöstlichen Ausstriches am tiefsten, steigt aber nach SW bis auf etwas weniger als ca. +110 m NN an. Noch weiter nach SW, in Richtung auf die Oberkreidesenke fällt sie sehr wahrscheinlich flach nach SW ein.

Der Verlauf der Basis-Isohypsen des marinen Tertiärs und der Basis-Isohypsen der Silberberg-Schichten (Anlage 23) zeigt, daß sich die Senkenachse während des Zeitabschnittes jüngeres Mitteleozän bis Obereozän schwach von E nach W verlagert hat. Die allseitig zum Senkeninneren einfallenden marinen Tertiärbildungen werden von erosiv übergreifendem Quartär gekappt. Der Verlauf dieser Basis-Isohypsen zeigt eine deutliche Übereinstimmung mit dem rezenten Relief, wobei als einzige Abweichung die eozäne Senke nach NW geschlossen, die rezente Senke aber nach NW geöffnet ist.

Am NE-Rande der Tertiärsenke wurde von der Bohrung T Wak Hl 22/64 und den flachseismischen Bohrungen 9420/1117f, 9420/1129f und 9420/1137f (Anl. 24) eine NW-SE verlaufende Störung angetroffen. Während die Bohrung T Wak Hl 22/64 unter marinen jungmittel- bis obereozänen Bildungen Oberen Keuper und darunter nochmals jungmittel- bis obereozäne Glaukonitsande erbrachte (vgl. Anlagen 23, 27), hat die Bohrung 9420/1117f unter Oberem Keuper Glaukonitsande angeschnitten. Die Bohrungen 9420/1129f und 9420/1137f durchteuften unter Oberem Keuper Glaukonitsande und wurden unter diesen im Oberen Keuper eingestellt (Anl.

24). Von der ca. 200 m nordöstlich dieser Störung abgeteufte Bohrung T Wak Hl 29/64 wurde unter geringmächtigen Sanden und ca. 13 m mächtigen Tonen Oberer Keuper und darunter Glaukonitsande erbohrt, so daß auch diese Bohrung eine Störung antraf. Wegen der Zuordnung der ca. 13 m mächtigen Tone zu den Fuchskuhlenberg-Schichten ist zwischen den beiden genannten Störungen eine weitere Störung anzunehmen. Etwa 90 m nordöstlich der Bohrung T Wak Hl 29/64 befindet sich die NE-Rand-Störung der Allertalzone. Daher wird angenommen, daß das nach SW anschließende, durch die vorstehend genannten Bohrungen belegte Störungssystem mit der großen NE-Rand-Störung verbunden ist.

Aus der stratigraphischen Abfolge und den Lagerungsverhältnissen des Tertiärs sowie den Lagerungsbeziehungen zur Oberkreidesenke ergibt sich folgender möglicher Ablauf für die Entstehung und Erhaltung der Tertiärsenke westlich von Schwanefeld:

1. Vor Beginn der Sedimentation der Fuchskuhlenberg-Schichten sind hier die jungoberkreatazischen Walbecker und Alleringerslebener Schichten vollständig abgetragen worden.
2. Im späten Paläozän bis frühen Unter-Eozän wurden in der Allertalzone die limnisch-fluviatilen Fuchskuhlenberg-Schichten und möglicherweise noch jüngere, heute nicht mehr erhalten gebliebene untereozäne Sedimente abgelagert. Im Raum westlich von Schwanefeld, im heutigen Hauptverbreitungsgebiet der Fuchskuhlenberg-Schichten, erfolgten syn- bis postsedimentäre Subrosionen im Zechsteinsalz, vielleicht auch Auslaugungen im Hutgestein, die zu einer Einsenkung der Fuchskuhlenberg-Schichten führten. Im Bereich der späteren jungmitteleozänen bis mindestens obereozänen Senke war die Subrosion dagegen deutlich geringer. Während des späteren Unter-Eozän bis zum unteren Mittel-Eozän fanden weiträumige Abtragungen statt, die im Bereich mit geringer subrosiver Einsenkung der Fuchskuhlenberg-Schichten deren vollständige Entfernung bewirkten, während diese Bildungen in ihrem heutigen Hauptverbreitungsgebiet infolge stärkerer subrosiver Einsenkung konserviert blieben.

Im späten Paläozän bis frühen Unter-Eozän oder im Zeitraum Unter-Eozän bis älteres Mittel-Eozän könnten aber auch geringe Salzumverteilungen in der Allertal-Salzstruktur zu einer schwachen halokinetischen Aufwölbung unter dem Keuper im Raum westlich von Schwanefeld und zur Ausbildung einer die Aufwölbung allseitig begleitenden, im SW- und S-Teil des heutigen Tertiärvorkommens stärker ausgeprägten Randsenke geführt haben. Während in dieser die Fuchskuhlenberg-Schichten konserviert wurden, wurden sie noch vor der jungmitteleozänen Transgression über der Aufwölbung abgetragen. Mit dieser Interpretation ist die Konservierung von Fuchskuhlenberg-Schichten am NW- und am NE-Rande der Tertiärsenke von Schwanefeld gut vereinbar. Das gilt auch für das aus dem flachseismischen Profil mo 9415f abzuleitende Auftreten einer Gleitscholle von Unterem Jura über der jungoberkreatazischen Subrosionssenke westlich des Fuchskuhlenberges, die danach im Zeit-

raum Unter-Eozän bis älteres Mitteleozän von der halokinetisch bedingten Aufwölbung abgeglitten ist.

3. Noch vor der jungmitteleozänen Transgression bildete sich auch hier, wie regional, durch weiträumige Abtragungen eine Peneplain heraus.
4. Über diese Peneplain transgredierte im Mittel-Eozän die Annenberg-Schichten und nach einer mit einer Schichtlücke verbundenen Abtragsphase über die nur noch sehr reliktsch erhaltenen Annenberg-Schichten die Glaukonitsande des unteren Abschnittes der Gehlberg-Schichten.
5. Durch Meeresspiegelschwankungen bedingt, erfolgte nach einem kurzzeitigen Hiatus im unteren Ober-Eozän die mit Abtragungen im Liegenden verbundene Transgression und Ablagerung des oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten und im oberen Ober-Eozän die anschließende Sedimentation der Silberberg-Schichten.
6. Die Konservierung der Erosionsrelikte der jungmitteleozänen Ablagerungen, vor allem aber die des relativ mächtigen oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten und der Silberberg-Schichten vor späteren Abtragungen, die zur weitflächigen Entfernung dieser Bildungen in der Allertalzone, auf der Weferlinger Triasplatte und auf der Lappwald-Scholle führten, ist in der Tertiärsenke von Schwanefeld sehr wahrscheinlich subrosionsbedingt. Die in den Anlagen 23, 25, 27 dargestellte Störung, die das Hauptverbreitungsgebiet der Fuchskuhlenberg-Schichten nach NE begrenzt, bildet möglicherweise den steilen SW-Rand dieser Subrosionssenke und ist jünger als Ober-Eozän.
7. Postsedimentär zum oberen Abschnitt der Gehlberg-Schichten, aber zeitlich nicht genauer eingrenzbar, erfolgten wahrscheinlich im Zusammenhang mit einer Reaktivierung von Teilstücken der NE-Rand-Störung der Allertalzone an zumindest streckenweise parallel zu dieser verlaufenden NE-vergenten Störungen Bewegungen, durch die die Fuchskuhlenberg-Schichten und das marine Mittel(?) bis Ober-Eozän staffelförmig abgesenkt wurden.
8. Auffällig ist die enge räumliche Übereinstimmung der Senkenzentren der marinen jungmitteleozänen und obereozänen Ablagerungen mit dem rezenten Relief. Da die Mächtigkeiten des Quartärs in der rezenten Depression aber gering sind, ergeben sich hieraus keine Anhaltspunkte für eine Fortsetzung der Subrosion im Quartär.

Von dem in der Allertalzone nach NW anschließenden Tertiärvorkommen (Anl. 23, Bl. 1) nordwestlich von Walbeck mit dem unteren und wahrscheinlich auch oberen Abschnitt der Gehlberg-Schichten und darüber folgenden Silberberg-Schichten sind die Lagerungsverhältnisse weniger gut bekannt. Im Hauptteil des Vorkommens transgredierte das Tertiär über Oberen Keuper, in dessen südwestlichen Randbereich über Unterem Jura, möglicherweise auch über jungoberkretazische Bildungen. Im SE wird das Tertiärvorkommen von den Niederterrassen-

Sedimenten der Aller begrenzt bzw. keilt es unter diesen gegen Oberen Keuper aus. Nach den wenigen Bohrungen, die hier das Tertiär durchteuften, handelt es sich bei diesem Vorkommen um eine max. 12 m tiefe Senke. Die Senkenachse liegt sehr wahrscheinlich nicht tiefer als bei ca. + 85 m NN.

Das auf Blatt Weferlingen nach NW anschließende Tertiärvorkommen, das sich vom NE-Hang des Stoppelberges über den SW-Rand des Spellersieck bis zum SE-Rande des Brandberges erstreckt, wird durch die Niederterrassensedimente des Klippmühlen-Baches unterbrochen und nordwestlich davon durch die saalekaltzeitliche Grundmoräne wahrscheinlich in mehrere Teilvorkommen aufgelöst. Nach der Karte ohne oberkretazische und jüngere Bildungen (BURCHARDT 1998) wird das Tertiärvorkommen von Oberem Keuper unterlagert, an seinem SW-Rande möglicherweise von Unterem Jura. Nach von SCHMIERER (1914b) aus einer Ziegelei-grube zwischen Weferlingen und Grasleben genannten Makrofossilfunden sind zumindest die Silberberg-Schichten auch hier vorhanden. Es ist wahrscheinlich, daß hier unter den Silberberg-Schichten (Anl. 23, Bl. 1) reliktsch auch Gehlberg-Schichten erhalten geblieben sind.

Die Konservierung der beiden letztgenannten, sich in SE-NW-Richtung erstreckenden Tertiärvorkommen ist entweder auf die Subrosion von Zechstein-Salzen oder auf die Einsenkung von Leistenschollen an halotektonischen Störungen zurückzuführen, zeitlich jedoch jeweils postsedimentär zum Ober-Eozän.

Im Raume zwischen Schwanefeld und Alleringersleben sind autochthone Tertiärablagerungen nur von der Bohrung RKS Mors 53/94 im Gebiet der Lange Berge nordwestlich von Alleringersleben angetroffen worden. Die Steinmergelkeuper überlagernden und von präglazialen Kiesen bedeckten, nur ca. 0,5 m mächtigen glaukonitischen Sande sind nach biostratigraphischen Untersuchungen zwar eindeutig tertiären Alters, aber wegen ihrer Fossilarmut nicht näher einstuftbar. Aufgrund ihrer Lagerungsverhältnisse sind sie sehr wahrscheinlich dem oberen Abschnitt der Gehlberg-Schichten zuzuordnen. Die in der Nähe der Bohrung RKS Mors 53/94 ebenfalls im Gebiet der Lange Berge auch über Oberkreide und Keuper hinwegreichenden präglazialen Kiese belegen, daß bis zum Beginn ihrer Ablagerung in diesem Teilstück der Allertalzone jungmittel- bis obereozäne und jüngere tertiäre Bildungen weitestgehend abgetragen waren.

Die Basisfläche des oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten (?) befindet sich in der Bohrung RKS Mors 53/94 bei ca. +137 m NN und damit im ungefähr gleichen Niveau wie die Basisfläche des oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten auf der Weferlinger Triasplatte im Raum Hörsingen - westlich Bregenstedt (vgl. Tabelle 4). Für den Vergleich der Höhenlage der Transgressionsfläche auf der Weferlinger Triasplatte und in der Allertalzone ist jedoch zu berücksichtigen, daß auch der unmittelbar nordöstlich an die Allertalzone angrenzende Untere Muschelkalk primär vollständig von diesen und jüngeren tertiären Bildungen bedeckt gewesen

sein dürfte. Dies folgt daraus, daß in dem Raum westlich von Hödingen bis nordwestlich von Weferlingen Relikte von Gehlberg- und Silberbergsschichten sehr wahrscheinlich subrosiv in den Unteren Muschelkalk eingesenkt sind. Auch die in die Karstspalte von Walbeck (WEIGELT 1939, S. 518) eingeschwemmten Fossilien der Unteroligozän-Transgression sind ein Indiz für die ehemals vollständige Bedeckung des Unteren Muschelkalkes mit den genannten tertiären Schichten. Das gilt mit Sicherheit auch für das Gebiet des Röt-Ausstriches zwischen dem zutage austreichenden Unteren Muschelkalk der Räume Walbeck-Schwanefeld und nördlich von Alleringersleben, aus dem bisher keine Nachweise tertiärer, insbesondere jungmitteleozäner bis oligozäner Ablagerungen vorliegen.

Die bei Klein Bartensleben über den Oberen Buntsandstein direkt hinweggreifenden präglazialen Kiese belegen, daß die primär vorhanden gewesenen Tertiärablagerungen hier vor Ablagerung der präglazialen Kiese abgetragen waren. Die Basis der präglazialen Kiese in dem Vorkommen bei Klein Bartensleben liegt mit + 100,9 bis + 123,7 m gegenüber denen im Bereich des Spitzberges nordöstlich von Hörsingen und der Bohrung Dp Mors 25/89 nordwestlich der Oberförsterei Bischofswald, die dort zwischen + 147,7 bis ca. + 155 m NN glazigen nicht lagerungsgestörte Silberberg-Schichten bzw. Rupel-Basissande überlagern, deutlich tiefer. Die heutige differenzierte Einsenkung der präglazialen Kiese im Raume Klein Bartensleben ist auf unterschiedlich intensive postpräglaziale Subrosion von Röt-Salzen zurückzuführen. Da im Gebiet des Röt-Ausstriches keine jungmitteleozänen bis oligozänen Ablagerungen erhalten geblieben sind, kann angenommen werden, daß die Basisfläche des marinen Tertiärs in diesem Gebiet wahrscheinlich bis zur Wende Tertiär/Quartär mindestens in gleicher Höhenlage oder noch höher gelegen hat als das marine Tertiär im Raume Hörsingen-Bischofswald. Weiterhin ist zu schließen, daß sich die Röt-Oberfläche bis zur Wende Tertiär/Quartär in wahrscheinlich annähernd gleicher Höhenlage befand, wie der Untere Muschelkalk der Räume Walbeck-Schwanefeld und nördlich von Alleringersleben. Der Untere Muschelkalk befindet sich nördlich von Alleringersleben bei max. + 170 m NN und östlich von Walbeck bei maximal ca. + 157 m NN. Bezogen auf die Lage der Basisfläche der Gehlberg-Schichten im Zentrum der Tertiärsenke westlich von Schwanefeld bei ca. + 75 m NN und die Höhenlage der Muschelkalkoberfläche am Südrande der Weferlinger Triasplatte zwischen Alleringersleben und Walbeck ergibt sich daraus ein Niveauunterschied von max. 80 - 95 m. Die Transgressionsfläche der Gehlberg-Schichten (?) in der Bohrung RKS Mors 53/94 liegt ca. 60 - 65 m höher als im Zentrum der Tertiärsenke westlich von Schwanefeld und ca. 50 m höher als in den tiefsten Punkten der Senkungsachse im Tertiärvorkommen nordwestlich von Walbeck. Die Höhenunterschiede dieser Transgressionsfläche in der Allertalzone sind auf differenzierte postsedimentäre Subrosion und nicht auf Bewegungen an eventuellen Störungen in der Allertalzone zurückzuführen. Die Differenz in der Höhenlage der Transgressionsfläche des oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten (?) in der Bohrung RKS Mors 53/94 zur Oberfläche des Unteren Muschelkalkes

nördlich von Alleringersleben von ca. 33 m könnte die Größenordnung des Maximalbetrages der postoligozänen Sprunghöhe an der NE-Randstörung der Allertalzone angeben.

Nach den vorstehenden Ausführungen kann angenommen werden, daß die NE-Rand-Störung der Allertalzone zugleich die Begrenzung der neotektonischen Scholle Weferlinger Triasplatte plus Flechtingen-Roßlauer Scholle im Bereich des Blattes Helmstedt bildet.

Während auf der Weferlinger Triasplatte, hier sogar im Bereich ihrer höchsten postoligozänen Aufwölbung zwischen Hørsingen und Bregenstedt, und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle Rupel-Schichten überliefert sind, fehlen sichere Nachweise von autochthonen Rupel-Schichten in der Allertalzone. Im Zentrum der Tertiärsenke westlich von Schwanefeld würde die Unterflache der Rupel-Basissande bei ca. + 104 m NN liegen, wenn diese dort erhalten geblieben wären. Sie würde damit dort ca. 40 - 50 m tiefer liegen als im Raum Hørsingen-Bregenstedt. Das Fehlen von Rupel-Schichten unter nur sehr geringmächtigem Quartär in den Tertiärvorkommen im Gebiet westlich von Schwanefeld bis nördlich von Grasleben spricht dafür, daß die Allertalzone hier während der postoligozänen, wahrscheinlich spätmiozänen bis frühpräglazialen großregionalen Hebungsphase noch stärker gehoben und dadurch noch stärker denudiert wurde als der NW-Teil der Weferlinger Triasplatte und daß die anschließende Absenkung der in Rede stehenden Tertiärvorkommen in der Allertalzone demzufolge noch jünger sein müßte. Jedenfalls hat hier in der Allertalzone gegenüber der Weferlinger Triasplatte und, noch beträchtlicher, gegenüber der Lappwald-Scholle eine Reliefumkehr stattgefunden.

Lappwald-Scholle

Auf der Lappwald-Scholle im engeren Sinne, d.h. ohne die Ostmulde der Helmstedt-Oscherslebener Tertiärsenke, fehlen jedoch gesichert autochthone Ablagerungen tertiären Alters. Die auf den Geologischen Karten von Preußen, Blatt Seehausen (3833) und Blatt Oschersleben (3933), in einem bis ca. 3 km breiten Streifen von Groppendorf (Blatt 3833) bis auf den Kamm der Lappwald-Scholle südöstlich von Alt-Brandsleben (Blatt 3933) sich erstreckenden Rupel-Schichten sind durch glazigene Dynamik stark lagerungsgestört. Nach den Ergebnissen der auf dem Kamm der Lappwald-Scholle im Bereich des Hohen Knie (Blatt 3933) abgeteufte Bohrung Dp Mors 29/89 werden die hier durchbohrten Rupel-Schichten von 0,7 m mächtigen kiesigen Sanden mit eindeutig nordischen Komponenten, wie z.B. Feuerstein und rotem Granit, unterlagert, die ihrerseits über Steinmergelkeuper hinweggreifen. Die Rupel-Schichten sind demzufolge hier nicht autochthon, sondern bilden eine Scholle im Quartär. Die im Grenzbereich Allertalzone/Lappwald-Scholle ebenfalls auf Blatt 3933, südlich von Seehausen, abgeteufte Bohrung Dp Mors 31/80 erbrachte ähnliche Ergebnisse. Oberer Keuper wird hier von einer 1,3 m mächtigen elsterkaltzeitlichen Lokalmoräne überlagert, an die sich nach oben eine 5,6 m mächtige Scholle von fossilführenden Schluffen wahrscheinlich der Allertal-

gerslebener Schichten und darüber ein 0,9 m mächtiger elsterkaltzeitlicher Geschiebemergel anschließen. Die darüber folgenden 9,2 m mächtigen tonigen Schluffe mit Glaukonitsandschlieren sind nach BACH (in REMUS et al. 1991) nach ihrer Foraminiferen-Fauna dem Rupel 2 zuzuordnen. Sie werden von 11,7 m mächtigen schwach glaukonitischen Sanden (Rupel-Basissand oder umgelagertes Tertiär) und daran anschließenden elsterkaltzeitlichem Geschiebemergel überlagert.

Ob die Rupel-Schichten in der vorstehend skizzierten Erstreckung insgesamt allochthon sind, kann nicht entschieden werden. Für neotektonische Auswertungen ist dieses große, vielfach zerlappte Vorkommen von Rupel-Schichten nicht geeignet.

4.4 Subrosion und Verkarstung in der Allertalzone

4.4.1 Zur Entstehung der jungoberkretazischen Senke auf der Allertalsalzstruktur

Die Entstehung der jungoberkretazischen Senke über der Allertal-Salzstruktur wird seit SCHMIERER (1909) auf Subrosion zurückgeführt, wobei die über der „Quadratenkreide von Morsleben-Alleringersleben“ lagernden heutigen Walbecker Schichten bis zu ihrer Einstufung in das Maastricht durch KRUTZSCH & MIBUS (1973) der tertiären „Älteren Braunkohlenformation“ zugerechnet wurden. JUBITZ et al. (1991: 414 ff) sahen in der jungoberkretazischen Abfolge die Füllung „... einer synsedimentären Grabenstruktur, genauer gesagt, Grabensenke ...“, die zwischen Weferlinger Triasplatte und Lappwald-Scholle eingesunken (ist), ohne daß der tektonische Anteil der Vertikalbewegungen vom subrosiven Anteil genetisch getrennt werden kann“. Aus ihrer Interpretation der im Tagebau der Sand- und Tonwerke Walbeck GmbH auftretenden Jura-Aufbrüche als ejektive Schichtdurchpressung durch die Platznahme eines „Mikrodiapirs“ entlang einer Spaltenzone sowie aus sedimentären Strukturen und lokalen Diskordanzen in den hier aufgeschlossenen Walbecker Schichten schlossen sie auf durch laramische Bewegungen ausgelöste Salzumverteilungen im Topbereich des „Allertaldiapirs“, die sie als 3. Diapistadium auffaßten. Die Einsenkung der jungoberkretazischen Abfolge beiderseits der Zone mit Jura-Aufbrüchen führten sie auf durch das Aufdringen des Mikrodiapirs initiierte Randsenkenbildungen zurück.

Mit der Interpretation der Jura-Aufbrüche als synsedimentär zu den jungoberkretazischen Ablagerungen durch Subrosion exhumierte Scheitelgrabenfüllung kann auf die ohnehin schwer verständliche Annahme eines Mikrodiapirs und die damit verbundene Entwicklung von Randsenken verzichtet werden. Die Entstehung der jungoberkretazischen Senke über der Allertalsalzstruktur, ihre Gliederung in die Hauptsenke und in die Nebensenke(n), die differenzierte Gestaltung der Unterfläche und Mächtigkeiten der jungoberkretazischen Bildungen und der

größte Teil der vielfältigen synsedimentären Strukturen und Lagerungsstörungen, wie sie von JUBITZ et al (1987, 1990 a, b) aus dem Tagebau Walbeck beschrieben wurden, wie intraformationelle Schichtgleitungen, Fließdecken und Verfaltungen, isolierte olisthostromartige Abrutschmassen, aber auch Störungen und Klüfte sind weitgehend auf differenzierte flächenhafte Subrosion zurückzuführen. Dagegen sind Trichterstrukturen (Dolinen) und die in den Bohrkerne insbesondere der Unteren Alleringerslebener Schichten der Bohrungen Dp Mors xx/1988-1990 und Dp Mors xx/1994-1995 festgestellten Lagerungsstörungen, u.a. rasch wechselndes und z.T. gegenläufiges Einfallen sowie Schichtabrisse, als Einsturzstrukturen zu deuten und auf Sulfatsubrosion oder Einbruch bzw. Ausfüllung von Karsthohlräumen zurückzuführen. Störungen und Klüfte könnten z.T. auch durch den tangentialen Druck der im wesentlichen aus Oberjura bestehenden Gleitmassen erzeugt worden sein, die im Raum westlich von Schwanefeld auf unterschiedliche Niveaus der Walbecker Schichten übergreifen.

4.4.2 Zum zeitlichen Ablauf von Subrosion und Verkarstung von der jüngeren Oberkreide bis in das Quartär

Die aus Bohrungen und Übertageaufschlüssen stammenden Hinweise auf Dolinen, Schlotten und Spalten im Hutgestein zeigen Verkarstungen im Hutgestein an. Der zeitliche Ablauf der Verkarstung läßt sich zwar nicht mehr vollständig, aber doch mit einigen wichtigen Etappen rekonstruieren.

Die als im geologischen Sinne gleichzeitig anzusehende Transgression der Unteren Alleringerslebener Schichten im oberen Unter-Campan setzt eine Peneplain voraus, die im Zeitraum Postconiac bis Früh-Unter-Campan entstanden sein muß. Die primär auch auf dem Allertaldiapir abgelagerten frühoberkretazischen Sedimente waren jedenfalls vor dem oberen Unter-Campan bereits abgetragen und das heutige Substrat (Liegende) der Unteren Alleringerslebener Schichten aus Hutgestein, Jura und Keuper freigelegt. Während dieser Zeit ohne Sedimentation hat die Verkarstung des Hutgesteins wahrscheinlich eingesetzt oder sich fortgesetzt. Das stark wechselnde Einfallen in den Unteren Alleringerslebener Schichten weist auf Einstürze im verkarsteten Hutgestein hin, während das in den Oberen Alleringerslebener Schichten, von vereinzelt lokalen Ausnahmen, wie in der Bohrung Dp Mors 20/88, abgesehen, nach oben rasch abnehmende Einfallen eine Unterbrechung der Sulfatsubrosion bzw. die Ausfüllung oder Plombierung der präexistierenden Karsthohlräume anzeigt. Unter den weitgehend limnisch-fluviatilen Sedimentationsverhältnissen, die während und sehr wahrscheinlich auch nach der Ablagerung der Walbecker Schichten herrschten, wurde die Verkarstung erneut aktiviert, wie die syn- bis frühpostsedimentären Trichterbildungen (Dolinenfüllungen) in den Unteren und Oberen Walbecker Schichten in den Walbecker Sandgruben belegen. Der zeitliche Abschluß dieser Trichter-

terbildungen ist nicht mehr rekonstruierbar, da deren Oberfläche durch postsedimentäre Abtragungen gekappt ist. Die Trichterbildungen sind hier anscheinend auf den nordöstlichen Flankenbereich der Oberkreide-Hauptsenke begrenzt. Da der Versatz von den Dolinenfüllungen zur umgebenden Schichtenfolge nach JUBITZ et al. (1990a, b) ca. 30-40 m beträgt, könnte die Dolinenbasis um diesen Betrag in die Hutgesteinsoberfläche eingesenkt sein. Der Dolineneinsturz könnte aber auch durch Sedimentwegführung in das bereits vor der Transgression der Unteren Alleringerslebener Schichten angelegte und syn- bis frühpostsedimentär erweiterte Hutgesteinskarstsystem erfolgt sein.

Die nächste Verkarstungsetappe umfaßt sehr wahrscheinlich den Zeitraum von Beginn des Paläozän bis zur jungmitteleozänen Transgression. Der bisher einzige Beleg dafür ist der Nachweis von paläozänen bis untereoazänen Palynomorphen, die zusammen mit oberkretazischen Sporomorphen, Palynomorphen und Dinoflagellaten-Zysten aus der Bohrung Dp Mors 20/88 von -87,8 bis -92,6 m NN durchteuften und mit konglomeratischen Sedimenten ausgefüllten Karstschlotten isoliert wurden. Das Fehlen mitteleozäner oder noch jüngerer tertiärer und quartärer mikrobotanischer Fossilien in diesen Schlottenfüllungen macht eine postuntereoazäne Einspülung des Sedimentmaterials in die Karstschlotten wenig wahrscheinlich, auch wenn eine sehr junge, d.h., spättertiäre bis frühquartäre Einspülung des Materials nach Abtragung aller postuntereoazänen tertiären Deckschichten nicht völlig ausgeschlossen werden kann.

Da vor Beginn der Transgression der Unteren Alleringerslebener Schichten freiliegende Bereiche der Hutgesteinsoberfläche anschließend von der jungoberkretazischen Schichtenfolge primär vollständig bedeckt waren, müssen vor der Einschwemmung von paläozänem bis untereoazänem Sedimentmaterial in die Karstschlotten jedenfalls folgende Bedingungen erfüllt gewesen sein:

- Abtragung der jungoberkretazischen Schichtenfolge auf der Medianen Hutgesteinsaufwölbung bis auf geringmächtige Relikte von Unteren Alleringerslebener Schichten bzw. bis zur lokalen Freilegung des Hutgesteins;
- Ablagerung von paläozänen bis untereoazänen Sedimenten über dem freiliegenden Hutgestein.

Im Raume Beendorf-Alleringersleben ist das Hutgestein auch heute noch weitflächig von der jungoberkretazischen Schichtenfolge, zumindest aber von Unteren Alleringerslebener Schichten, und außerhalb der heutigen Oberkreide-Verbreitung von Keuper bzw. Jura bedeckt. Als Herkunftsräume der in die Karstschlotten eingeschwemmten Paläozän- bis Unter-Eozän-Sedimente kommen daher nur die kleinen Flächen von Hutgestein in Betracht, die heute direkt von quartären Ablagerungen überlagert werden bzw. randlich angrenzende Flächen mit relativ geringmächtigen Unteren Alleringerslebener Schichten. Sie befinden sich über der sogenannten Medianen Hutgesteinsaufwölbung. Das bedeutet, daß in diesem Gebiete die Hutgesteinsober-

fläche präsedimentär zur Bildung der paläozänen bis untereozänen Sedimente lokal gänzlich oder nahezu freigelegt war. Die nur von quartären Ablagerungen bedeckte Hutgesteinsoberfläche liegt im Raume östlich von Morsleben und damit nördlich der Bohrung Dp Mors 20/88 zwischen ca. +80 und ca. +100 m NN. Da die Basis der Karstschlotte in der Bohrung Dp Mors 20/88 bei -92,6 m NN liegt und es sehr unwahrscheinlich ist, daß diese Bohrung zufällig den tiefsten Punkt des Karstspaltensystems mit oberkretazischen und paläozänen bis untereozänen Schlottenfüllungen angetroffen hat, beträgt der heutige Höhenunterschied zwischen dem in Betracht kommenden Herkunftsgebiet der Einschwemmungen und der Basis des Karstspaltensystems mindestens ca. 190 m. Auf postpräglaziale Subrosionen in der jungoberkretazischen Hauptsenke, speziell im Bereiche der Bohrung Dp Mors 20/88, entfallen ca. 37-40 m, wobei sich dieser Betrag aus der Höhendifferenz der Basisfläche der präglazialen Kiese in dieser Bohrung und auf den benachbarten Hangschultern der Aller ergibt. Der verbleibende Betrag von ca. 150 m würde zu einem nicht näher bestimmbareren Anteil auf die postuntereozäne bis spättertiäre, subrosiv bedingte Einsenkung der jungoberkretazischen Hauptsenke entfallen, während der Restbetrag angeben würde, wie tief das Paläo-Entlastungsgebiet der Karstwässer unter den Einsickerungsflächen gelegen hat.

Postuntereozäne tertiäre Spalten- oder Schlottenfüllungen im Hutgestein wurden bisher nicht festgestellt. Postobereozäne tertiäre Spalten- oder Schlottenfüllungen sind auch nicht zu erwarten, da im Zuge der Transgressionen der spätobereozänen Silberberg-Schichten, der anschließenden unteroligozänen Rupel-Schichten sowie dem darüberfolgenden oberoligozänen bis miozänen Schichtenkomplex die Hutgesteinsoberfläche vollständig plombiert wurde. Erst nach vollständiger Abtragung dieser Schichtenfolge im späten Jungtertiär bis Präglazial wurde die Hutgesteinsoberfläche lokal erneut freigelegt.

Eindeutige Belege für die Fortsetzung der Subrosion des „Allertaldiapirs“ bis in das Quartär ergeben sich aus der Höhenlage der präglazialen Kiese (vgl. hierzu Tabelle 4). In der Bohrung Dp Mors 20/88 folgen über den Unteren Walbecker Schichten von + 95,7 bis + 105,0 m präglaziale Kiese. Auf der benachbarten östlichen Hangschulter der Aller auf den Langen Bergen, ca. 760 - 860 m nordöstlich der Bohrung Dp Mors 20/88, überlagern nach ihrer Zusammensetzung gleichalte präglaziale Kiese Mittleren Keuper, Obere Alleringerslebener Schichten und, in der Bohrung RKS Mors 53/94 angetroffen, tertiäre Glaukonitsande wahrscheinlich der Gehlberg-Schichten, wobei die Basis der präglazialen Kiese zwischen 135,8 und 137,8 m NN liegt. Die Höhenlage der in den flachseismischen Schußbohrungen 9402/113f und 9402/135f bei + 131,6 m NN bzw. bei + 132,7 m NN angetroffenen Basis der präglazialen Kiese ist bohrtechnisch bedingt sehr unsicher. Auf der westlichen Hangschulter der Aller, am Einschnitt der ehemaligen Bahnlinie südöstlich von Morsleben, von der Bohrung Dp Mors 20/88 ca. 220 m entfernt, überlagern die gleichen präglazialen Kiese bei + 135,6 m NN Obere Alleringerslebener Schichten oder Untere Walbecker Schichten und in der Bohrung Dp Mors 40B/95 bei

+ 132,4 m NN Gleitmassen des Oberen Keupers; die Differenz von 3,2 m über eine Distanz von ca. 2035 m entspricht dem heutigen Gefälle der Aller im Raum Alleringersleben - Morsleben.

Gegenüber den präglazialen Kiesen auf den Hangschultern der Aller sind die präglazialen Kiese in der Bohrung Dp Mors 20/88 um 37 - 40 m abgesenkt.

ERA
Morsleben

Meßtischblatt	Struktureinheit	Bohrung/ Aufschluß	Aufschluß Nr.	Präglaziale Kiese Basis in m zu NN	Oberfläche in m zu NN	Liegendes	Hangendes	Bemerkungen
3735	Flechtingen- Roßlauer Scholle	Klein Armments- leben (östlich des Kirchenberges)		ca. 72,5	ca. 75	Rupel-Ton	oberflächlich anste- hend	glazigen lagerungs- gestört
3734	Flechtingen- Roßlauer Scholle	Weinberg bei Neuhaldensleben		77-85	81-87	Rupel-Ton	oberflächlich anste- hend	glazigen lagerungs- gestört
3733	Flechtingen- Roßlauer Scholle	Bohrung RKS Mors 64/94		133,1	133,6	Rupel-Basissand	oberflächlich anste- hend	nördlich der Behns- dorf-Störung
3733	Flechtingen- Roßlauer Scholle (?)	Nordrand des Vorkommens präglazialer Kiese im Stempelteich- Busch	A21	ca. 131	ca. 132,5	Rupel-Basissand	oberflächlich anste- hend	nördlich der Behns- dorf-Störung
3733	Weferlinger (?) Triasplatte	Mitte und Südrand des Vorkommens präglazialer Kiese im Stempelteich- Busch	A22 A23	jeweils ca. 136,5	ca. 138,0	Rupel-Basissand oder Oberer Ab- schnitt der Gehl- berg-Schichten	oberflächlich anste- hend	südlich der Behns- dorf-Störung?
3733	Weferlinger Triasplatte	Kiesgrube Spitz- berg (nordöstlich von Hörsingen)	A25	ca. 155,0	ca. 156,0	Silberberg- Schichten	oberflächlich anste- hend	
3733	Weferlinger Triasplatte	Bohrung Erx Hl III/-		ca. 149	ca. 151	Silberberg- Schichten	oberflächlich anste- hend	

Tabelle 4, Blatt 1: Höhenlage präglazialer Kiese auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle, auf der Weferlinger Triasplatte und in der Allertalzone

Meßstichblatt	Struktureinheit	Bohrung/ Aufschluß	Aufschluß Nr.	Präglaziale Kiese Basis in m zu NN	Oberfläche in m zu NN	Liegendes	Hängendes	Bemerkungen
3733	Weferlinger Triasplatte	Bohrung Dp Mors 25/89 (nordwest- lich der Oberför- sterei Bischofs- wald)		147,7	149,1	Rupel-Basissand	oberflächlich anste- hend	
3733	Weferlinger Triasplatte	Bohrung RKS Mors 61/94 (Erxlebener Forst südwestlich von Bregenstein)		154,5	155,7	Oberer Abschnitt der Gehlberg- Schichten	Schmelzwassersand des jüngeren Elster- Stadials	evtl. glazigen lage- rungsgestört
3733	Weferlinger Triasplatte	Kiesgrube im Erx- lebener Forst (nordwestlich der Straßenkreuzung Ostingersleben- Bregenstein/Erx- leben-Hörsingen)	A28	tief er als 171,4	173,8	nicht aufgeschlossen	Schmelzwassersand und Geschiebelehm des Drenthe- Stadiums der Saale- Kaltzeit	glazigen lagenungs- gestört
3733	Weferlinger Triasplatte	Bohrung Ig Mors 17/85 (ca. 1 km nordöstlich von Bartensleben)		100,9	107,8	Oberer Buntsand- stein	Beckenschluff und Geschiebemergel des jüngeren Elster- Stadials	durch Subrosion von Röt-Salzen postprä- glazial stark einge- senkt
3733	Weferlinger Triasplatte	Bohrungen RKS Mors 57/94 und RKS Mors 57A/94 (südlich von Klein Bartens- leben)		123,1 bzw. 123,0	124,2 bzw. 123,8	Oberer Buntsand- stein	oberflächlich anste- hend	durch Subrosion von Röt-Salzen postprä- glazial eingesenkt

Tabelle 4, Blatt 2: Höhenlage präglazialer Kiese auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle, auf der Weferlinger Triasplatte und in der Allertalzone

Meßtischblatt	Struktureinheit	Bohrung/ Aufschluß	Aufschluß Nr.	Präglaziale Kiese		Liegendes	Hangendes	Bemerkungen
				Basis in m zu NN	Oberfläche in m zu NN			
3733	Weferlinger Triasplatte	Röttongrube (südlich von Bartensleben)	A26	120,8	122,0	Oberer Buntsandstein	oberflächlich anstehend	durch Subrosion von Röt-Salzen postpräglazial eingesenkt
3732	Weferlinger Triasplatte	Bohrung Dp Mors 8/89 (südwestlich von Klein Bartensleben)		115,9	118,2	Oberer Buntsandstein	oberflächlich anstehend	durch Subrosion von Röt-Salzen postpräglazial eingesenkt, von 115,9-106,2 m Schlote im SE mit „Fremdmaterial“
3732	Weferlinger Triasplatte	Aufschluß nahe Bohrung Dp Mors 8/89	A30	123,7	124,0	Oberer Buntsandstein (Zersatz)	oberflächlich anstehend	durch Subrosion von Röt-Salzen postpräglazial eingesenkt
3732	Allertalzone	Bohrung Dp Mors 20/88		95,7	104,9	Untere Walbecker Schichten	Beckenschluff des jüngeren Elster-Stadials	Allertal-Aue, durch Subrosion von Zechstein-Salzen postpräglazial stark eingesenkt

Tabelle 4, Blatt 3: Höhenlage präglazialer Kiese auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle, auf der Weferlinger Triasplatte und in der Allertalzone

Meßtischblatt	Strukturinheit	Bohrung/ Aufschluß	Aufschluß Nr.	Präglaziale Kiese		Liegendes	Hangendes	Bemerkungen
				Basis in m zu NN	Oberfläche in m zu NN			
3732	Allertalzone	ehemaliger Eisenbahntrassenschnitt südwestlich von Morsleben	A24	135,6	136,0	Oberer Allergeringerer Schichten (oder Untere Walbecker Schichten)	oberflächlich anstehend	südwestliche Hangschulter der Aller
3732	Allertalzone	Bohrung Dp Mors 40B/95		132,4	132,8	Oberer Keuper (Rhäsandstein)	Beckenschluß des jüngeren Elster-Stadials	südwestliche Hangschulter der Aller
3732	Allertalzone	Bohrung RKS Mors 33/94 am Nordrand von Beendorf		125,7	126,8	Oberer Jura	Geschlebelem des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit	
3732	Allertalzone	Bohrung Dp Mors 62A/94 / 62A1/94		108,5	113,7	Untere Walbecker Schichten	Beckenschluß und Fließende des älteren Elster-Stadials	
3732	Allertalzone	Bohrung RKS Mors 53/94		137,8	139,0	Oberer Abschnitt der Gehlberg-Schichten (?), darunter Mittlerer Keuper	oberflächlich anstehend	nordöstliche Hangschulter der Aller
3732	Allertalzone	Schurf und Sandgrube Lange Berge nordwestlich von Allergeringerleben	A27	ca. 135,8	ca. 136,5	Steinmangelkeuper bzw. Obere Allergeringerer Schichten	oberflächlich anstehend	nordöstliche Hangschulter der Aller

Tabelle 4, Blatt 4: Höhenlage präglazialer Kiese auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle, auf der Weflinger Triasplatte und in der Allertalzone

Während die Bohrung Dp Mors 20/88 in einer Tieflage der jungoberkretazischen Hauptsenke abgeteuft wurde, befinden sich das auf der westlichen Hangschulter der Aller gelegene Präglazial-Vorkommen über der SW-Fanke der Hauptsenke und das Präglazial-Vorkommen auf der östlichen Hangschulter der Aller, auf den Langen Bergen, über der NE-Flanke der jungoberkretazischen Nebensenke und über dem nach E anschließenden Mittleren Keuper.

Präglaziale Kiese gleicher Zusammensetzung (ZIERMANN et al. 1998) wurden auch in der Bohrung RKS Mors 33/94 am Nordrand von Beendorf, wo sie bei + 125,7 m NN außerhalb der Oberkreide-Verbreitung, aber noch über dem „Allertaldiapir“, Oberen Jura überlagern, und in den Bohrungen Dp Mors 62A/94 / 62A1/94 westlich von Schwanefeld, ca. 1690 m von der Bohrung RKS Mors 33/94 entfernt, nachgewiesen. In der in einer Tieflage der jungoberkretazischen Hauptsenke abgeteuften Bohrung Dp Mors 62A/94 /62A1/94 greifen die präglazialen Kiese, deren Basis hier bei + 108,5 m NN liegt, über Untere Walbecker Schichten hinweg. Die Basisfläche der präglazialen Kiese liegt in der Bohrung Dp Mors 62A/94 /62A1/94 damit ca. 17 m tiefer als in der Bohrung RKS Mors 33/94 und ca. 24 m tiefer als in der Bohrung Dp Mors 40B/95, aber gegenüber der Basisfläche der präglazialen Kiese in der Bohrung Dp Mors 20/88 ca. 13 m höher. Für glazigen oder tektonisch bedingte Lagerungsstörungen ergeben sich bei den vorstehend genannten Vorkommen präglazialer Kiese keinerlei Hinweise. Die Differenzen in der Höhenlage der präglazialen Kiese sind daher, bis auf die geringfügigen Unterschiede durch das Flußgefälle, ausschließlich auf Lagerungsveränderungen durch Subrosion zurückzuführen.

Der Anteil der flächenhaften Subrosion ist allerdings nur selten, wie in der Bohrung Dp Mors 20/88, von der lokalen engbegrenzten Subrosion zu trennen. Die Basis des postpräglazialen Quartärs befindet sich in dieser Bohrung bei + 105,0 m NN, in der nächstgelegenen Bohrung Dp Mors 66A/95 bei + 109,0 m NN und in den weiter entfernten Bohrungen Dp Mors 65A/95 und Hmt 9/- bei 107,8 m NN bzw. bei 104,2 m NN, also 13,3 bis 8,5 m höher als die Basis der präglazialen Kiese in der Bohrung Dp Mors 20/88. Ein in diesem Intervall zwischen 13,3 bis 8,5 m liegender Betrag ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auf engbegrenzte Subrosion mit Dolinenbildung im Bereich der Bohrung Dp Mors 20/88 zurückzuführen. Die Differenz von ca. 40 m zwischen der Basis der präglazialen Kiese in dieser Bohrung und auf den beiden Hangschultern der Aller, d. h. ca. 27 - 31 m, würde danach für die Bohrung Dp Mors 20/88 den durch die flächenhafte postpräglaziale Subrosion verursachten Einsenkungsbetrag der Basis dieser Kiese darstellen. Dieser Betrag von 27 - 31 m stimmt sehr gut überein mit der Differenz zwischen der Höhenlage der Basis der präglazialen Kiese in der Bohrung Dp Mors 62A/94 / 62A1/94 und deren Basis auf den Hangschultern der Aller im Raum Morsleben-Alleringersleben.

Im Vergleich zu den Präglazial-Vorkommen auf den Hangschultern der Aller ist die Basis der präglazialen Kiese in der Bohrung RKS Mors 33/94 dagegen nur um 7 - 12 m eingesenkt. Die Ursachen für die hier geringere vereisungszeitliche subrosive Einsenkung könnten im unterschiedlichen lithologischen Aufbau des Deckgebirges des Diapirs oder des Hutgesteins liegen.

Nach den Lagerungsverhältnissen des Quartärs und den Mächtigkeiten der quartären Schichtglieder im Raum Alleringersleben-Schwanefeld ist es wahrscheinlich, daß die vereisungszeitliche Subrosionsphase hier im wesentlichen vor der Sedimentation der holsteinwarmzeitlichen Bildungen erfolgte (ZIERMANN et al. 1998). Da das absolute Alter der präglazialen Kiese nicht bekannt ist und die Datierungen des Beginns der Holstein-Warmzeit stark differieren, wäre eine Berechnung der Subrosionsraten rein spekulativ bzw. mit einem zu großen Fehler behaftet.

Aus der Quartärbasiskarte und der Mächtigkeitskarte für das Quartär in den Maßstäben 1:10 000 und 1:25 000 (ZIERMANN et al. 1998) sowie aus der Geologischen Karte von Preußen im Maßstab 1:25 000, Blatt Weferlingen (SCHMIERER 1914b) ergibt sich für die Allertalzone eine deutliche Gliederung in drei unterschiedliche Abschnitte. In ihrem NW-Teil, im Raum östlich und nördlich von Grasleben (Blatt 3632) stehen Saale-Geschiebemergel mit Mächtigkeiten zwischen 3-15 m an. Zwischen Grasleben und dem Raum westlich von Schwanefeld (Blatt 3732) sind die Quartär-Mächtigkeiten mit fast durchweg < 10 m äußerst gering. Im nach SE daran anschließenden Raum bis Seehausen wechseln Abschnitte mit Quartär-Mächtigkeiten von > 20 bis max. 100 m mehrmals mit Abschnitten mit Quartär-Mächtigkeiten bis < 20 m ab, wobei zwischen südlich Schwanefeld und Morsleben und zwischen westlich Eilsleben und westlich Seehausen (Blatt 3832) zwei größere Gebiete mit hohen Quartär-Mächtigkeiten auftreten. Für das zwischen südlich Schwanefeld bis Morsleben befindliche Gebiet konnte durch die flachseismischen Messungen und Bohrungen belegt werden, daß hier keine zusammenhängende Depression mit einem einheitlichen Senkungszentrum vorliegt, sondern ein stark gegliedertes Relief der Quartärbasis mit mehreren unterschiedlich tiefen Senkungszentren und dazwischen flacheren Abschnitten. Aber auch die Gebiete mit geringen Quartär-Mächtigkeiten weisen eng-räumige Depressionen mit zwar schwacher, jedoch deutlicher Eintiefung gegenüber der Umgebung auf. Im Raum zwischen südlich Schwanefeld und Morsleben werden die Depressionen im Isohypsenbereich unterhalb von ca. 20 m ausschließlich von bis ca. 50 m mächtigem elsterkaltzeitlichen Geschiebemergel mit gelegentlich auftretenden geringmächtigen glazifluviatilen Einlagerungen ausgefüllt. Im Raum Wefensleben-Seehausen wird der nach den bisher abgeteufelten Bohrungen in lokalen Eintiefungen bis ca. 40 m mächtige elsterkaltzeitliche Geschiebemergel hier von bis ca. 40 m mächtigen Bildungen der Holstein-Warmzeit und unteren Saale-Kaltzeit (Fuhne-Kaltzeit bis Dömnitz-Warmzeit) überlagert (vgl. ZIERMANN et al. 1998).

Im Bereich des erweiterten Untersuchungsgebietes treten mächtigere elsterkaltzeitliche Ablagerungen nur im Raum Bartensleben (Blatt 3732) über Oberem Buntsandstein und im Raum Altenhausen-Bischofswald (Blatt 3733) über Zechstein und Unterem Buntsandstein auf, während bis ca. 20 m mächtige eemwarmzeitliche Sedimente im Seelschen Bruch (Blatt 3832) von Mittlerem Muschelkalk unterlagert werden.

Die Bindung mächtigerer quartärer Sedimente an die Allertalzone, das stark wechselnde Relief der Quartärbasis in der Allertalzone mit der Herausbildung unregelmäßig umgrenzter langge-

streckter und kesselartiger Depressionen (vgl. ZIERMANN et al. 1998, Anlage 3) und der Nachweis mächtiger holsteinwarmzeitlicher Sedimente im Raume Wefensleben-Seehausen können als Belege für den ursächlichen Zusammenhang zwischen Mächtigkeitentwicklung und Konservierung der quartären Sedimente, der intraquartären Subrosion der Allertalstruktur sowie der Fortsetzung der Verkarstung ihres Hutgesteins gewertet werden.

Zu berücksichtigen ist jedoch andererseits die eindeutig auf elsterkaltzeitliche Exaration zurückzuführende, z.T. tiefgreifende Ausräumung jungoberkretazischer Sedimente in den Räumen Beendorf-Morsleben und Wefensleben-Seehausen, die nordnordwestlich von Morsleben im Bereiche der Senkenachse der jungoberkretazischen Hauptsenke bis in die Oberen Alleringerslebener Schichten hinabreicht und maximale Beträge von 95-100 m erreicht. Bemerkenswert ist dabei, daß sich die Achse der jungoberkretazischen Hauptsenke mit den Bereichen der tiefsten exarativen elsterkaltzeitlichen Ausräumung nur teilweise deckt. Das gilt wahrscheinlich auch für die jungoberkretazische Nebensenke, die die Mediane Hutgesteinsaufwölbung im NE begleitet, deren genauer Verlauf aber aus den wenigen Relikten jungoberkretazischer Sedimente nicht mehr rekonstruierbar ist. Bei einem in breiter Front von NE vorstoßenden elsterkaltzeitlichen Gletscher wäre es schwer vorstellbar, daß bei gleichem Substrat, also mächtigen jungoberkretazischen Sedimenten, gebietsweise, wie im Raum Beendorf-Morsleben, starke exarative Ausräumungen erfolgten, gebietsweise, wie im Raum westlich Schwanefeld bis Grasleben, dagegen überhaupt keine exarativen Ausräumungen stattfanden. Daher kann angenommen werden, daß der elsterkaltzeitliche Gletscher bevorzugt vorgezeichnete Depressionen zum Vorstoß nach SE benutzte, wie die wahrscheinlich subrosiv vorgeprägte Rötensenke von Klein Bartensleben und anschließend im Allertal präexistierende, aber wahrscheinlich nur flache Subrosionshohlformen, in denen dann beträchtliche Tiefenexaration erfolgte. Die starke Differenzierung der Basisfläche und der Mächtigkeiten der elsterkaltzeitlichen Ablagerungen ist allerdings ohne Beteiligung subrosiver Prozesse schwer vorstellbar.

Das weitflächige Fehlen oder die nur geringe Mächtigkeit quartärer Sedimente, insbesondere von elsterkaltzeitlichen Geschiebemergeln zwischen der Allertalzone und dem NE-Rande der Flechtingen-Roßlauer-Scholle, außerhalb der vorstehend genannten Räume mit subrosionsbedingter Überlieferung quartärer Sedimente ist ein weiterer Beleg für die aus der Verbiegung der präglazialen Kiese resultierende postpräglaziale Hebung der Weferlinger Triasplatte und der Flechtingen-Roßlauer Scholle.

5. Zusammenfassung

Gegenstand der geologischen Untersuchungen des vorliegenden Berichtes sind die Kreide- und Tertiärablagerungen im Bereich des ERA Morsleben und seines geologischen Rahmens, das heißt in der Allertalzone, auf der Weferlinger Triasplatte und auf der Lappwald-Scholle. Ausgewertet wurden hierfür alle in diesem Gebiet abgeteuften Bohrungen mit Kreide und Tertiär, die Ergebnisse der biostratigraphischen, lithologischen und schwermineralanalytischen Untersuchungen aus diesen Bohrungen und die Ergebnisse der flachseismischen und normaleisemischen sowie gravimetrischen Messungen.

Kretazische Ablagerungen sind heute auf die Allertalzone begrenzt, möglicherweise aber auch im Erxleben-Groß Rodenslebener Graben erhalten geblieben. Bei den ältesten von hier bekannten kretazischen Bildungen handelt es sich um nordwestlich von Walbeck und südlich des Schachtes Marie bei Beendorf in Störungszonen eingeklemmte geringmächtige, sehr kleine Relikte von marinem Ober-Turon bis Unter-Coniac. Weitflächig überliefert sind dagegen in der Allertalzone jungoberkretazische Sedimente, die an eine Subrosionssenke gebunden sind. Zwischen Alleringersleben und Beendorf werden die Kreidesedimente durch eine Hutgesteinshochlage und im Raum westlich von Walbeck bis südöstlich von Grasleben durch eine ebenfalls NNW-SSE verlaufende sehr schmale Jura-Ablagerung in eine Haupt- und eine Nebensenke gegliedert. Im Gebiet zwischen Alleringersleben und südwestlich von Schwanefeld sinkt die Oberkreide-Basisfläche auf maximal ca. -80 bis -85 m NN ab, im nordnordwestlich daran anschließenden Raum bis Grasleben auf maximal ca. -160 m NN, wobei hier die jungoberkretazischen Bildungen eine Mächtigkeit von etwa 270 m erreichen.

Die jungoberkretazische Abfolge beginnt mit den bis 33,4 m mächtigen marinen spätuntercampanen Unteren Alleringerslebener Schichten, einer unregelmäßigen Wechselfolge von Konglomeratbänken und -lagen mit Bänken und Lagen von Sanden und Sandsteinen, Schluffen bis Schluffsteinen und Tonen bis Tonsteinen. Darüber folgen die gleichfalls marinen, bis ca. 98 m mächtigen spätuntercampanen und in das Ober-Campan hinaufreichenden Oberen Alleringerslebener Schichten aus wechselnd schluffigen, schwach mittelsandigen und schwach glaukonitischen, unten kalkhaltigen, oben entkalkten Feinsanden. Sie werden konkordant und ohne Schichtlücke überlagert von den wahrscheinlich noch im späten Ober-Campan beginnenden, im wesentlichen aber schon in das Unter-Maastricht gehörenden Unteren Walbecker Schichten, einer weitgehend monotonen, bis 80 m mächtigen Abfolge von wechselnd feinsandigen, kalkfreien Mittelsanden, die im fluviatilen bis Delta-Bereich abgelagert wurde. Die in der Sukzession folgenden, in das Unter-Maastricht zu stellenden Oberen Walbecker Schichten wurden bisher nur im Gebiet südwestlich von Walbeck bis Grasleben nachgewiesen. Sie überlagern hier die Unteren Walbecker Schichten mit scharfer Erosionsdiskordanz. Ihr bis ca. 11 m mäch-

tiger Basishorizont besteht aus wechselnd schräg und horizontal geschichteten, fluviatilen, sandigen Kiesen und kiesigen Sanden. Die daran anschließende, bzw. den Basishorizont lokal vertretende, bis ca. 60 m mächtige Wechselfolge aus im Delta-Bereich abgelagerten Feinsanden, Schluffen und Tonen bilden den mittleren Abschnitt der Oberen Walbecker Schichten. Der obere Abschnitt der Oberen Walbecker Schichten, die bis ca. 84 m mächtige Obere Quarzsandfolge, ist nur in den am stärksten eingesenkten Anteilen der Subrosionshauptsenke erhalten geblieben. Sie überlagert die Wechselfolge ohne Winkel-, wahrscheinlich aber mit Erosionsdiskordanz und besteht aus im fluviatilen bis limnischen Milieu entstandenen wechselnd feinsandigen Mittelsanden, in die stellenweise geringmächtige Bänke, Lagen und Linsen von Braunkohle eingeschaltet sind.

In nahezu dem gesamten heutigen Verbreitungsgebiet jungoberkretazischer Ablagerungen in der Allertalzone transgredieren die Unteren Alleringerslebener Schichten über das präoberkretazische Liegende. Nur lokal, und dann störungsbedingt, überlagern im Raum nordwestlich von Walbeck Untere Walbecker Schichten jurassische Sedimente.

Der SW-Rand der jungoberkretazischen Subrosionssenke wird von einem Mosaik aus steilstehenden bzw. nach NE einfallenden Keuper- und Juraschollen begrenzt. Der Charakter der Grenzfläche von Oberkreide gegen Keuper oder Jura – Störung oder subrosive Begrenzung – ist weder aus den normal- noch aus den flachseismischen Zeitschnitten eindeutig ableitbar. Am SW-Rande der Oberkreide-Senke, im Raum südwestlich von Schwanefeld bis südöstlich von Grasleben, werden unterschiedliche Niveaus der Unteren bzw. Oberen Walbecker Schichten in einem wechselnd breiten Streifen von mindestens ca. 87 m mächtigem Malm überdeckt. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich nicht um eine Überschiebung der Oberkreide an einer Störung, sondern eher um ein lokal differenziertes, mehrphasig synsedimentär zu den Unteren und Oberen Walbecker Schichten erfolgtes gravitatives Abgleiten des Malm in die jungoberkretazische Subrosionssenke.

Der obere Abschnitt der Unteren Walbecker Schichten und die Oberen Walbecker Schichten sind großflächig in den Quarzsandgruben von Walbeck aufgeschlossen. Eine markante Lagerungsstörung tritt hier in Form einer mindestens ca. 900 m langen und bis ca. 50 m breiten NNW-SSE gerichteten Zone mit mehreren, vom Tagebau angeschnittenen Jura-Aufragungen auf, die von Alleringerslebener bzw. Walbecker Schichten überlagert werden. Wahrscheinlich ist, daß die Jura-Aufragungen die exhumierte Füllung eines in der Oberkreide, möglicherweise mehrphasig gebildeten schmalen Scheitelgrabens darstellen. Beiderseits der Jura-Bedeckung erfolgte vom Oberen Unter-Campan bis in das Unter-Maastricht hinein Subrosion, in deren Verlauf eine tiefe Hauptsenke südwestlich und eine weniger tiefe „Nebensenke“ nordöstlich des Scheitelgrabens entstanden. Im Zusammenhang mit der fortschreitenden Bildung und Eintiefung der jungoberkretazischen Subrosionssenken wurde die Scheitelgrabenfüllung mehr und mehr freigelegt. Mit dieser Interpretation der Jura-„Aufbrüche“ kann der in der Bohrung Dp

Mors 30/90 von -16,0 bis -22,8 m NN in den Dogger eingeschaltete Residualgips als eingebrochene Caprock-Scholle gedeutet werden.

Während autochthone Tertiärablagerungen östlich des Helmstedter Tertiärausbißes auf der Lappwald-Scholle abgetragen wurden, sind Tertiärsedimente in der Allertalzone und auf der Weferlinger Triasplatte in jeweils mehreren voneinander isolierten Vorkommen erhalten geblieben.

Die ältesten von hier bisher bekannten Tertiär-Ablagerungen stammen aus einer kleinen Karstspalte im Unteren Muschelkalk von Walbeck. Die daraus beschriebene reiche Säugetierfauna wird in das späte Unter-Paläozän bis frühe Ober-Paläozän gestellt.

Eindeutig jünger sind die oberpaläozänen (?) bis frühuntereoziänen Hödinger Schichten, eine < 10 m mächtige Abfolge von Fein- und Mittelsanden, die bei Hödingen östlich von Weferlingen in Mittleren Buntsandstein eingesenkt sind und die mit den sehr wahrscheinlich altersgleichen, bis > 22 m mächtigen Fuchskuhlenberg-Schichten der in der Allertalzone gelegenen Tertiärsenke westlich von Schwanefeld vergleichbar sind. Letztere überlagern Jura bzw. Oberen Keuper und bestehen unten aus einer Wechsellagerung von Feinsanden, Schluffen und Tonen und oben aus wechselnd feinsandigen Mittelsanden. Sehr wahrscheinlich altersgleich sind ca. 7 m mächtige kohlige Schluffe, die nordwestlich von Alleringersleben in einem sehr kleinen Vorkommen Mittleren Keuper überlagern. Alle diese Vorkommen sind limnisch-fluvialer Entstehung.

In der Allertalzone und auf der Weferlinger Triasplatte ebenfalls nur reliktsch, aber weiter verbreitet als die oberpaläozänen bis frühuntereoziänen Bildungen, sind marine jungmitteleozäne und obereozäne Ablagerungen (Kap. 4.1.3.1). Die jungmitteleozänen marinen Annenberg-Schichten konnten bisher nur in der Tertiärsenke westlich von Schwanefeld festgestellt werden. Der ebenfalls marin transgressive untere Abschnitt der etwas jüngeren, noch jungmitteleozänen Gehlberg-Schichten wurde hier, weiter verbreitet als die Annenberg-Schichten, und im Tertiärvorkommen nordwestlich von Walbeck sowie sehr wahrscheinlich auch auf der Weferlinger Triasplatte westlich von Bregenstedt und südlich von Weferlingen nachgewiesen. Eine noch größere Verbreitung besitzen die mit einer Schichtlücke über das jüngere Mitteleozän, in der Allertalzone auch über Keuper und Jura, auf der Weferlinger Triasplatte über Buntsandstein und Zechstein und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle über Rotliegendes hinweggreifenden marin-transgressiven obereozänen Ablagerungen, die stellenweise mit einem Transgressionskonglomerat beginnenden Glaukonitsande des oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten und die anschließenden meist stark kalkhaltigen Schuffe der Silberberg-Schichten.

Sicher unteroligozäne Ablagerungen wurden in der Allertalzone bisher noch nicht festgestellt. Sie sind jedoch in Form der Rupel-Basissande und der darauf folgenden Rupel-Tone in mehreren Vorkommen auf der Weferlinger Triasplatte und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle er-

halten geblieben. Nicht geklärt werden konnte, ob die von der Bohrung Dp Mors 24/89 westlich von Bregenstedt (Blatt 3733) angetroffenen, nur wenige Zentimeter mächtigen, marinen oberoligozänen Sande zusammen mit dem darunterlagernden Oberen Rupel-Ton autochthon sind oder eine glazigene Scholle darstellen.

Aus der Analyse der Höhenlage der obereozänen (einschließlich der jungmitteleozänen) und der unteroligozänen Transgressionsfläche sowie der Höhenlage der Auflagerungsfläche der präglazialen Kiese im Untersuchungsgebiet und in dem hierfür nach NE bis Neuhaldensleben und nach E bis Magdeburg ausgedehnten geologischen Rahmen resultieren nachstehende Ergebnisse: Am höchsten liegt die jungmittel- bzw. obereozäne Transgressionfläche im NW-Teil des Tertiärvorkommens von Hörsingen-Erxleben-Altenhausen auf der Weferlinger Triasplatte mit +148 bis +153 m NN. Von hieraus sinkt sie nach SE bis Magdeburg um ca. 90-100 m ab, nach NE bis zum NE-Rande des Rotliegend-Anteils der Flechtingen-Roßlauer Scholle um ca. 20-30 m und nach NW bis in den Raum Behndorf-Belsdorf auf der Weferlinger Triasplatte und auf dem Rotliegenden der Flechtingen-Roßlauer Scholle ebenfalls um 20-30 m. Die Transgressionsfläche der Rupel-Basissande erreicht mit ca. +155 bis +165 m NN ebenfalls im Raum Hörsingen-Erxleben ihre höchste Lage. Von hier bis an den Nordrand der Flechtingen-Roßlauer Scholle bei Althaldensleben, wo die Unterfläche der Rupel-Basissande bei +41 m NN über Culm erbohrt wurde, sinkt sie um ca. 105 bis 115 m ab. Die Höhendifferenz der Auflagerungsfläche der präglazialen Kiese am Spitzberg bei Hörsingen und am Weinberge bei Althaldensleben beträgt ca. 85-100 m. Die Weferlinger Triasplatte und die Flechtingen-Roßlauer Scholle von ihrem NE-Rande bis in den Magdeburger Raum sind demzufolge im Zeitraum nach dem Oligozän bis vor Ablagerung der präglazialen Kiese schwach und im Zeitraum nach Ablagerung der präglazialen Kiese bis wahrscheinlich präsaalekaltzeitlich sehr viel stärker als einheitliche Scholle am Haldenslebener Abbruch relativ zur Scholle von Calvörde herausgehoben worden. Bei diesen Bewegungen wurden auf dieser Scholle sehr wahrscheinlich auch andere SW-NE verlaufende Störungen und Querstörungen aktiviert. Letzteres gilt auch zumindest für Teilstücke der NE-Rand-Störung der Allertalzone, worauf postobereozäne Bewegungen an diesem Störungssystem in der Tertiärsenke westlich von Schwanefeld hinweisen.

Die Entstehung der jungoberkretazischen Senke über der Allertalsalzstruktur, ihre Gliederung in die Hauptsenke und in die Nebensenke(n), die differenzierte Gestaltung der Unterfläche und Mächtigkeiten der jungoberkretazischen Bildungen, und ein großer Anteil der im Sandtagebau Walbeck zu beobachtenden Lagerungsstörungen, wie intraformationelle Schichtgleitungen, Fließdecken und Verfaltungen, isolierte olisthostromartige Abrutschmassen, aber auch Störungen und Klüfte sind weitgehend auf differenzierte flächenhafte Subrosion zurückzuführen. Dagegen sind Trichterstrukturen (Dolinen) und die in den Bohrkernen insbesondere der Unteren Alleringerslebener Schichten festgestellten Lagerungsstörungen, unter anderem rasch wechselndes und z. T. gegenläufiges Einfallen sowie Schichtabrisse, als Einsturzstrukturen zu deu-

ten. Sie weisen ebenso wie die im Hutgestein mehrerer Bohrungen festgestellten und mit Oberkreide- und Tertiärmaterial gefüllten Schlotten und Spalten auf eine Verkarstung des Hutgesteins hin. Die tiefsten bisher nachgewiesenen Karstschlotten wurden von der Bohrung Dp Mors 20/88 von -87,8 bis -92,6 m NN im Bereich der jungoberkretazischen Hauptsenke südöstlich von Morsleben angetroffen. Das darin enthaltene klastische Sedimentmaterial besitzt nach den daraus isolierten Fossilien ein jungoberkretazisches und paläozänes bis untereozänes Alter. Postuntereozäne tertiäre Spalten- oder Schlottenfüllungen im Hutgestein wurden bisher nicht festgestellt. Postobereozäne tertiäre Spalten- oder Schlottenfüllungen sind auch nicht zu erwarten, da durch die im Zuge der paläogeographisch über die Allertalzone hinweggreifenden Transgressionen der obereozänen Silberberg-Schichten und der anschließenden unteroligozänen Rupel-Schichten sowie den darüberfolgenden oberoligozänen bis miozänen Schichtenkomplex die Hutgesteinsoberfläche vollständig plombiert wurde. Erst nach vollständiger Abtragung dieser Schichtenfolge im späten Jungtertiär wurde die Hutgesteinsoberfläche lokal erneut freigelegt. Eindeutige Belege für die Fortsetzung der Subrosion des „Allertaldiapirs“ bzw. die Verkarstung des Hutgestein im Quartär ergeben sich aus der Höhenlage der präglazialen Kiese, die in der Bohrung Dp Mors 20/88 ca. 37 bis 40 m tiefer liegen als auf den benachbarten Hangschultern der Aller.

Hinweise auf spätpaläozäne bis untereozäne Subrosionsvorgänge ergeben sich weiterhin aus den Lagerungsverhältnissen in der Tertiärsenke westlich von Schwanefeld, ebenso Belege für postobereozäne Subrosion hier und in den nordwestlich von Waldbeck in der Allertalzone gelegenen Tertiärvorkommen.

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE

DIENSTBEREICH BERLIN

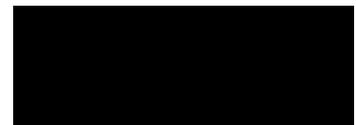
Im Auftrag



Prof. Dr. Michael Langer
- Direktor und Professor -
Abteilungsleiter, Projektleiter Endlagerung

(gez. D. Lotsch)*

Dr. Dieter Lotsch
- Wissenschaftlicher Angestellter -
Arbeitspaketleiter, Sachbearbeiter*



Dr. Horst Albrecht
- Geologiedirektor -
Arbeitspaketleiter, Sachbearbeiter

* Dr. Lotsch ist nach Fertigstellung des Manuskriptes in den Ruhestand getreten.

6. Literaturverzeichnis

a) Veröffentlichungen

- 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., **148**, 450 - 457, Hannover.
- AHRENS, H.; LOTSCH, D. & MUSSTOPF, R. (1965): Zur Geologie der Kreide/Tertiär Grenzschichten im Gebiet der Bohrung Nennhausen 2/63. - Abh. zentr. geol. Inst., **I**: 127 - 136, Berlin.
- AHRENS, H. & LOTSCH, D. (1976): Zum Problem des Pliozäns in Brandenburg. - Jb. Geol., Bd. 7/8, 277-323, Berlin.
- BACHMAYER, F. & MUNDLOS, R. (1968): Die tertiären Krebse von Helmstedt bei Braunschweig, Deutschland. - Ann. Naturhis. Mus. Wien, **72**, 649ff., Wien.
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (1996): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland - Teil **17**; Strukturübersicht, Lage der geologischen Schnitte 1 : 500 000. - 1 Bl.; Hannover.
- BEHRENDT, F. (1927): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Jerxheim. - Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BEST, G. (1996): Floßtektonik in Norddeutschland: Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen an der Salzstruktur „Oberes Allertal“. - Z. dt. geol. Ges., **147**, 4: 455 - 464, Stuttgart.
- BLUMENSTENGEL, H. & UNGER, K.-P. (1993): Zur Stratigraphie und Fazies des flözführenden Tertiär der Egelner Mulden (Sachsen-Anhalt). - Geol. Jb., A 142, Hannover.
- BURCHARDT, I. (1974, Redaktionsschluß): Geologische Karte der DDR 1 : 200.000, Blatt N - 32- XXXV Magdeburg. - Zentr. Geolog. Inst., Berlin 1984.
- DIENEMANN, W.; WIEGERS, W. & ASSMANN, P. (1923): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Groß-Rodensleben - Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- ERNST, G.; SCHMID, F. & KLISCHIES, G. (1979): Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover. - Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, No. 6, pp: 11 - 46, Stuttgart
- EWALD, J. (1858): Über das Vorkommen der Kreideformation mit Belemnites quadratus bei Morsleben. - Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges., Bd. X, Berlin.

- FRIEDRICH, P. (1883): Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen nebst einem Atlas und 3 Lichtdrucken. - Abh. Preuß. Geol. Landesanst., **4**, H.3, 311 S., Berlin.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. - *Science*, **235**: 1156 - 1167, 5 Abb., Washington.
- JUBITZ, K. B.; BEUTLER, G.; SCHWAB, G. & STACKEBRANDT, W. (1991): Zur Strukturentwicklung des Spaltendiapirs der Allertalzone (Subherzyne Senke). - *Z. Geol. Wiss.*, **19**, 4: 409 - 421, Berlin.
- KIESEL, Y. & TRÜMPER, E. (1965): Mikrofauna und Stratigraphie im Grenzbereich Kreide/Tertiär in der Bohrung Nennhausen 2. - Abh. zentr. geol. Inst. **1**: 155 - 169, Berlin.
- KIRSCHMANN, W. (1913): Die Lagerungsverhältnisse des oberen Allertals zwischen Morsleben und Walbeck. - *Z. prakt. Geol.*, **21**, 1 - 27, Berlin.
- KNOBLOCH, E. & MAI, D. H. (1986): Monographie der Früchte und Samen in der Kreide von Mitteleuropa. - *Pozpravy UUG 1986* (Bd. 47), Prag.
- KOENEN, A. V. (1865): Die Fauna der unter-oligozänen Tertiärschichten von Helmstedt bei Braunschweig. - *Z. dtsh. Geol. Ges.*, **17**, 459 - 534, Berlin.
- KOENEN, A. V. (1869): Das Norddeutsche Unter-Oligozän und seine Mollusken-Fauna. - Abh. geol. spez. Karte Preußen und den Thüringischen Staaten, **10**, Berlin.
- KOERT, W. & DIENEMANN, W. (1927): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Hötensleben. - 88 S., Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- KÖTHE, A. (1990): Paleogene Dinoflagellates from Northwest Germany - Biostratigraphy and Paleoenvironment. - *Geol. Jb.*, **A 118**, 3 - 111, 13 Abb., 33 Taf., Hannover.
- KRUTZSCH, W. (1957): Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verbreitung. - *Z. Angew. Geol.* **3**, 11 - 12, 519 - 548, 16 Taf., Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1966a): Die sporenstratigraphische Gliederung der Oberkreide im nördlichen Mitteleuropa. Methodische Grundlagen und gegenwärtiger Stand der Untersuchungen. - Abh. Zentr. Geol. Inst. **5**, 111 - 137, 1 Tab., Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1966b): Die sporenstratigraphische Gliederung des älteren Tertiär im nördlichen Mitteleuropa (Paläozän-Mitteloligozän). Methodische Grundlagen und gegenwärtiger Stand der Untersuchungen. - *Abb. Zentr. Geol. Inst.*, **8**, Berlin.
- KRUTZSCH, W. und LENK, G. (1969): Über 5 neue Pollenarten aus dem Maastricht der Bohrung Colbitz 10 (Calvörder Scholle, DDR). - *Mber. dt. Akad. Wiss.*, 11/12, Berlin.

- KRUTZSCH, W. & MIBUS, I. (1973): Sporenpaläontologischer Nachweis von kontinentalem Maastricht in Walbeck (Bezirk Magdeburg, DDR). - Abh. Zentr. Geol. Inst. **18**, 99 - 108, 1 Abb. 9 Taf., Berlin.
- KRUTZSCH, W. & PROKOPH, A. (1992): Die Ablagerungen der oberkretazischen Walbeck-Formation im oberen Allertalgraben (Stratigraphie, Sedimentologie, Palynologie). - Ber. Naturhis. Ges. Hannover, **134**, 117 - 133, Hannover.
- LENK, G. (1966): Sporenpaläontologischer Nachweis von Maastricht auf der Scholle von Calvörde. - Geologie Bh. 55, 90 - 101, Berlin.
- LOTSCH, D. (1968): Tertiäre Tektonik. In: Grundriß der Geologie der DDR. - Bd. 1 Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes. - Berlin, Akad. Verlag.
- LOTSCH, D. (1969): Stratigraphisches Korrelationsschema für das Tertiär der Deutschen Demokratischen Republik. - Abh. Zentr. Geol. Inst. **12**, Berlin.
- LOTSCH, D. (1981): Korrelationstabelle der lithostratigraphischen Einheiten des Tertiär der DDR. - TGL 25 234/08, Berlin.
- MARTINI, E. & MÜLLER, C. (1986): Current Tertiary and Quarternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. - Newsl. Stratigr. 16 (2): 99 - 112, 7 Tab., Berlin, Stuttgart.
- MARTINI E. & RITZKOWSKI, S. (1968): Was ist das „Unter-Oligocän“? - Nachr. der Akad. d. Wiss. in Göttingen, II. Math.-Physik. Klasse, **1968**, 13, 231 - 250, Göttingen.
- MARTINI, E. & RITZKOWSKI, S. (1969): Die Grenze Eozän/Oligozän in der Typus-Region des Unteroligozäns, Coll. sur l'Eocène, Paris 1968. - Mem. B.R.G.M., **29**, 233 - 239, Paris.
- MESTWERDT, A. (1912): Das Senon von Boimstorf und Glentorf. - Z. dt. geol. Ges., **64B**: 374 - 388, Berlin.
- MESTWERDT, A. (1914a): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. - Lieferung 185, Blatt Heiligendorf (Wolfsburg-Süd), Nr. 363: 77 S., Berlin (Preuß. Geol. L.-A.).
- MESTWERDT, A. (1914b): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. - Lieferung 185, Blatt Heiligendorf (Wolfsburg-Süd), Nr. 363: 77 S., Berlin (Preuß. Geol. L.-A.).
- NIEBUHR, B. & ERNST, G. (1991): Fazies- und Entwicklungsdynamik von Campan, Maastricht und Eozän im Beienroder Becken (E-Niedersachsen). - Z. dt. geol. Ges., **142**, 251 - 283, Hannover.

- PREUSS, H.; VINKEN, R. & VOSS, H.-H. (1991): Symbolschlüssel Geologie. - Hrsg.: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung und Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; Stuttgart.
- RITZKOWSKI, S. & LIETZOW, A. (1996): Entwicklungsgeschichte der Helmstedter Antikline und ihrer Randsenken seit dem Mittel-Eozän. - 63. Jahrestagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen vom 28.-31.05.1996 in Helmstedt. - Kurzfassung der Vorträge und Exkursionsführer, Hannover.
- RUSSEL, D. E. (1964): Les Mammifères Paléocènes d'Europe. - Mem. du Mus. Nat d'Hist. Nat., M.S.C. 8. Edit. du Museum, Paris.
- SCHMIERER, TH. (1909): Die gebirgsbildenden Vorgänge zwischen Flechtinger Höhenzug und Helmstedter Braunkohlenmulde. - 3. Jahresbericht Nieders. Geol. Ver. Hannover, S. 217 - 255, Hannover.
- SCHMIERER, TH. (1910): Zur Tektonik des oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge. - Monatsber. Deutsch. Geol. Ges., 61, S. 499 - 514, Berlin.
- SCHMIERER, TH. (1914a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Helmstedt (1 : 25.000) mit Erläuterungen. - 112 S., Königl. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- SCHMIERER, TH. (1914b): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Weferlingen (1 : 25.000) mit Erläuterungen. - 81 S., Königl. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- SCHULZE, G. (1964): Erste Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet der Scholle von Calvörde. - Z. angew. Geol., 10 (7): S. 338 - 348, 403 - 413, Berlin.
- SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous Nannoplankton. - Geol. en Mijnb., 56, 1: 33 - 65, Amsterdam.
- SPEYER, O. (1860): Über Tertiär-Conchylien von Söllingen bei Jerxheim im Herzogthum Braunschweig. - Z. dt. Geol. Ges., 12, 471 - 508, Berlin.
- STEINMÜLLER, A. & ORTMANN, R. (1970): Sedimentologische und Stratigraphische Untersuchungen im Tertiär Ostthüringens. - Geologie, 19, H.2, S. 178 - 205, Berlin.
- VINKEN, R. (1988): The Northwest European Tertiary Basin. - Results of the Intern. Geol. Correlation Programme Project Nr. 124, Geol. Jb. A 100, 7 - 508, Hannover.
- VOIGT, E. (1932): Marines Oligozän am Harzrande bei Thale. - Zb. Mineral. F. 1932, Abh. B, 195 - 201, Stuttgart.

- VOIGT, E. (1940): Das Tertiär des nördlichen Harzrandes und seine Bedeutung für die jüngere geologische Geschichte des Harzes. - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **17**, 1 - 58, Hamburg.
- WEIGELT, J. (1939): Die Aufdeckung der bisher ältesten tertiären Säugetierfauna Deutschlands. - Nova Acta Leopoldina, N. F., **7** (50), 519 - 528, Halle.
- WEIGELT, J. (1942): Die alttertiären Säugetiere Mitteldeutschlands nach den Hallenser Grabungen im Geiseltal und bei Walbeck. - Preuß. Acad. Wiss., Votr. und Schriften, **12**, Berlin.
- WEIGELT, J. (1960): Paläogene Säugetiere Deutschlands: Die Arctocyoniden von Walbeck. - Freib. Forsch. H., **CC 77**, Berlin.
- WIEGERS, F. (1919): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Neuhaldensleben, - Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- WIEGERS, F. (1920a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Erxleben. - Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- WIEGERS, F. (1920b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Wolmirstedt. - Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- WILLING, J. (1936): Das marine Unter- und Mitteloligozän im subherzynen Becken. - Jb. Hall. Verb. Erforsch. mitteldtsch. Bodenschätze, **14**, N.F., 73 - 152, Halle.

b) Projektunterlagen

- BALZER, D. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung des Hutgesteins. - BGR, Archiv-Nr. 116 622, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- BALZER, D.; KÄBEL, H.; LANGKUTSCH, U.; LOTSCH, D.; TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1993): Projekt Morsleben, Grundlagen zur hydrogeologischen Modellbildung. - BGR, Archiv-Nr. 111 002, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- BARTELS, U. & KUHR, C. (1996): Übertägige Standorterkundung Morsleben, Abschlußberichte geophysikalische Bohrlochmessung (Bohrungsberichte). - Western Atlas International Inc./Atlas Wireline Services. Erstellt im Auftrag von Golder Associates GmbH für das Bundesamt für Strahlenschutz. Celle [Unveröff.].
- BEST, G. (1997): Projekt Morsleben, Reflexionsseismische Untersuchungen - Begleitung und Auswertung. - BGR, Archiv-Nr. 115 984, Hannover [Unveröff.].

- BEST, G. & ZIRNGAST, M. (1998): Analyse der struktureologischen Entwicklung der Salzstruktur oberes Allertal und ihrer Umgebung. - BGR, Archiv-Nr. 116 873, Hannover [Unveröff.].
- BURCHARDT, I. (1998): Geologische Bearbeitung von Trias und Jura mit Erarbeitung einer Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen. - Geologische Forschung und Erkundung (GFE) GmbH Halle. In: ALBRECHT, H. & BURCHARDT, I. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung von Trias und Jura, Abschlußbericht. - BGR, Archiv-Nr. 116 621, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- FENNER, J. (1998): ERA Morsleben, Zusammenfassende Darstellung der paläontologisch-biostratigraphischen Ergebnisse aus tertiären und mesozoischen Sedimenten im Deckgebirge der Salzstruktur Oberes Allertal. - BGR, Archiv-Nr. 116 691, Hannover [Unveröff.].
- FRICKE, S. & VOLKMAR, E. (1995): Projekt Morsleben, Sicherung und Auswertung bohrlochgeophysikalischer Daten aus dem Bohrprogramm 1988 - 1990, Bohrungskurzberichte. - BLM, erstellt im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz, Storkow [Unveröff.].
- GOLDER ASSOCIATES (1995 - 1996a): Übertägige Standorterkundung ERA Morsleben, Abschlußberichte geologische Feldaufnahme. - Golder Associates GmbH. Lokationsberichte, erstellt im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz, Celle [Unveröff.].
- GOLDER ASSOCIATES (1995 - 1996b): Übertägige Standorterkundung ERA Morsleben, Technische Abschlußberichte. - Golder Associates GmbH. Lokationsberichte, erstellt im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz, Celle [Unveröff.].
- JUBITZ, K.-B.; BEUTLER, G.; ELLENBERG, J.; GRÜNTAL, G.; SCHWAB, G.; SCHÜLER, F. & STACKEBRANDT, W. (1987): Geologisch-tektonisches Umfeld der Endablagerung Morsleben für radioaktive Abfallstoffe. - Abschlußbericht, Zentralinst. Phys. Erde, 69 S., 27 Abb., 1 Tab., Potsdam [Unveröff.]. -- (BGR Archiv-Nr. 410 52 01).
- LOTSCH, D.; SELTENHEIM, J. & ZIERMANN, H. (1996): Projekt Morsleben, Endgültige Schichtenverzeichnisse der quartärgeologischen Flachbohrungen Dp Mors 75/93 - 85/93, 90/93, 91/93 und der Rammkernsondierung RKS Mors 1/94 - 74/94. - BGR, Archiv-Nr. 114 732, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- ZIERMANN, H.; ZWIRNER, R. & HEDERICH, N. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung des Quartärs. - BGR, Archiv-Nr. 116 619, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- ZIRNGAST, M. (1997): ERA Morsleben, Flachseismische Untersuchungen - Begleitung und Auswertung. - BGR, Archiv-Nr. 116 374, Hannover [Unveröff.].

c) Wichtige Archivunterlagen

- BLUM, H. (1976): Bericht über die geologischen und wirtschaftlichen Ergebnisse der Sucharbeiten, Vor- und Haupterkundung Glassand Walbeck 1967 - 1969. - VEB GFE Halle [Unveröff.]. -- (GLA-LSA, Archiv-Nr. L 948).
- BLUM, H. (1984): Ergebnisbericht Quarzsand Walbeck Nordfeld. - VEB GFE Halle [Unveröff.]. -- (GLA-LSA, Archiv-Nr. L 13 11).
- JUBITZ, K. B.; BEUTLER, G.; SCHWAB, G. & STACKEBRANDT, W. (1990a): Zum Aufbau und Strukturierung des Oberkreide-Vorkommens (Maastricht) von Walbeck im Bereich der Abbaue des VEB Sand- und Tonsteinwerke Walbeck / Krs. Haldensleben (Bez. Magdeburg). - Arbeitsmat. geol. Fachexkursion 11.04.1990, 20 S., 10 Abb., Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam und Berlin [Unveröff.]. -- (GFZ Archiv-Nr. D 2687).
- JUBITZ, K. B.; BEUTLER, G.; SCHWAB, G. & STACKEBRANDT, W. (1990b): Untersuchungen zur Strukturgeologie und zum Bewegungsstatus des Standortes Morsleben (ERA). - Einschätzung von spezifischen Ergebnissen des Bohrprogrammes und von Spezialarbeiten. - Zentralinst. Phys.-Erde, Potsdam und Berlin [Unveröff.]. -- (BGR Archiv-Nr. 202 53 51).
- JUBITZ, K. B. & SCHWAB, G. (1991): Bemerkungen zum Bau der Staffelbrüche der NE-Randstörung der Allertalzone bei Walbeck (Nördliches Werks Gelände der Sand- und Tonwerke Walbeck GmbH) anhand von temporären Übertageaufschürfungen (Stand Januar 1991). - Zentralinstitut Physik der Erde, 7 S., Potsdam [Unveröff.]. -- (GLA-LSA Archiv-Nr. KA 64).
- KÄBEL, H.; LOTSCH, D.; PUTSCHER, S.; REMUS, W.; SÖLLIG, A.; TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1987): Geowissenschaftliche Analyse zur Endlagerung radioaktiver Abfälle. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse in der weiteren Umgebung des Endlagerstandortes Morsleben. - ZGI, Berlin [Unveröff.]. -- (BGR Archiv-Nr. 410 52 17).
- KÖTHE, A. (1992): Projekt Gorleben. Biostratigraphische Untersuchungen des tertiären Deckgebirges sowie der Hohlraumfüllungen des Hutgesteins der Schächte I und II des Salzstockes Gorleben anhand von Dinoflagellaten und Kalknannoplankton. Endbericht zum Arbeitspaket 9 G 411 110 00. - BGR, Archiv-Nr. 110 038, Hannover [Unveröff.].
- KÖTHE, A. (1994): Kalk - Nannoplankton- und Dynozysten-Untersuchungen an eozänen und oligozänen Kernproben der Bohrungen BKB 283 und BKB 284 bei Emmerstedt, ca. 4 km nordwestlich von Helmstedt. - BGR, Archiv-Nr. 112 305, Hannover [Unveröff.].

- KRETZSCHMAR, W. (1987): Untersuchung einiger Proben aus dem Raum Walbeck. - ZGI Berlin [Unveröff.]. -- (BGR-Archiv, Archiv-Nr. 202 25 05).
- LINDEMANN, G. (1966): Ergebnisbericht Sucharbeiten Bindeton Walbeck 1964. - VEB Geol. Erk. West, Halle [Unveröff.]. -- (GLA-LSA, Archiv-Nr. L 13 29).
- LOTSCH, D. (1969): Zur Herkunft der Sedimentschüttungen des westelbischen Tertiärs auf der Basis von Schwermineraluntersuchungen. - ZGI Berlin, [Unveröff.]. -- (BGR-Archiv, Archiv-Nr. 201 69 11).
- LOTSCH, D. (1971): Abschlußbericht - Regionale Geologie und Metallogenie Tertiär Südteil DDR unter besonderer Berücksichtigung der Strahlungsträger - Gebiet Weißelsterbecken, ZGI Berlin, [Unveröff.]. -- (BGR Archiv-Nr. 410 18 40).
- LOTSCH, D. (1973): Abschlußbericht Geologie und Metallogenie Tertiär unter besonderer Berücksichtigung der Strahlungsträger - Gebiet Subherzynes Becken. ZGI Berlin, [Unveröff.]. -- (BGR Archiv-Nr. 202 22 98).
- MAY, R. (1955): Ergebnisbericht Glassand Walbeck 1954. - VEB GFE Halle [Unveröff.]. -- (BGR Archiv-Nr. 410 47 41).
- POMPER, J. (1952): Ergebnisbericht über die geologischen und wirtschaftlichen Ergebnisse der Erkundungsarbeiten auf Bindeton zu Formsand für den VEB Sand- und Tonwerke Walbeck (Vorratsberechnung), StGK-Außenstelle Halle, [Unveröff.]. -- (BGR-Archiv-Nr. 200 41 42).
- PROKOPH., A. (1990): Geologische und mathematisch-statistische Bearbeitung der Quarzsandlagerstätte Weferlingen. - Dipl.-Arbeit, BA Freiberg, Sektion Geowissenschaften [Unveröff.].
- RAUCH, K. (1975): Gutachten Geoelektrik Walbeck-Weferlingen. - VEB Geophysik Leipzig [Unveröff.]. -- (BGR-Archiv-Nr. 201 73 18).
- RAUCH, K. (1977): Gutachten Geoelektronik Walbeck-Weferlingen 2. - VEB Geophysik Leipzig [Unveröff.]. -- (BGR-Archiv-Nr. 201 77 63).
- REICHSTEIN, H. (1954): Ergebnisbericht über die Untersuchungsarbeiten auf Glassand im Frühsommer 1953 für den VEB Sand- und Tonwerke Walbeck. - Staatl. Geol. Kommission, Außenstelle Halle, Halle [Unveröff.]. -- (BGR Archiv-Nr. 410 47 40).
- REICHSTEIN, H. (1956): Ergebnisbericht Glassand Walbeck 1955. - VEB GFE Halle [Unveröff.]. -- (BGR Archiv-Nr. 410 47 39).
- REMUS, W.; KOTHER, F. & HOFFMANN, A. (1991): Zwischenergebnisse der geologischen Erkundung des Endlagers Morsleben von 1988 bis 1990. UWG, Berlin, erstellt im Auftrag der DBE für das BfS [Unveröff.]. -- (BGR, Archiv-Nr. 202 62 39).

- ROHDE, G. (1986): Schwermineralanalytische Untersuchungen des Objektes ERA im Vergleich mit Schwermineralassoziationen der Glassande von Walbeck. - ZGI Berlin, [Unveröff.]. -- (BGR Archiv-Nr. 202 23 18).
- RUSKE, R. (1963): Ergebnisbericht Glassand Walbeck 1959/1961 mit Massenberechnung. - VEB GFE West, Halle [Unveröff.], GLA-LSA, Archiv-Nr. L 448.
- SCHULZE, E. (1989): Ergebnisbericht Biostratigraphie Bohrung ERAM-DP 10/88; 20/88. - ZGI Berlin, [Unveröff.]. -- (BGR-Archiv-Nr. 202 32 39).
- SEHM, K. (1996): Dokumentationsbericht zur Untersuchungsdurchführung von Schwermineralanalysen. - UWG, Berlin, erstellt im Auftrag der BGR [Unveröff.]. -- (BGR, Archiv-Nr. 202 59 36)
- STIEWE, H. (1992): Gravimetrische Untersuchungen der Allertalzone im Raum Morsleben. - BGR, Archiv-Nr. 109 682, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- WAGENBRETH, O. (1961): Ergebnisbericht zu geologischen Erkundungsarbeiten auf Braunkohle in den Oscherslebener Mulden 1960 - 1961 mit Vorratsschätzung. - VEB GFE West, [Unveröff.]. -- (BGR Archiv-Nr. 100 09 71).
- WENZEL, D. (1968): Ergebnisbericht Vorerkundung/Erkundung Bindeton Walbeck 1967/68. - VEB GFE Halle [Unveröff.]. -- (GLA-LSA, Archiv-Nr. L 542).

7. Verzeichnis der Abkürzungen

BA	Bergakademie
BfS	Bundesamt für Strahlenschutz, Salzgitter
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover
BLM	Gesellschaft für bohrlochgeophysikalische und geoökologische Messungen mbH, Storkow
CC17	Coccolithenzone 17 (in diesem Bericht wird der Begriff Coccolithen im Sinne von Kalkmannofossilien verwendet.)
DBE	Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe mbH, Peine
Dp Mors	Deponiebohrung Morsleben
Dp Mors (LB)	Deponiebohrung Morsleben (Lange Berge)
ERAM	Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben
ERX HL	Bohrung Erxleben
GLA-LSA	Geologisches Landesamt - Land Sachsen-Anhalt
GFZ	Geoforschungszentrum, Potsdam
HM	Hauptmulde
Hmt	Helmstedt
Höt	Hötensleben
Hy Mors	Hydrogeologische Bohrung Morsleben
HyWak HL	Bohrung Hydrogeologie Walbeck
Ig Mors	Ingenieurgeologische Bohrung Morsleben
Kb Mors	Kernbohrung Morsleben
OM	Ostmulde
ÖSS	Östlicher Schachtsattel
Res.	Residuen
RKS Mors	Rammkernsondierung Morsleben
RM1	Randmulde 1

RS1	Randsattel 1
SAAS	Staatliches Amt für Atomsicherheit der DDR
SdWak HL	Bohrung Sand Walbeck
SnWl	Seehausen/Wefensleben
SM	Südmulde
SPP 11	Sporen- und Palynomorphenzone 11
TU	Technische Universität
Twak HL	Bohrung Ton Walbeck
UWG	Gesellschaft für Wirtschafts- und Umweltgeologie mbH, Berlin
Wef	Weferlingen
WM	Westmulde
WSS	Westlicher Schachtsattel
ZGI	Zentrales Geologisches Institut, Berlin

8. Verzeichnis der Tabellen

- Tabelle 1 Höhenlage der Auflagerungsfläche der lithostratigraphischen Einheiten des Tertiärs auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle, auf der Weferlinger Triasplatte und in der Allertalzone S. 79-80
- Tabelle 2 Höhenlage der Rupel-Basissande, der Unterfläche des Rupel-Tones und präglazialer Kiese im Raum Althaldensleben-Valdorf S. 84
- Tabelle 3 Höhenlage der Tertiär- und Quartärbasis, Höhenlage und Mächtigkeit von Rupelschichten nach Bohrungen S. 85
- Tabelle 4 Höhenlage präglazialer Kiese auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle, auf der Weferlinger Triasplatte und in der Allertalzone S. 101-104

9. Verzeichnis der Abbildungen

- Abb. 1 Einfluß der Gitterberechnung auf die Anomalienform und -amplitude im gravimetrischen Lokalfeld $\lambda < 3$ km im Raum Morsleben S. 17
- Abb. 2 Ergebnisse röntgenphasenanalytischer Untersuchungen von tonigen Kluftbestegen in der Dp Mors 69/95. Hauptkomponente: Polygarskit; Nebenkompontenten: Quarz, Dolomit, Calcit S. 55
- Abb. 3 Bohrung Dp Mors 23/89 im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld S. 62

10. Verzeichnis der Anlagen

Anlage 1	Lokalfeld der Bouguerschwere, Wellenlänge > 3 km	(1 Blatt)	M 1 : 25 000
Anlage 2	Korrelationsprofil von Gamma-Ray Meßkurven aus Bohrungen mit höherer Oberkreide	(1 Blatt)	
Anlage 3	Verbreitung und Tiefenlage der jüngeren Oberkreide (Oberes Untercampan bis Untermaastricht) und des Tertiärs in der Allertalzone	(1 Blatt)	M 1 : 10 000
Anlage 3a	Bohrpunktkarte (Ausschnitt aus Anlage 3) mit der Lage der Spurlinien der geologischen Schnitte 1-1' bis 7-7'	(1 Blatt)	M 1 : 5 000
Anlage 4	Mächtigkeit der jungoberkretazischen Ablagerungen	(1 Blatt)	M 1 : 10 000
Anlage 5	Geologischer Schnitt A-A' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur	(1 Blatt)	M 1 : 2 000
Anlage 6	Geologischer Schnitt B-B' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur	(1 Blatt)	M 1 : 2 000
Anlage 7	Geologischer Schnitt C-C' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur	(1 Blatt)	M 1 : 2 000
Anlage 8	Geologischer Schnitt D-D' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur	(1 Blatt)	M 1 : 2 000
Anlage 9	Geologischer Schnitt E-E' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur	(1 Blatt)	M 1 : 2 000
Anlage 10	Geologischer Schnitt F-F' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur	(1 Blatt)	M 1 : 2 000
Anlage 11	Geologischer Schnitt G-G' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur	(1 Blatt)	M 1 : 2 000
Anlage 12	Geologischer Schnitt H-H' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur	(1 Blatt)	M 1 : 2 000
Anlage 13	Geologischer Schnitt I-I' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur	(1 Blatt)	M 1 : 2 000

Anlage 14	Geologischer Schnitt J-J' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur	(1 Blatt)	M	1 : 2 000
Anlage 15	Geologischer Schnitt 1-1' durch die Oberkreide in der Allertalzone	(1 Blatt)	Längenmaßstab Höhenmaßstab	1 : 2 000 1 : 1 000
Anlage 16	Geologischer Schnitt 2-2' durch die Oberkreide in der Allertalzone	(1 Blatt)	Längenmaßstab Höhenmaßstab	1 : 2 000 1 : 1 000
Anlage 17	Geologischer Schnitt 3-3' durch die Oberkreide in der Allertalzone	(1 Blatt)	Längenmaßstab Höhenmaßstab	1 : 2 000 1 : 1 000
Anlage 18	Geologischer Schnitt 4-4' durch die Oberkreide in der Allertalzone	(1 Blatt)	Längenmaßstab Höhenmaßstab	1 : 2 000 1 : 1 000
Anlage 19	Geologischer Schnitt 5-5' durch die Oberkreide in der Allertalzone	(1 Blatt)	Längenmaßstab Höhenmaßstab	1 : 2 000 1 : 1 000
Anlage 20	Geologischer Schnitt 6-6' durch die Oberkreide in der Allertalzone	(1 Blatt)	Längenmaßstab Höhenmaßstab	1 : 2 000 1 : 1 000
Anlage 21	Geologischer Schnitt 7-7' durch die Oberkreide in der Allertalzone	(1 Blatt)	Längenmaßstab Höhenmaßstab	1 : 2 000 1 : 1 000
Anlage 22	Geologischer Längsschnitt 8-8' durch die Oberkreide in der Allertalzone	(1 Blatt)	Längenmaßstab Höhenmaßstab	1 : 10 000 1 : 2 500
Anlage 23	Verbreitung des Tertiärs im Untersuchungsgebiet und seinem geologischen Rahmen	(2 Blatt)	M	1 : 25 000
Anlage 24	Verbreitung und Tiefenlage des Tertiärs in der Tertiärsenke von Schwanefeld	(1 Blatt)	M	1 : 2 500
Anlage 25	Geologischer Schnitt I-I' durch das Tertiär von Schwanefeld	(1 Blatt)	Längenmaßstab Höhenmaßstab	1 : 1 000 1 : 250

- Anlage 26 Geologischer Schnitt II-II' durch das Tertiär
von Schwanefeld (1 Blatt) Längenmaßstab 1 : 1 000
Höhenmaßstab 1 : 250
- Anlage 27 Geologischer Schnitt III-III' durch das Tertiär
von Schwanefeld (1 Blatt) Längenmaßstab 1 : 1 000
Höhenmaßstab 1 : 250
- Anlage 28 Geologischer Schnitt IV-IV' durch das Tertiär
von Schwanefeld (1 Blatt) Längenmaßstab 1 : 1 000
Höhenmaßstab 1 : 250
- Anlage 29 Tertiär Meßtischblatt Erxleben (3733),
Kolonnenprofil (1 Blatt) Längenmaßstab 1 : 250
Höhenmaßstab unmaßstäblich
- Anlage 30 Schichtenschnitte durch das Tertär südlich
von Weferlingen (1 Blatt) Längenmaßstab 1 : 1 000
Höhenmaßstab 1 : 250
- Anlage 31 Normalprofil der Kreide und des Tertiärs
in der Allertalzone (1 Blatt)
- Anlage 32 Normalprofil des Tertiärs auf der
Weferlinger Triasplatte (1 Blatt)

ERA Morsleben

A N H A N G

Tafel 1

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bilder 1 und 2: Dp Mors 65A/95, Kernmarsch 53, Teufe 53,00-53,15 m, Probe 6679

Bild 1: Seitenansicht

Bild 2: Aufsicht auf die Unterseite der Probe

Konglomerat: Grundmasse: Kalk- bis Kalksandstein, schwach schluffig, sehr schwach glaukonitisch, sehr schwach glimmerig, mit eingeregelteten, 70-85°, vereinzelt flacher, z.T. auch gegenläufig einfallenden, meist plattigen Geröllen von Tonstein, violettgrau, dunkelgrau bis braungrau, Schluffstein, rotbraun, Kalkstein, hellgrau, Bohnerz (Toneisenstein), dunkelbraungrau und schwarzbraun.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



Bild 1



Bild 2

Tafel 2

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bild 3: Dp Mors 65A/95, Kernmarsch 54, Teufe 55,90-56,00 m, Probe 6684

Kalkstein, schwach schluffig, mittelsandig, schwach grobsandig, sehr schwach feinkiesig, vereinzelte Mittelkiese, sehr schwach glaukonitisch, sehr schwach glimmerig, mit 0-80°, z.T. gegenläufig einfallenden Geröllen vorwiegend von Tonstein, violettgrau, und Bohnerz (Toneisenstein), dunkelbraungrau und rotbraun.

Bilder 4 und 5 Dp Mors 69A/96, Kernmarsch 167, Teufe 168,15-168,50 m, Probe 6776

Bild 4: Vorderseite des Bohrkerns

Bild 5: Rückseite des Bohrkerns

Breccie: Kalkstein bis Kalkarenit, weiß bis weißbraungrau, Brocken z.T. zerbrochen, und Grobsandstein, schluffig, schwach fein- und mittelsandig, feinkiesig, vereinzelte Mittelkiese, Komponenten: Toneisenstein, dunkelgraubraun und rotbraun, Tonstein, grau und bräunlichgrau, dunkelgelbgrün, Einfallen überwiegend steil, untergeordnet flach bis 0°; oben in Bild 5 Grenzfläche zum hangenden Mittelsandstein.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



Bild 3



Bild 4



6776



Bild 5



6776



Tafel 3

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

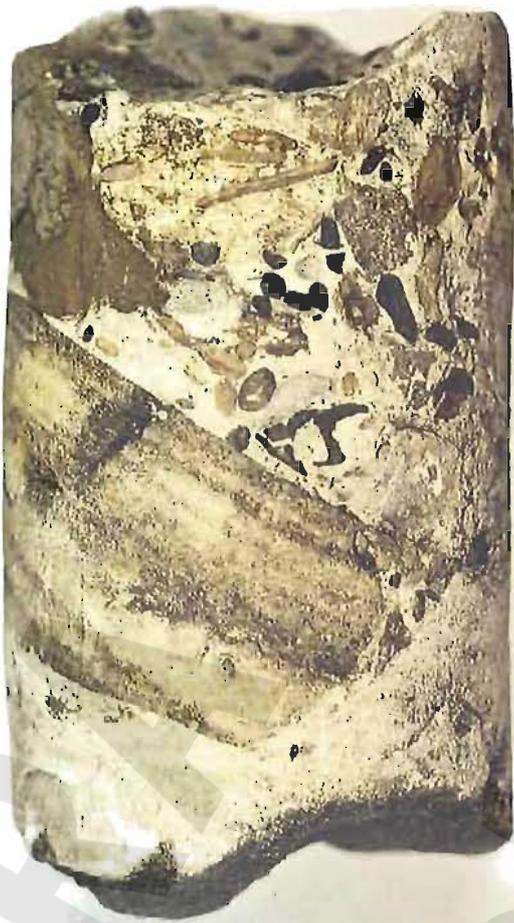
Bild 6: Dp Mors 69A/95, Kernmarsch 167, Teufe 168,50-168,65 m, Probe 6775

Breccie: Kalkstein bis Kalkarenit, weiß bis weißbraungrau; oben mit Dolomitsteingeröll, dunkelocker, in der Mitte mit großem Geröll von Feinsandstein mit mittelsandigen Schlieren, weißorangebraun und rotocker; oben und in der Mitte mit flach bis steil einfallenden Geröllen von Toneisenstein (Bohnerz), schwarzbraun und rotbraun, Tonstein, braungrau, plattig und Kalkarenit, weißgrau bis grüngrau.

Bild 7: Dp Mors 69A/95, Kernmarsch 167, Teufe 168,65-168,80 m, Probe 6770

Breccie: Oben Kalkstein, hellrötlichbraun, mit Einschlüssen von Kalkarenit, weißgrau, und Grabspuren (?), ausgefüllt mit Kalkarenit, steilstehend; in der Mitte Kalkarenit, weißorangebraun, mit Geröllen von Toneisenstein (Bohnerz), schwarzbraun und rotbraun, und Kalkstein, hellbraun und mittelbraun, nach unten taschenförmig in den liegenden, undeutlich brecciösen, hellbraungrauen, grünstichigen Kalkarenit eingreifend.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



6775

Bild 6



6770

0 5 cm

Bild 7

Tafel 4

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bilder 8 und 9: Dp Mors 69A/95, Kernmarsch 168, Teufe: 169,30-169,53 m, Probe 6777

Bild 8: Vorderseite des Bohrkerns

Bild 9: Rückseite des Bohrkerns

Schluffstein, schwach tonig, feinsandig, stark mittelsandig, schwach grobsandig, schwach feinkiesig, vereinzelte Mittelkiese, dunkelgelbgrün, stark kalkhaltig, Geröllkomponenten: Toneisenstein, schwarzbraun und rotbraun, Kalkarenit, weiß bis weißbraungrau, mit und ohne Toneisensteineinlagerungen, Tonstein, dunkelolivgrau; mit eckigen Brocken von Kalkarenit, weiß bis weißbraungrau bis 17 x 12 x 8 cm, Kalksandstein, hellocker, bis 7 cm Kantenlänge mit runden Grabspuren, ausgefüllt mit weißem bis weißbraunrauem Kalkarenit; Einfallen der groben Brocken überwiegend steil.

Bild 10: Dp Mors 69A/95, Kernmarsch 176, Teufe 183,53-183,68 m, Probe 6771

Konglomerat: Grundmasse: Schluffstein, sehr schwach tonig, feinsandig, mittelsandig, schwach grobsandig, stark kalkhaltig; Gerölle: Toneisenstein (Bohnerz), schwarzbraun und rotbraun, Tonstein, grüngrau, Kalkarenit, weißrotgrau und rötlichgrau, Gerölle, z.T. mit kleineren Geröllen von Toneisenstein und Tonstein, z.T. mit Grabspuren, ausgefüllt mit Kalkarenit, Gerölle z.T. gerundet, z.T. eckig, untergeordnet plattig, Einfallen überwiegend 60-80°, untergeordnet flacher; rechts im Bild Tasche mit steiler Geröllanordnung an der Seite und in ihrem Inneren und flacher lagernden Geröllen am Boden.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.

6777



Bild 8

6777



Bild 9



Bild 10

Tafel 5

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bild 11: Dp Mors 69/95, Kernmarsch 177, Teufe 184,45-184,62 m, Probe 6772

Feinsandstein, schwach mittelsandig, sehr schwach grobsandig, partienweise grobsandig und feinkiesig, dunkelgrau, kalkfrei bis schwach kalkhaltig, Geröllkomponenten: überwiegend Toneisenstein (Bohnerz), schwarzbraun und rotbraun, daneben Tonstein, dunkelgrau und braungrau; einzelne eckige Brocken von Kalkarenit, hellrotgrau; taschen- bis trichterförmige Anordnung der Gerölle, unten mit welliger, zerrissener Schliere von Mittelsandstein, stark glaukonitisch, graugrün.

Bild 12: Dp Mors 69A/95, Kernmarsch 172, Teufe 193,10-193,23 m, Probe 6773

(Vorderseite des Bohrkerns)

Feinsandstein, sehr schwach bis stark schluffig, sehr schwach mittel- und grobsandig, wechselnd feinkiesig, einzelne Mittelkiese, einzelne Grobkiese; im Bild unten steilstehende Toneisenstein-Konkretion, links Brocken von Gips, hellrotocker bis rotocker; schwach glaukonitisch, kalkfrei bis sehr schwach kalkhaltig, stark dolomitisch, grüngrau; Einfallen der Gerölle überwiegend steil, oben z.T. auch flach; ca. 0,5 m über der Oberfläche des Hutgesteins.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.

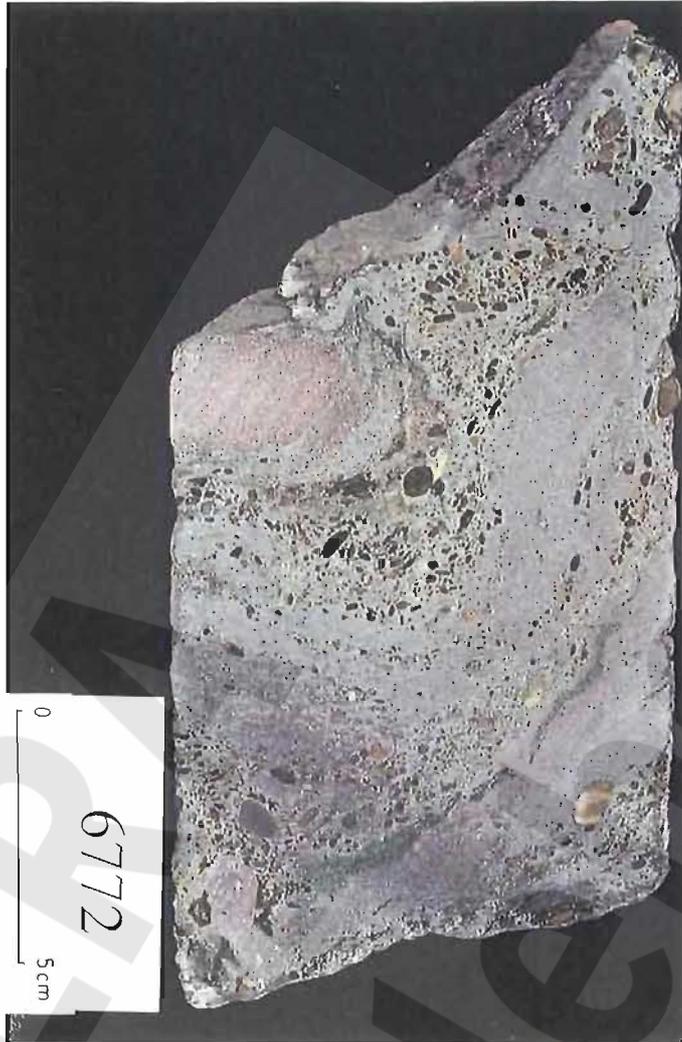


Bild 11



Bild 12

Tafel 6

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bild 13: Dp Mors 69A/95, Kernmarsch 172, Teufe 193,10-193,23 m, Probe 6773
(Rückseite des Bohrkerns)

Großer Brocken von Gips, hellrocker bis rocker, darüber und links daneben Feinsandstein, wie zu Bild 12 beschrieben, ca. 0,5 m über der Oberfläche des Hutgestein.

Bild 14: Dp Mors 71A/94, Kernmarsch 71, Teufe 62,20-62,35 m, Probe 6468

Tonstein, schluffig, kalkhaltig, stark brecciert, dunkelgrau, in mm-Abständen geschichtet, Fließstruktur, durch Klüfte mehrfach zerbrochen, wahrscheinlich Material des Unteren Jura, am rechten Bildrand mit unten steil einfallender, nach oben flacherer Begrenzung zu die Rückseite des Bohrkernes einnehmendem Mittelsand bis Mittelsandstein, schwach feinsandig, grobsandig, schwach feinkiesig, sehr schwach mittelkiesig (Geröllkomponenten: Tonstein, grau; einzelne Bohnerze, schwarzbraun und rotbraun), kalkhaltig, weißoliv bis grauoliv (= Untere Alleringerslebener Schichten), ca. 1,0 m über der Oberfläche des Jura.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



Bild 13



Bild 14

Tafel 7

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bild 15: Dp Mors 71A/95, Kernmarsch 72, Teufe 62,60-62,90, Probe 6398

Breccie: Grundmasse: Feinsandstein, schluffig, mittelsandig, sehr schwach glaukonitisch, stark kalkhaltig, weißbraungrau bis hellbraungrau; Gerölle: überwiegend Schluffstein, tonig, mittel- bis dunkelgrau, eckig bis kantengerundet, des Unteren Jura, und Toneisenstein (Bohnerz), rotbraun und dunkelocker, meist plattig; Einfallen der Gerölle 0-25°, vereinzelt steiler, in der Mitte am rechten Bildrand Rand einer Tasche ?

Bild 16: Dp Mors 72A/94, Kernmarsch 59, Teufe 61,48-61,62 m, Probe 6711

Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, sehr schwach mittelsandig, sehr schwach grobsandig, schwach mittelkiesig, einzelne Grobkiese (Geröllkomponenten: Feinsandstein, Phosphoritknollen, Bohnerz), schwach glaukonitisch, stark kalkhaltig, dunkelolivgrau; von links oben nach rechts unten Störung 55-81° einfallend; rechtsseitig der Störung Konglomerat mit zahlreichen Geröllen von Bohnerz, rotbraun, unregelmäßig einfallend; die subrosionsbedingte Störung ist von 61,48-61,82 m und von 62,28-62,47 m im Bohrkern nachgewiesen.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



6398 0 5

Bild 15



Bild 16

6711

Tafel 8

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bild 17: Dp Mors 72A/94, Kernmarsch 59, Teufe 62,28-62,43, Probe 6712

Konglomerat: Grundmasse: Kalkfeinsand bis Kalkfeinsandstein, schwach schluffig, sehr schwach glaukonitisch, weißolivgrau; Gerölle: überwiegend Toneisenstein (Bohnerz), rotbraun, meist plattig, z.T. nesterartig angereichert in Fein- bis Mittelkiesgröße, z.T. in Mittel- bis Grobsandgröße (z.B. auf dem Bild oben); Feinsandstein, sehr schwach schluffig, kalkhaltig, hellocker, z.T. plattig, z.T. gut gerundet, sehr vereinzelt Tonstein, hellgraugrün, Einfallen der Gerölle 0-45°, vereinzelt steil.

Bild 18: Dp Mors 72A/94, Kernmarsch 60, Teufe 65,01-65,21 m, Probe 6713

Konglomerat: Grundmasse: Kalkgrobsand bis Kalkgrobsandstein, schluffig, schwach feinsandig, mittelsandig, weißorangebraun, in der Mittel- bis Grobsandfraktion zahlreiche Toneisensteine (Bohnerz); gröbere Gerölle bis 9 x 4 x 2,5 cm: Tonstein, kalkfrei bis sehr schwach kalkhaltig, graugrün, und Feinsandstein, kalkfrei, helloliv; Einfallen der Gerölle 0 bis 80°.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.

6712

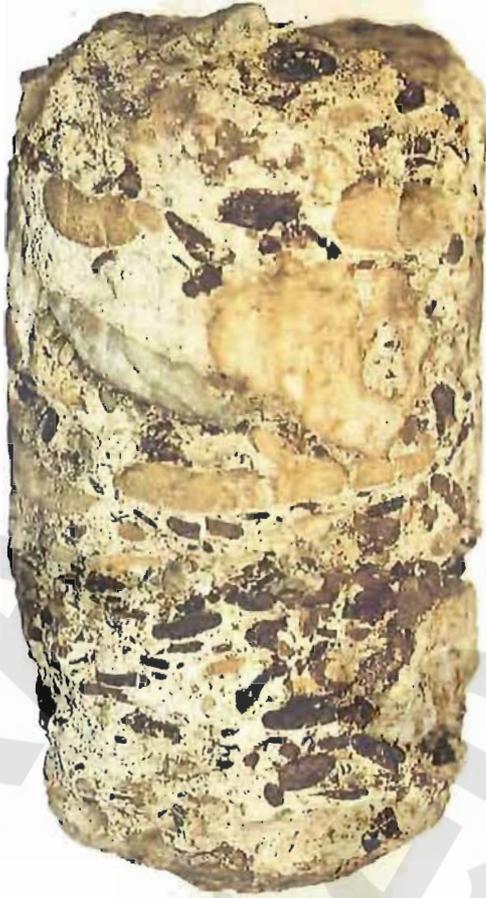


Bild 17

6713



Bild 18

Tafel 9

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

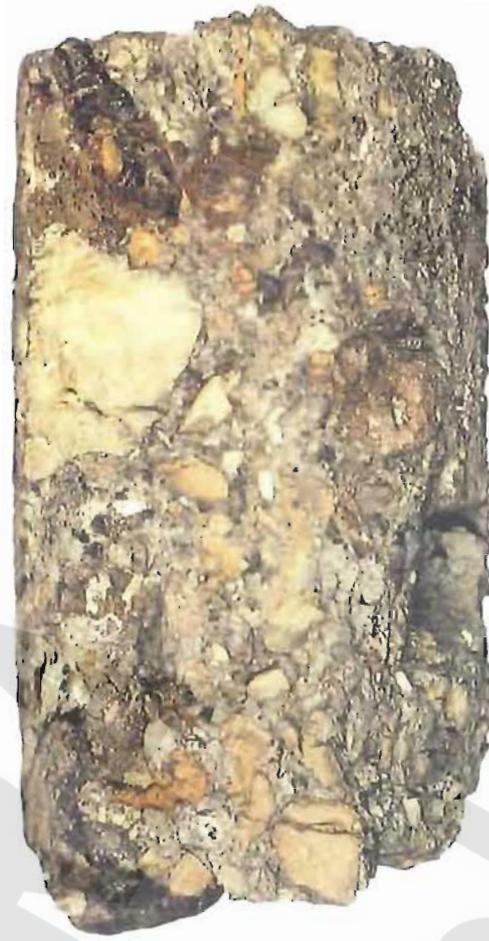
Bild 19: Dp Mors 72A/94, Kernmarsch 60, Teufe 65,36-65,53, Probe 6714

Konglomerat: wie in Bild 18, Einfallen der Gerölle jedoch überwiegend steil, in der Längsachse des Bohrkernes Einschaltung von größerem Material, links oben und links unten sowie in der Mitte rechts größere Toneisenstein-Konkretionen, im gesamten Bohrkern, insbesondere oben rechts zahlreiche bis grobsandgroße Bohnerze.

Bild 20: Dp Mors 72A/94, Kernmarsch 62, Teufe 69,50-69,60 m, Probe 6708

Konglomerat bis Breccie: Grundmasse: Schluff bis Schluffstein, tonig, feinsandig, sehr schwach mittelsandig, sehr schwach glaukonitisch, olivgrau; mit unregelmäßigen Schlieren und Nestern von Feinsandstein, schluffig, mittelsandig, schwach grobsandig (= Bohnerz; im Bild oben), hellolivgrau bis weißgrau, insgesamt stark kalkhaltig; Gerölle: Toneisenstein, rotbraun bis schwarzbraun, plattig, z.T. gut gerundet, Feinstsandstein, schwach schluffig, kalkfrei, gelbocker, mürbe (oben rechts), Tonstein bis Schluffstein, kalkfrei, dunkelgrau, grüngrau, kantig; Einfallen der Gerölle regellos, horizontal bis steil, z.T. gegenläufig; von oben rechts bis Mitte links: deutliche Gleitfläche, dunkleres Material oben von hellerem unten trennend, ca. 45° einfallend, an der Gleitfläche oben rechts plattiges, zerbrochenes Toneisensteingeröll.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



6714



Bild 19



6708

0 5cm



Bild 20

Tafel 10

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bilder 21 und 22: Dp Mors 72A/94, Kernmarsch 63, Teufe 70,70-71,10 m, Probe 6783

Bild 21: Vorderseite des Bohrkerns

Bild 22: Rückseite des Bohrkerns

Konglomerat bis Breccie: wie Probe 6708, jedoch Gerölle durchweg steil einfallend; markant große Toneisenstein-Konkretionen, gut gerundet und plattig und grobsand- bis feinkiesgroße Bohnerzgerölle, weiterhin Feinstsandstein- und Tonsteingerölle.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



6783

Bild 21



6783

Bild 22

Tafel 11

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bild 23: Dp Mors 86A/95, Kernmarsch 70, Teufe 7109,25-109,45 m, Probe 6463

Konglomerat bis Breccie: Grundmasse: Feinsand, schluffig, schwach glaukonitisch, stark kalkhaltig, weißgrüngrau; Gerölle: Feinkies, schwach grobsandig, mittelkiesig, einzelne Grobkiese; dominierend Tonstein, grüngrau bis hellolivgrau, eckig, plattig, selten gut gerundet, vereinzelt Bohnerz, rotbraun, schwarzbraun, Gerölle überwiegend 0-25°, vereinzelt bis 80° einfallend.

Bild 24: Dp Mors 86A/95, Kernmarsch 79, Teufe 138,00-138,20 m, Probe 6464

Konglomerat bis Breccie: Grundmasse: Schluff, wechselnd feinsandig, wechselnd glaukonitisch, sehr stark kalkhaltig, weißbraungrau; Gerölle (Anteile wechselnd): Feinkies, mittelkiesig; stark überwiegend Tonstein, kalkfrei, hellviolettbraun, grüngrau, weißgrüngrau, plattig, eckig bis gut gerundet, vereinzelt Bohnerz in Feinkies-Größe, mäßig häufig in Mittelsandgröße; Gerölle überwiegend 18-35°, vereinzelt bis 80° einfallend.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



6463

0

5c

Bild 23



6464

0

5c

Bild 24



Tafel 12

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bild 25: Dp Mors 86A/95, Kernmarsch 79, Teufe 138,35-138,45 m, Probe 6474

Breccie: Grundmasse: Schluff, feinsandig, schwach glaukonitisch, weißbraungrau, in Nestern und Schlieren glaukonitisch, grüngrau, stark kalkhaltig; Gerölle: Mittelkies, feinkiesig, schwach grobkiesig; Komponenten: überwiegend Tonstein, eckig, schwach kantengerundet, kalkfrei und kalkhaltig, hellviolettbraun, hellgrüngrau, wenig Feinsandstein, sehr schwach glaukonitisch, kalkhaltig, weißgrüngrau, einzelne Phosphorite, dunkelbraungrau bis schwarzocker, sehr gut gerundet, eiförmig, polierte Rinde; Phosphorite (im Bild oben) und andere Gerölle vollständig oder teilweise umhüllt von ca. 0,01 cm dünnen Mantel aus Palygorskit (?), hellavendelblau, seidenglänzend, desgleichen Kluftflächen (im Bild Unterseite des Bohrkernes); Gerölle meist steil, z.T. auch flach einfallend.

Bild 26: Dp Mors 86A/95, Kernmarsch 79, Teufe 138,45-138,55 m, Probe 6475

Breccie wie zuvor; an der Oberseite des Bohrkernes Kluftfläche mit Palygorskit(?) - Häutchen belegt, Gerölle z.T. steil, z.T. flach bis horizontal einfallend.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



6474

Bild 25



6475

Bild 26

Tafel 13

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu) -

Bild 27: Dp Mors 86A/95, Kernmarsch 80, Teufe 139,90-140,10 m, Probe 6466

Breccie: Grundmasse: Feinsand, schluffig bis stark schluffig, vereinzelte Glaukonit-Körner, stark kalkhaltig, weißbraungrau bis weißorangebraun; Gerölle: Mittelkies, feinkiesig, grobkiesig, partienweise Feinkies, mittelkiesig, sehr schwach grobkiesig; Gerölle überwiegend nur schwach verfestigt, oft weich; Gerölle z.T. mit bis 1 cm Durchmesser großen runden bis ovalen Löchern (Bohrlöcher von Fossilien ?), ausgefüllt mit Matrix (im Bild unten rechts); Gerölle meist eckig bis schwach gerundet, z.T. dicht gepackt mit wenig Grundmasse dazwischen; Geröll-Komponenten: Grobschluffstein, kalkfrei, weißbraungrau, hart, Schluffstein, stark kalkhaltig, weißbraungrau, weich, Schluffstein bis Tonstein, hellviolettbraun, grüngrau, weich, vereinzelt Phosphorit oder Bohnerz bis Feinkießgröße, schwarzbraun; Gerölle regellos eingelagert, überwiegend flach, untergeordnet steil einfallend.

Bilder 28 und 29: Dp Mors 86A/95, Kernmarsch 80, Teufe 140,85-141,20 m, Probe 6467

Bild 28: Vorderseite des Bohrkerns

Bild 29: Rückseite des Bohrkerns

Breccie wie zuvor; jedoch mit mehr größeren Geröllkomponenten; Gerölle regellos eingelagert, Einfallen der Gerölle 30-80°.

Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



Bild 27

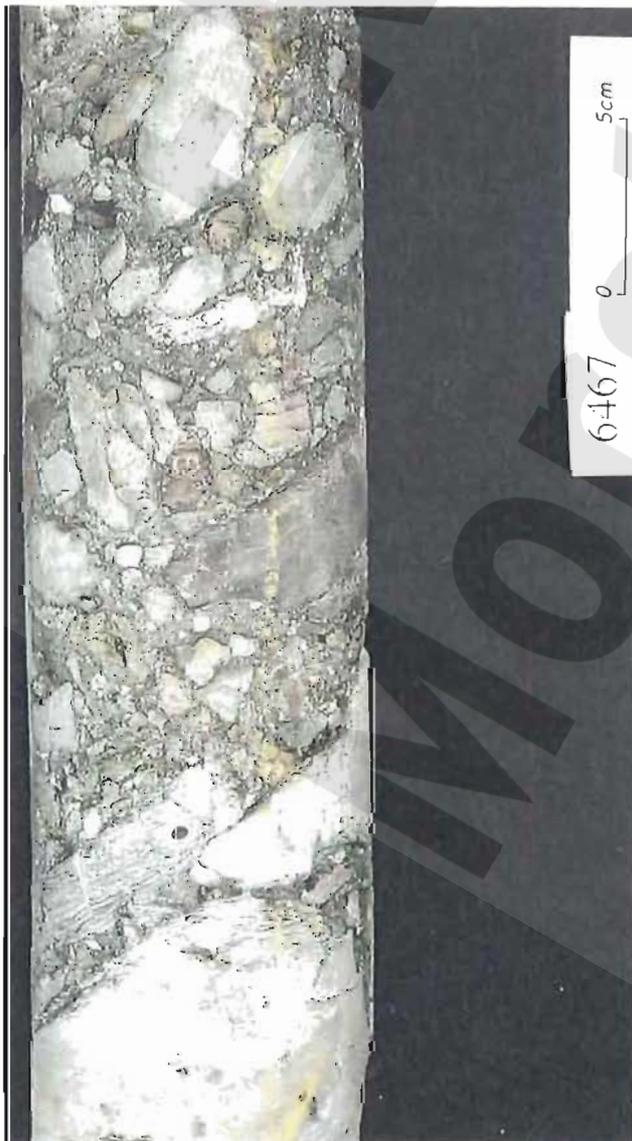


Bild 28



Bild 29

Tafel 14

- Transgressionsfläche der Unteren Alleringerslebener Schichten (krALu) über Mittlerem Keuper (kmSM3) -

Bilder 30 und 31: Dp Mors 86A/95, Kernmarsch 80; Teufe 141,20-141,29 m, Probe 6477

Bild 30: Vorderseite des Bohrkerns

Bild 31: Rückseite des Bohrkerns

Bild 30:

oben Breccie der Unteren Alleringerslebener Schichten mit regellos einfallenden Geröllkomponenten wie zuvor, darunter Tonsteinbreccie, weißolivgrau, des Mittleren Keuper (Reduktionszone), mit dunkelviolettblauen Schlieren und mit Schlieren von Material der Unteren Alleringerslebener Schichten (Spaltenfüllung), darunter Tonsteinbreccie, dunkelviolettblau des Mittleren Keuper.

Bild 31:

oben rechts Breccie der Unteren Alleringerslebener Schichten, darunter Tonsteinbreccie, dunkelviolettblau, des Mittleren Keuper mit weißolivgrauen Reduktionsflecken und -schlieren, in der Mitte Spaltenfüllung mit Material der Unteren Alleringerslebener Schichten (Gerölle und Grundmasse), unten Tonsteinbreccie, dunkelviolettblau, des Mittleren Keuper.

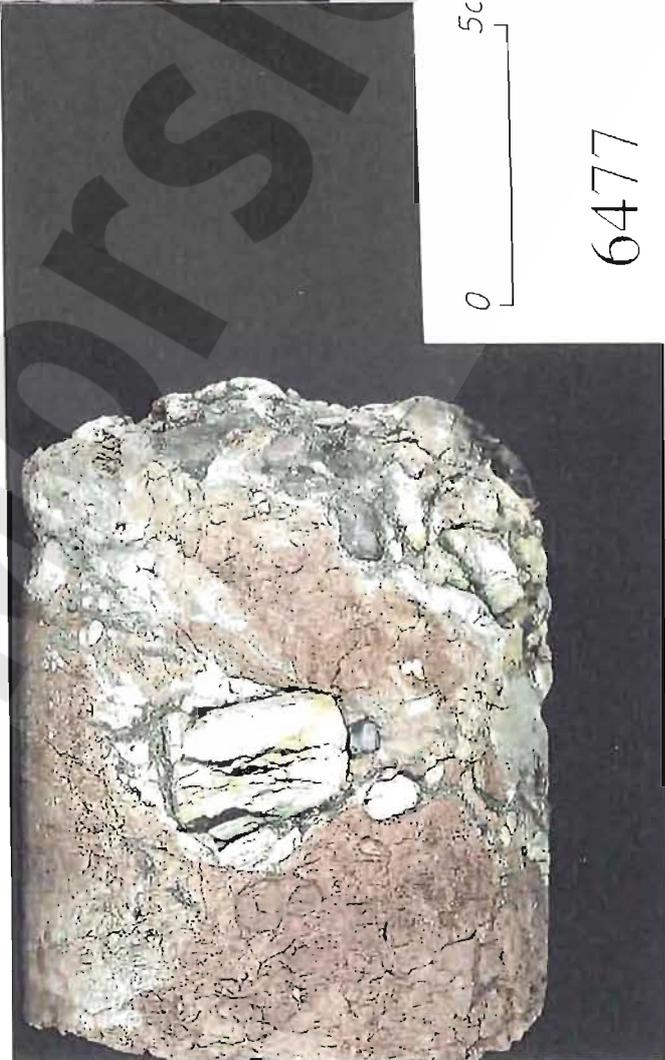
Anmerkung: Die Pfeile an den Bildern zeigen zum Bohrlochtiefsten.



6477

0 5

Bild 30



6477

0 5

Bild 31

