Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	**9** (2002), 1/2	S. 17–31	7 Abb., 1 Tab., 37 Lit.

Die oligozäne und miozäne Schichtenfolge im mittleren Teil der Salzstruktur Gorleben–Rambow

ANGELIKA KÖTHE, WOLFGANG WEISS & RAINER ZWIRNER

Einleitung

Die geowissenschaftliche Erkundung des Salzstocks Gorleben begann 1979 zunächst im Untersuchungsgebiet „Gorleben-Süd". Nach der Wiedervereinigung wurde auch das nördlich gelegene Gebiet „Dömitz-Lenzen" in die Untersuchung einbezogen. Dieses Gebiet liegt im Übergangsbereich zwischen dem Salzstock Gorleben und dem Salzstock Rambow. Die gesamte Struktur wird als die Salzstruktur Gorleben–Rambow bezeichnet.

Im Rahmen des Untersuchungsprogramms „Dömitz-Lenzen" wurden in den Jahren 1996 und 1997 für die geologische und die hydrogeologische Erkundung des Deckgebirges im Bereich der Salzstruktur Gorleben–Rambow und der beiderseitigen Randsenken nördlich der Elbe und südlich des Rudower Sees 22 hydrogeologische Aufschlußbohrungen mit bis zu vier Nebenbohrungen zur Errichtung von Grundwassermeßstellen sowie fünf strukturgeologische Bohrungen abgeteuft (Abb. 1). Die Endteufen der Bohrungen lagen zwischen 174 m und 446 m. Bei der geowissenschaftlichen Auswertung wurden Ergebnisse neuer flachseismischer Untersuchungen (ZIRNGAST 2000) sowie älterer Tiefbohrungen, vorwiegend der Erdölindustrie, berücksichtigt.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über den mittleren Bereich der SW-NE streichenden Salzstruktur Gorleben–Rambow, wobei die Aufschlußbohrungen im Wesentlichen in der NW-Randsenke und nur eine Bohrung in der SE-Randsenke

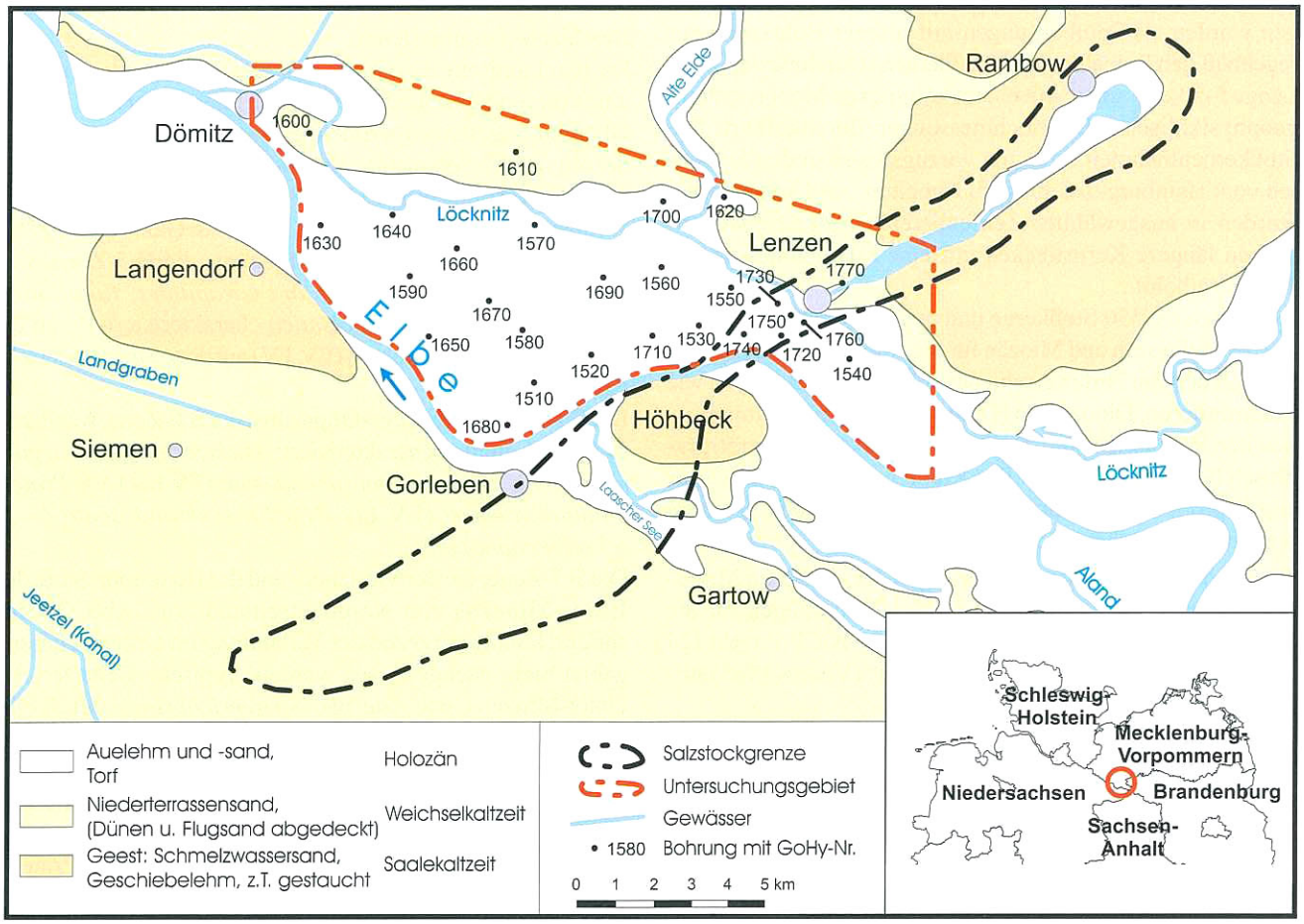


Abb. 1 Geologisch-morphologische Übersicht und Lageplan der untersuchten Bohrungen

Tab.1 Anzahl der biostratigraphisch und sedimentologisch bearbeiteten Proben

	Oligozän		Miozän		
	Rupelton	Chatt-Schichten	Untere Braunkohlensande	Hamburg-Ton	Obere Braunkohlensande
Foraminiferen	80	199	29	36	-
Dinozysten	11	14	32	111	1
Kalknannoplankton	24	5	-	9	-
Siebanalyse	-	25	42	9	-
Kombinierte Sieb-/ Sedimentationsanalyse	-	9	-	11	-
Karbonatgehalt	-	16	-	-	-
Organischer Kohlenstoff	-	-	8	14	-

der Salzstruktur abgeteuft wurden. Die Aufschlußbohrungen durchteuften quartäre Deckschichten und Schichten des Miozäns und des Ober-Oligozäns und wurden mit dem Erreichen des Rupeltons bzw. der Chatt-Schichten eingestellt. Hinzu kamen fünf Bohrungen auf der Salzstruktur, die das ältere Tertiär und das Hutgestein durchbohrten und mit dem Erreichen des Steinsalzes eingestellt wurden. Die Bohrungen wurden als Spülbohrungen mit offener Bohrkrone zur regelmäßigen Entnahme von Stoßkernen (Durchmesser 3 cm, Länge 5-50 cm) sowie mit einem komplexen Meßprogramm geophysikalischer Bohrlochmessungen durchgeführt. Die Stoßkernentnahmen erfolgten vorzugsweise in den Schichten vom Hamburg-Ton bis zum Rupelton. An 13 Standorten wurden in ausgewählten Teufenbereichen der Nebenbohrungen längere Kernstrecken mit einem Durchmesser von 101 mm erbohrt.

Es wurden ca. 550 Stoßkerne und gekernte Sedimentproben aus dem Oligozän und Miozän für die Altersbestimmung ausgewählt und mit Hilfe verschiedener Mikrofossilgruppen wie Foraminiferen, Dinozysten (Dinoflagellatenzysten mit organischer Wandung) und Kalknannoplankton biostratigraphisch bearbeitet (Tab. 1). Die Kerne wurden teilweise sehr eng beprobt (dm-Abstand), zum Teil jedoch auch in einem weiten Abstand (bis ca. 50 m).

Die angewandten Tertiär-Zonierungen der einzelnen Mikrofossilgruppen sind eingehängt in die Gliederungen für die nordwesteuropäischen Tertiärbecken, die im IGCP-Projekt 124 „The Northwest European Tertiary Basin" (VINKEN 1988) aufgestellt wurden.

Besondere Aufmerksamkeit bei den sedimentologischen Untersuchungen galt der Korngrößenverteilung in den Unteren Braunkohlensanden und den Schichtfolgen des Hamburg-Tons wegen ihrer Bedeutung als Hauptgrundwasserleiter bzw. als Grundwassergeringleiter bis Grundwasserhemmer. Ein Teil der biostratigraphischen und lithologischen Untersuchungen aus quartären Schichten werden in STRAHL & ZWIRNER (dieses Heft) vorgestellt.

Grundlagen der biostratigraphischen Einstufungen

Eine Gegenüberstellung der verschiedenen Mikrofossil-Zonierungen gibt Abbildung 2.

Im Endlagerprojekt Gorleben wird die internationale Tertiär-Gliederung, die eine Zweiteilung des Oligozäns in die Stufen Rupel und Chatt vorsieht, angewendet.

Benthische Foraminiferen

Da planktonische Foraminiferen nur selten vorkamen und unter diesen keine Leitfossilien der internationalen Tertiär-Gliederung gefunden wurden, erfolgte die Alterseinstufung der oligozänen Sedimente mit benthischen Foraminiferen. Sie basiert auf Arten der B-Zonen-Gliederung für die nordwesteuropäischen Tertiärbecken (v. DANIELS & GRAMANN 1988b).

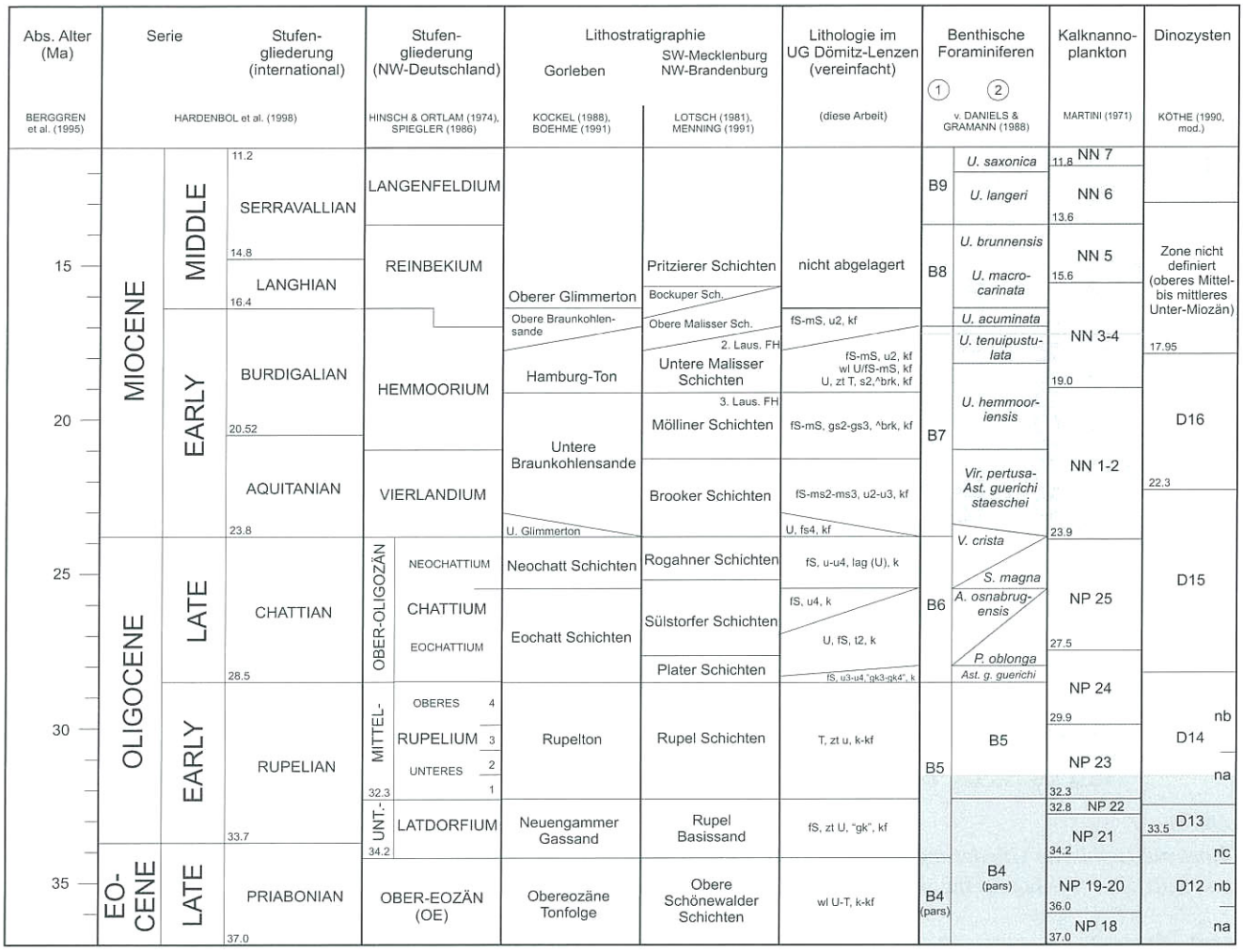
Die Rupel-Stufe des **Unter-Oligozäns**, die B 5-Zone, war durch die Leitarten *Cassidulina carapitana*, *Rotaliatina bulimoides* und *Turrilina alsatica* charakterisiert, deren erstes und letztes Vorkommen (EV, LV) auf diese Stufe beschränkt ist (Abb. 3).

Die Chatt-Stufe des **Ober-Oligozäns**, die B 6-Zone, war durch folgende Leitarten charakterisiert: *Asterigerina guerichi guerichi* (EV), *Cribrononion subnodosum* (EV bis LV), *Protelphidium roemeri* (EV bis LV), *Fursenkoina acuta (= F. schreibersiana)* (EV).

Die B 7-Zone, die der Vierlande- und der Hemmoor-Stufe des **Unter-Miozäns** von Norddeutschland (vgl. Abb. 2) entspricht, konnte aufgrund der Verlandung im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen werden. Typische Leitarten des Unter-Miozäns, wie *Asterigerina guerichi staeschei, Virgulinella pertusa, Uvigerina tenuipustulata* und *Elphidium inflatum*, kamen nicht vor.

Feinstratigraphisch wurde im Untersuchungsgebiet die **Rupel-Stufe** des Unter-Oligozäns gegliedert in (a) unteres Rupel (Rupel-Zonen 1-3), und (b) oberes Rupel (Rupel-Zone 4) (SPIEGLER 1965).

In der **Chatt-Stufe** wurden in Anlehnung an SPIEGLER (1974) und MÜLLER & RUSBÜLT (1981) die Zone des Eochatt (a) und



(1) Zonierung für NW-Europa

(2) Zonierung für den Raum "Weser-Aller-Elbe"

Abkürzungen:

Lithologie nach PREUSS et al. (1991)

Benthische Foraminiferen: *A. = Almaena, Ast. g. = Asterigerina guerichi, P. = Palmula, S. = Saracenaria, U. = Uvigerina, V. = Vaginulinopsis, Vir.. = Virgulinella*

2. bzw. 3. Laus. FH: 2. bzw. 3. Lausitzer Flözhorizont

Die absoluten Altersangaben in den Spalten Kalknannoplankton und Dinozysten beziehen sich auf HARDENBOL et al. (1998)

Im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen

Nicht untersucht

Abb. 2 Biostratigraphische und lithostratigraphische Gliederung des Ober-Eozäns bis Mittel-Miozäns

die Zone des Neochatt (b) unterschieden. Die Zone des Eochatt ist charakterisiert durch vorwiegend kalkschalige, benthische Foraminiferen mit den Leitfossilien *Asterigerina guerichi guerichi, Palmula oblonga* und *Almaena osnabrugensis.* Die Zone des Neochatt ist durch relativ arme Foraminiferenfaunen mit *Vaginulinopsis crista* als Leitfossil charakterisiert, die äquivalent zur *Saracenaria-magna*-Zone ist (vgl. SPIEGLER 1974). Eine entsprechende Abfolge wurde für das Eochatt und das Neochatt in Ostdeutschland angewendet (MÜLLER & RUSBÜLT 1981).

Dinozysten

Im Paläogen wird eine modifizierte Version der Dinozysten-Zonierung von COSTA & MANUM (1988) und KÖTHE (1990) angewendet (Abb. 4).

Die absoluten Altersangaben stammen aus HARDENBOL et al. (1998, Chart 3).

Zone D 14 (modifiziert)

Subzone D 14 na = Intervall vom ersten Vorkommen (EV) von *Chiropteridium galea* bis zum letzten Vorkommen (LV) von *Enneadocysta pectiniformis*.

Subzone D 14 nb = Intervall vom letzten Vorkommen (LV) von *Enneadocysta pectiniformis* bis zum letzten Vorkommen (LV) von *Rhombodinium draco*.

Bemerkungen: Die Grenze D 14 nb/D 15 ist, weil der Index-Marker *Rhombodinium draco* selten und nicht kontinuierlich vorkommt, schwierig zu fassen. Vermutlich ist das nur sporadische Vorkommen von *Rhombodinium draco* stark durch die Fazies kontrolliert. Trotz ihres sporadischen Auftretens werden das letzte Vorkommen (LV) von *Chiropteridium lobospinosum* und von *Wetzeliella gochtii,* nicht aber von *Pentadinium lophophorum, Wetzeliella symmetrica* oder

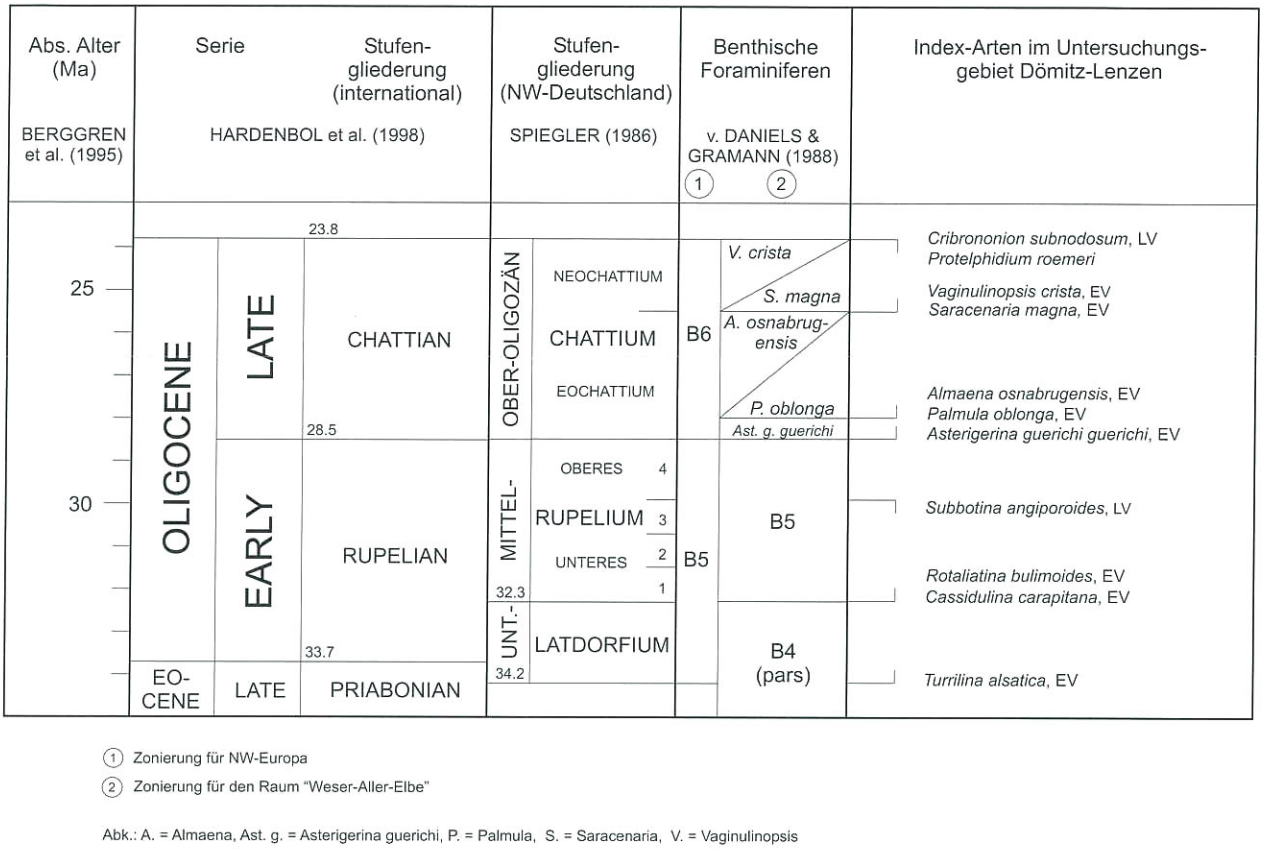


Abb. 3
Biostratigraphische Gliederung des Oligozäns nach benthischen Foraminiferen (nach v. DANIELS & GRAMANN 1998, MÜLLER & RUSBÜLT 1981) und die im Raum Dömitz-Lenzen benutzten Index-Arten

Deflandrea phosphoritica, als Hilfsmarker für die Grenze D 14 nb/D 15 benutzt.
Alter: Mittleres Unter-Oligozän (Subzone D 14 na), oberes Unter-Oligozän bis unteres Ober-Oligozän (Subzone D 14 nb)

Zone D 15 (modifiziert)
Intervall vom letzten Vorkommen (LV) von *Rhombodinium draco* bis zum letzten Vorkommen (LV) von *Chiropteridium galea.*
Bemerkung: Aus pragmatischen Gründen wird im Untersuchungsgebiet als Marker für den Top der Zone D 15 das letzte Vorkommen (LV) von *Chiropteridium galea* benutzt, da diese Art im Oligozän relativ kontinuierlich vorkommt.
Alter: Unteres Ober-Oligozän bis unteres Unter-Miozän

Zone D 16 (modifiziert)
Intervall vom letzten Vorkommen (LV) von *Chiropteridium galea* bis zum letzten Vorkommen (LV) von *Cordosphaeridium cantharellum.*
Korrelation mit anderen stratigraphischen Gliederungen: POWELL (1992, Abb. 4.10) gibt das letzte Vorkommen (LV) von *Cordosphaeridium cantharellum* an der Grenze Unter-Miozän/Mittel-Miozän an. Da *Cordosphaeridium cantharellum* im oberen Unter-Miozän der Bohrung Nieder-Ochtenhausen (STRAUSS, LUND & LUND-CHRISTENSEN im Druck) nicht mehr vorkommt, wird bezüglich der Korrelation der Zone D 16 der Auffassung von HAQ et al. (1987, Abb. 2) und HARDENBOL et al. (1998, Chart 3) gefolgt.
Alter: Unteres bis mittleres Unter-Miozän

Im Untersuchungsgebiet konnten jüngere Sedimente anhand von Dinozysten nicht zoniert werden. Mittleres Unter-Miozän bis oberes Mittel-Miozän ist durch das Fehlen von *Cordosphaeridium cantharellum* und das Vorkommen von *Systematophora placacantha* und/oder *Apteodinium tectatum* (POWELL 1992, Abb. 4.10) charakterisiert, die ihr letztes Vorkommen (LV) im oberen Mittel-Miozän haben.

Kalknannoplankton
Kalknannoplankton wurde in den miozänen Schichten des Untersuchungsgebietes nicht nachgewiesen. Es werden deshalb nur die festgestellten Zonen des Oligozäns, die Zone NP 24 sowie die Zone NP 25 vorgestellt, die nach der Standardzonierung von MARTINI (1971) in der Modifikation von MÜLLER (1978) und MÜLLER & KÖTHE (1988) angewendet (Abb. 5) wurden.

Zone NP 24 *(Sphenolithus-distentus*-Zone), modifizierte Definition (MÜLLER 1978)
Intervall vom ersten Vorkommen (EV) von *Cyclicargolithus abisectus, Helicosphaera („Helicopontosphaera") recta* bis zum ersten Vorkommen (EV) von *Pontosphaera („Discolithus") enormis.*
Bemerkung: Da *Helicosphaera recta* in Norddeutschland nur selten vorkommt, beruht die Datierung der Basis dieser Zone auf dem ersten Vorkommen (EV) von *Cyclicargolithus abisectus.*

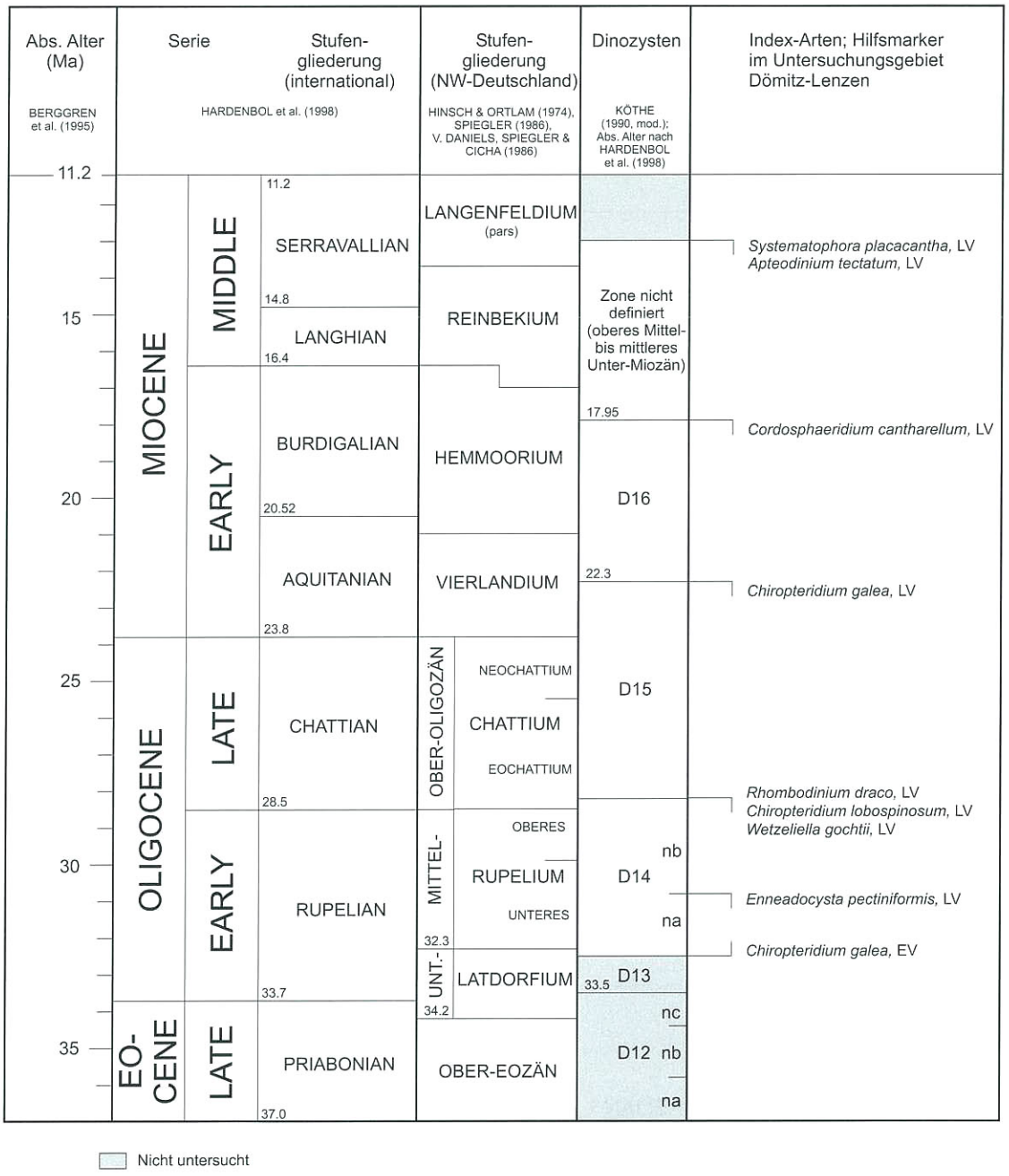


Abb. 4
Biostratigraphische Gliederung des Oligozäns und Unter-Miozäns nach Dinozysten (Köthe 1990, modifiziert) sowie die im Raum Dömitz-Lenzen benutzten Index-Arten und Hilfsmarker

Alter: Oberes Unter-Oligozän bis unteres Ober-Oligozän (Hardenbol et al. 1998)

Zone NP 25 (*Sphenolithus-ciperoensis*-Zone), modifizierte Definition (Müller & Köthe 1988)
Intervall vom ersten Vorkommen (EV) von *Pontosphaera („Discolithus") enormis* bis zum letzten Vorkommen (LV) von *Helicosphaera recta*.
Bemerkung: *Helicosphaera recta* ist im Untersuchungsgebiet sehr selten. Untersuchungen in Italien (Fornaciari & Rio 1996) haben gezeigt, dass das letzte Vorkommen (LV) von *Helicosphaera recta* nicht zuverlässig ist. Das letzte Vorkommen (LV) von *Zygrhablithus bijugatus* wird deshalb als Hilfsmarker benutzt.

Alter: Mittleres bis oberes Ober-Oligozän (Haq et al. 1987, Hardenbol et al. 1998)
Die Oligozän-Miozän-Grenze fällt nach der Kalknannoplankton-Zonierung mit der Grenze NP 25/NN 1 zusammen (Martini 1971, Müller 1978, Müller & Köthe 1988).

Gliederung der tertiären Schichtenfolge

Im Untersuchungsgebiet lassen sich drei geomorphologische Einheiten unterscheiden: die Talauen von Elbe und Löcknitz, die weichsel-kaltzeitliche Niederterrassenebene und die hügeligen Geestgebiete der Saale-Kaltzeit. Das wenig gegliederte Relief der Oberfläche verbirgt einen komplizierten, salinartektonisch gesteuerten Strukturbau im Untergrund.

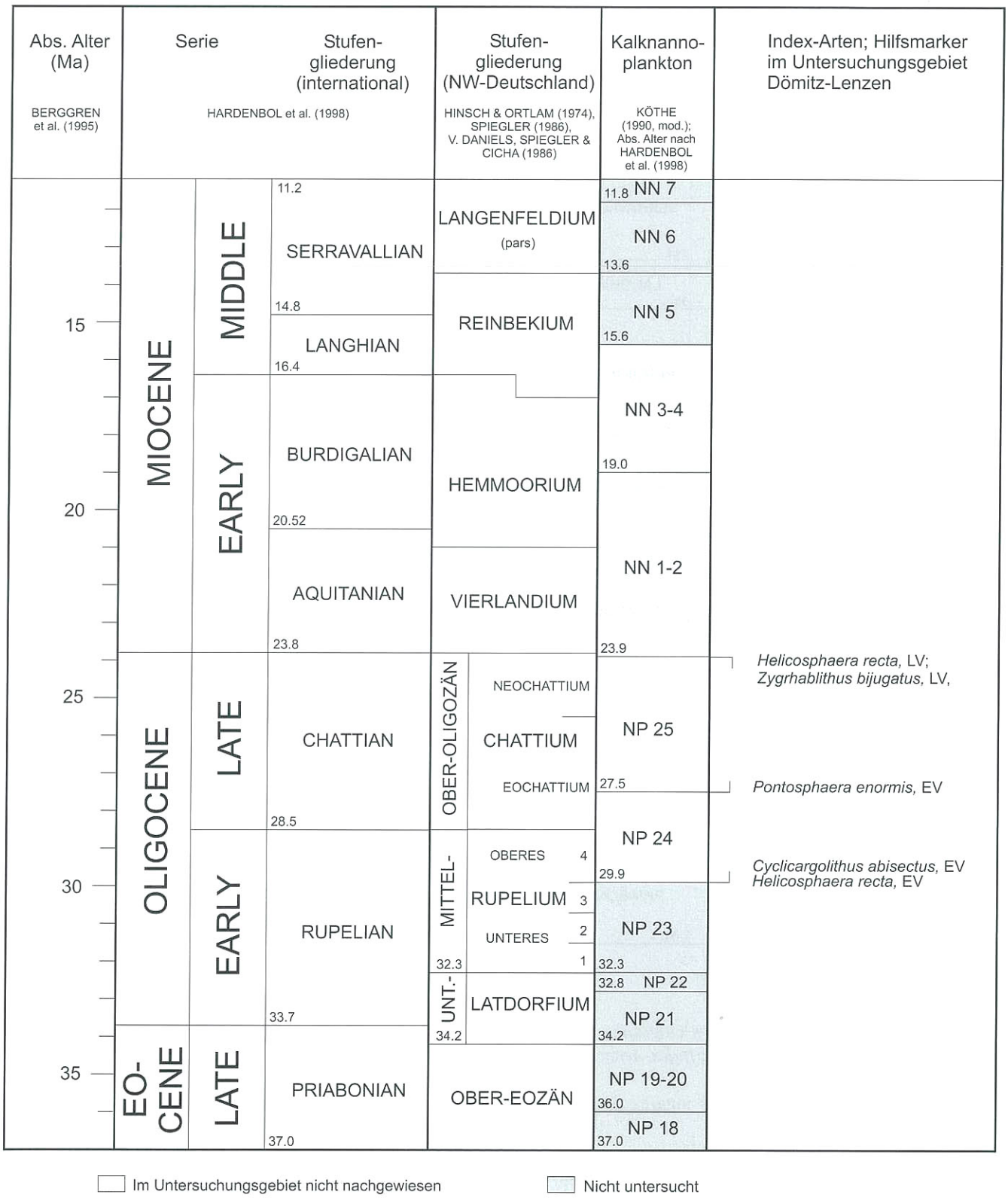


Abb. 5
Biostratigraphische Gliederung des Oligozäns nach Kalknannoplankton (MARTINI 1971, MÜLLER 1978, MÜLLER & KÖTHE 1988, modifiziert) sowie die im Raum Dömitz-Lenzen benutzten Index-Arten und Hilfsmarker

Er ist geprägt von der Salzstruktur Gorleben–Rambow und den sie auf beiden Seiten begleitenden sekundären Randsenken (Abb. 1). Im Untersuchungsgebiet schwankt die Breite der Struktur zwischen ca. 1 km und 1,3 km.

Die tertiäre Schichtenfolge ist sehr stark beeinflusst durch die regionale Position des Untersuchungsgebietes am Südrand des nordwesteuropäischen Tertiär-Beckens. Infolge epirogener Hebungen und Senkungen sowie von Meeresspie-

gelschwankungen und den damit verbundenen Verlagerungen des Beckenrandes verzahnen sich hier seit dem Ober-Oligozän zunehmend marine Ablagerungen mit kontinentalen Sedimenten, die von NE und S geschüttet wurden.
Ausführliche lithostratigraphische, petrographische und biostratigraphische Darstellungen des nordwest- und nordostdeutschen Tertiärs sind in VINKEN (1988) enthalten. Darin beschreiben v. DANIELS & GRAMANN (1988a) die regionale Lithostratigraphie des östlichen Niedersachsens. Die Paläogeographie und Lithostratigraphie des nordostdeutschen Tertiärs sind bei LOTSCH (1969, 1981) zusammenfassend erläutert. Das jüngere Tertiär in Nord- und Nordost-Niedersachsen im Detail behandelt zuletzt KUSTER (im Druck).

Oligozän

Eine im **Unter-Oligozän** einsetzende weltweite Transgression führte zu einer weit über das Untersuchungsgebiet hinaus nach Süden und Südosten reichenden marinen Sedimentation. An der Basis der oligozänen Schichtenfolge liegt meist ein wenige Meter mächtiger Feinsand-Schluff-Horizont, die Neuengammer Gassande bzw. die Rupel-Basissande.
Diese Ablagerungen sind in den Bohrungen GoHy 1730, 1740, 1750 und 1770 aufgeschlossen worden. In allen vier Bohrungen handelt es sich um einen schluffigen durchweg kalkfreien Feinsand. Der Glaukonitgehalt variiert und ist in Schlieren angereichert, entsprechend wechselt die Farbe zwischen graugrün, olivgrün und grüngrau.
Nach älteren Erdölbohrungen sind diese sandig-schluffigen Ablagerungen generell in der NW- und SE-Randsenke verbreitet. Die Mächtigkeit ist mit 6,5 m bis 12,3 m der Schichtmächtigkeit in den Strukturbohrungen des Projektes vergleichbar. In der NW-Randsenke liegt das tiefste Vorkommen bei -579 m NN, in der SE-Randsenke bei -415 m NN.
Die Neuengammer Gassande wurden biostratigraphisch nicht näher untersucht. Einzeldatierungen nach Dinozysten ergaben, wie auch aus Gorleben-Süd bekannt (KÖTHE 1990), eine Einstufung in die Zone D 13 (unteres Unter-Oligozän).
Die sandige Fazies der Neuengammer Gassande weicht zum Hangenden schnell der monotonen Lithofazies des küstenferneren Beckenbereiches. In dieser kam als relativ einförmige Folge der Rupelton zur Ablagerung, der den höchsten Meeresspiegelstand während des gesamten Tertiärs in dieser Region dokumentiert. Die Sedimentation beginnt mit schwach schluffigen, teils fetten, graugrünen bis olivgrünen Tonen. An der Basis sind diese kalkfrei, zum Hangenden setzt ein schwacher Kalkgehalt ein, der nach oben mit kalkfreien Partien wechselt. Etwa im oberen Drittel beginnen stärker schluffige Partien, die zum Hangenden der gesamten Folge in tonige Schluffe übergehen. Dieser Bereich ist überwiegend kalkhaltig, selten auch kalkfrei.
Typisch für die gesamte Schichtenfolge ist das Auftreten von Pyrit in Form von Schlieren, Nestern und Konkretionen sowie Grabgängen und pyritisierten Fossilien (Foraminiferen). Vereinzelt sind Fischreste enthalten und selten treten sideritisch-kalzitische Konkretionen (Septarien) bis zu dm - Durchmesser, vorwiegend in den hangenden Bereichen, auf.
Auf der Salzstruktur sind die Profile nach Stratigraphie und Mächtigkeit reduziert und repräsentieren nur den unteren Rupelton. Die in den Randsenken geteuften Bohrungen erschlossen dagegen Schluffe und Tone des unteren und oberen Rupels.
Die auf der Salzstruktur nachgewiesenen Mächtigkeiten liegen zwischen 16 m (Scheitelposition) und 107 m (Flankenposition). In den Randsenken steigen die Mächtigkeiten und wurden mit maximal 211 m in der NW-Randsenke und 150 m in der SE-Randsenke erbohrt.
Die Rupel-Einstufung nach Foraminiferen ist in ein unteres Rupel und ein oberes Rupel zweigegliedert. Der Top des unteren Rupels ist durch das Aussetzen von *Subbotina angiporoides* (planktonische Foraminiferenart) gekennzeichnet (vgl. SPIEGLER 1986), die in mehreren Bohrungen jeweils in Einzelproben nachgewiesen wurde.
Das untere Rupel ist durch seine Dominanz von Sandschaler-Foraminiferen und von Fischresten gekennzeichnet sowie durch das häufige Vorkommen von charakteristischen Kalkschaler-Foraminiferen, wie *Cibicides sulzensis* und *Ceratobulimina contraria*. Charakteristische Sandschaler-Foraminiferen sind *Ammodiscus incertus, Cyclammina placenta, Glomospira charoides* und *Haplophragmoides latidorsatus*.
Das obere Rupel ist durch reiche Kalkschaler-Foraminiferenfaunen charakterisiert, durch das häufige Vorkommen von *Cibicides ungerianus* und durch auffällig reiche Dentalinen-Vergesellschaftungen (Dentalinen-Horizont) und reicht bis zur *Asterigerina-guerichi-guerichi*-Zone des Eochatts.
Die in den untersuchten Bohrungen identifizierten Foraminiferen-Vergesellschaftungen sind weniger reich an Arten als in SPIEGLER (1965) und in v. DANIELS et al. (1994) angegeben.
Die auf Dinozysten untersuchten Proben aus dem Rupelton wurden als Subzonen D 14 na und D 14 nb (mittleres Unter-Oligozän bis unterstes Ober-Oligozän) datiert. Charakteristisch sind das Vorkommen von *Chiropteridium galea* und *Chiropteridium lobospinosum*.
Die aus dem Rupelton auf Kalknannoplankton untersuchten Proben enthielten davon wenig und wiesen eine geringe Artenanzahl auf. Dies, sowie die schlechte Erhaltung der Kalknannofossilien, ist vermutlich durch diagenetische Kalklösung bedingt - ein Umstand, der die biostratigraphische Einstufung erschwerte. Es wurde die Zone NP 24 (oberstes Unter-Oligozän bis unteres Ober-Oligozän) sowie ein nicht genauer als NP 24 bis NP 25 (oberstes Unter-Oligozän bis Ober-Oligozän) einzustufendes Intervall bestimmt. Charakteristisch sind das Vorkommen von *Cyclicargolithus abisectus* und *Reticulofenestra scissura.*
Die hochmarinen Tone des Unter-Oligozäns werden im **Ober-Oligozän** durch zunächst tonige und anschließend feinsandige Schluffe und zum Hangenden durch schluffige Feinsande abgelöst, die unter zunehmend flachmarinen Verhältnissen gebildet wurden.
Für das geologisch-hydrogeologische Untersuchungsprogramm waren die Grenzen Rupel-Eochatt, Eochatt-Neochatt sowie die Grenze Neochatt-Miozän von besonderer Bedeutung. Deshalb sind die Chatt-Schichten der im Tertiär biostratigraphisch am intensivsten bearbeitete Komplex (Tab. 1). Da die genannten Grenzen anhand von Foraminiferen am besten zu fassen sind (KÖTHE 1990), basierte die Untersuchung der Proben fast ausschließlich auf dieser Fossilgruppe.

Die Eochatt-Schichten setzen mit stark schluffigen Feinsanden ein, die in stark feinsandige und glaukonitführende Schluffe übergehen. Diese Basisschichten werden 5,2 m bis 17,3 m mächtig, sind kalkfrei und von olivgrauer bis graugrüner Farbe. Eine "Hardground"-Fazies, wie sie v. BÜLOW (1970) in gleicher stratigraphischer Position über dem Rupelton in den Plater Schichten SW-Mecklenburgs beschrieb, konnte im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen werden. Es bleibt daher offen, ob es sich bei den erbohrten Schichten um eine als Glaukonitsand ausgebildete fazielle Vertretung der Plater Schichten handelt oder ob die Plater Schichten im Untersuchungsgebiet generell fehlen. Biostratigraphisch ist dieser Horizont durch die *Asterigerina-guerichi-guerichi*-Zone (Asterigerinen-Horizont) nachgewiesen und damit in das untere Eochatt zu stellen. Er ist durch das massenhafte Vorkommen von Individuen der genannten Art charakterisiert. Seltene Vertreter von *Cibicides*, einige Nodosariidae (*Dentalina, Lenticulina/Robulus*) und *Cribrononion subnodosum* kommen gelegentlich hinzu.

Über den feinsandigen Basisschichten des Eochatts folgen vorwiegend braungraue bis olivgraue, häufig grünstichige, wechselnd tonige und feinsandige Schluffe. Der Feinsandgehalt nimmt kontinuierlich nach oben hin zu. Der hangende Bereich ist in vielen Bohrungen als schluffiger Feinsand mit Mächtigkeiten zwischen 4 m und 15 m ausgebildet. Sowohl Schluff als auch Feinsand sind stark kalkhaltig, führen Glaukonit, häufig Molluskenschalenreste und sind schwach glimmerführend.

Die Mächtigkeit des Eochatts einschließlich der Basisschichten erreicht im Zentrum der NW-Randsenke 100 m bis 115 m und in der SE-Randsenke 68 m.

Sedimentologische Untersuchungen zeigen Schluff und Ton als die Hauptkomponenten (Schluff 30-40 %, Ton 15-25 %, Feinsand 10-30 % und Mittelsand 8-20 %), daneben Feinsandspektren (Feinsand 55-60 %, Mittelsand 25 %, Grobsand 5-8 %, Schluff 10-12 %). Der Kalkgehalt schwankt zwischen 2,8-5,5 %.

Der obere Teil des Eochatts ist nach Foraminiferen durch die *Palmula-oblonga*-Zone und die *Almaena-osnabrugensis*-Zone repräsentiert, die sich faziell vertreten können.

Anhand von Dinozysten wurden die Eochatt-Schichten – ebenso wie die Neochatt-Schichten und der untere Teil der Unteren Braunkohlensande – in die Zone D 15 eingestuft. Charakteristisch für diesen Abschnitt sind das Vorkommen von *Chiropteridium galea* und *Cordosphaeridium cantharellum.*

Nur sehr wenige Proben wurden aus den Eochatt- und Neochatt-Schichten auf Kalknannoplankton untersucht, das fehlt oder mäßig häufig ist und als NP 25 datiert wurde. Charakteristisch sind das gemeinsame Vorkommen von *Pontosphaera enormis*, *Zygrhablithus bijugatus* und *Reticulofenestra scissura.* Des Weiteren sind umgelagerte Arten aus der Kreide relativ häufig vorhanden.

Im Neochatt setzt sich die sandige Fazies des oberen Teils des Eochatts fort. Es erfolgt eine weitere Abnahme des Schluffanteils. In der petrographischen Zusammensetzung dominieren grüngraue bis olivgraue, braune, wechselnd glimmer- und glaukonithaltige, schluffige Feinsande. Im mittleren und hangenden Teil sind lagenweise feinsandige Schluffe eingeschaltet. Der Kalkgehalt wechselt zwischen schwach bis stellenweise stark, selten sind Molluskenschalen im Sediment eingebettet. In einigen Bohrungen wurden wenige dm-starke sideritische bis kieselige Verfestigungen zu Feinsandstein erbohrt.

Nach sedimentologischen Untersuchungen liegen die Feinsandgehalte zwischen 50-75 %, die Mittelsandanteile bei 13-30 % und die Schluffgehalte zwischen 5-10 %. Gelegentliche Schluffeinschaltungen von 1,2 m bis 1,8 m Mächtigkeit weisen Schluffgehalte von 42-61 % auf. Der Kalkgehalt schwankt zwischen 0,1 und 1,0 % und ist damit deutlich geringer als im Eochatt.

Die Mächtigkeiten des Neochatts liegen zumeist zwischen 10 m und 25 m. Der höchste Wert wurde in der Bohrung GoHy 1670 mit 27 m ermittelt. Nur 6 m beträgt die Mächtigkeit in der Bohrung GoHy 1720 auf der südöstlichen Hebungszone der Salzstruktur.

Der höchste Abschnitt des Ober-Oligozäns, das Neochatt, ist nach Foraminiferen durch die *Vaginulinopsis-crista*-Zone repräsentiert, die zur *Saracenaria-magna*-Zone äquivalent ist. *Vaginulinopsis crista* tritt im Neochatt zum ersten Mal auf (vgl. SPIEGLER 1974). Die Index-Art *Saracenaria magna* wurde in den untersuchten Bohrungen nicht nachgewiesen (vgl. LANGKUTSCH et al. 1996: 14).

Vaginulinopsis crista kommt allerdings selten vor und wurde in der Regel zusammen mit chatt-typischen Arten, wie z. B. *Protelphidium roemeri* und/oder *Cribrononion subnodosum*, gefunden. Die zuletzt genannten Arten, d. h. gesicherte Chatt-Hinweise, fehlen in den höchsten Nachweisen der *Vaginulinopsis-crista*-Zone aufgrund der mikrofaziellen Entwicklung. Die Mikrofauna wird hier immer seltener und verschwindet dann ganz. Diese Proben mit *Vaginulinopsis crista* und ohne *Protelphidium roemeri* und ohne *Cribrononion subnodosum* gehören vermutlich noch dem Neochatt an.

Die Grenze Neochatt Schichten–Untere Braunkohlensande konnte anhand von Dinozysten nicht festgelegt werden. Im Unterschied zu den Unteren Braunkohlensanden enthielten alle aus den Chatt-Schichten untersuchten Proben Dinozysten, wenn auch in einigen Proben mit geringem Gehalt.

Unter-Miozän

Die im jüngeren Ober-Oligozän einsetzende regressive Tendenz verstärkte sich im Unter-Miozän und führte im Untersuchungsgebiet zur Sedimentation vorwiegend fluviatiler bis limnischer Sedimente. Die kalkfossilfreien Ablagerungen lassen sich vom Hangenden zum Liegenden in Obere Braunkohlensande, Hamburg-Ton und Untere Braunkohlensande unterteilen.

Für das Gebiet von NW-Brandenburg/SW-Mecklenburg führte LOTSCH (1981) für den gleichaltrigen Bereich die lithostratigraphischen Bezeichnungen Bockuper, Mallisser, Mölliner und Brooker Schichten ein. Dabei wurden besonders die Ergebnisse der Kartierungsbohrungen "Neogen SW-Mecklenburg" berücksichtigt (v. BÜLOW 1970). Die Korrelation der stratigraphisch/lithostratigraphischen Einheiten ist in Abbildung 2 wiedergegeben. Nach stratigraphischen Untersuchungen eines Bohrprofils in SW-Mecklenburg wird die gesamte Schichtenfolge in das Unter-Miozän eingestuft (RUSBÜLT & STRAUSS 1992).

Die Unteren Braunkohlensande können in einen unteren, überwiegend nur feinsandigen Teil und einen oberen, vorherrschend mittel- bis grobsandigen Bereich mit eingelagerten Braunkohlenflözen unterteilt werden. Wie LANGKUTSCH et al. (1996) deutet auch KUSTER (im Druck) eine mögliche Parallelisierung der unteren feinkörnigen Fazies der Braunkohlensande mit den Brooker Schichten und des oberen gröberen Bereichs mit den Mölliner Schichten NW-Brandenburgs/SW-Mecklenburgs an.

Der untere Teil der Unteren Braunkohlensande beginnt in den meisten Bohrungen mit einem bis 6 m mächtigen dunkelbraunen, glimmerigen, feinsandigen Schluff, der teilweise durch Zunahme von Feinsandlagen und -schmitzen in stark schluffige Feinsande übergeht. Vereinzelt tritt schwacher Kalkgehalt auf, selten kommen Mollusken- und Gastropodenschalen wie im liegenden Neochatt vor. Lithologisch besteht eine große Ähnlichkeit mit dem während des Vierland abgelagerten "Unteren Glimmerton" im weiter nordwestlich gelegenen Raum.

Darüber folgen graue, teilweise graubraune, wechselnd glimmerführende, schluffige Feinsande. Vereinzelt sind in die kalkfreien Sande dünne Schlufflagen eingeschaltet. Im oberen Abschnitt treten partienweise auch Mittelsande auf, so dass eine Abgrenzung vom hangenden oberen Teil der Unteren Braunkohlensande mitunter erschwert ist. In der Bohrung GoHy 1603 liegen aus 16 Proben über die gesamte Sandfolge Korngrößenanalysen vor. Danach zeigt sich ein sehr gleichmäßiges und gleichkörniges Korngrößenspektrum mit 70-77 % Feinsand, 20-27 % Mittelsand und 3-8 % Schluff.

Im unteren Teil der Sandfolge treten vereinzelt mehrere dm-starke bräunliche kalkig-sideritische Feinsandsteine auf.

Die Mächtigkeit der Sande beträgt in der NW-Randsenke maximal 74 m.

Nach LANGKUTSCH et al. (1996: 15 f.) sind im unteren Teil der Unteren Braunkohlensande, den Brooker Schichten, Mikrofossilien selten. Die biostratigraphischen Untersuchungen im Untersuchungsprogramm Dömitz-Lenzen haben diesen Befund bestätigt. Das Fehlen bzw. die Armut an Dinozysten zeigt zeitweilige brackische bis fluviatil/limnische Ablagerungsbedingungen an.

Nach Dinozysten konnte im unteren Teil der Unteren Braunkohlensande die Zone D 15, die vom unteren Ober-Oligozän bis ins untere Unter-Miozän reicht, datiert werden. Charakteristisch für diesen Abschnitt sind das Vorkommen von *Chiropteridium galea* und *Cordosphaeridium cantharellum.* Arten wie z. B. *Tuberculodinium vancampoae* und *Labyrinthodinium truncatum*, die im Unter-Miozän bzw. bereits im obersten Ober-Oligozän ihr erstes Vorkommen haben, wurden in den unter-miozänen Schichten nicht beobachtet.

Der obere Teil der unteren Braunkohlensande setzt sich vorwiegend aus hellgrauen bis braungrauen, schluff- und glimmerarmen Fein- bis Grobsanden zusammen. Ein nennenswerter Kalkgehalt oder marine Faunenführung konnten nicht nachgewiesen werden. Insgesamt verstärkten sich die kontinentalen Sedimentationsbedingungen. In der unteren Hälfte treten häufig Mittelsande bis Grobsande auf. Vereinzelt sind auch Feinkiese eingestreut. Die vorliegenden elf Korngrößenanalysen aus der Bohrung GoHy 1603 bestätigen das wechselnde Korngrößenspektrum: bis zu 70 % Feinsand, bis zu 58 % Mittelsand und auch bis zu 55 % Grobsand. Der Sand besteht ausschließlich aus Quarz, daher die ältere Bezeichnung "Quarzsand-Gruppe" für diese Schichtfolge.

In die Sandfolge sind bis zu drei, z. T. mehrere Meter mächtige Braunkohlenflöze eingeschaltet. Die Verbreitung und Parallelisierung der selten auftretenden beiden liegenden Flözhorizonte ist infolge intra-miozäner Abtragung und Aufarbeitung und fazieller Aufspaltung in mehrere Einzelflöze flächenhaft nicht leicht zu verfolgen. Nach LOTSCH et al. (1982) und LANGKUTSCH et al. (1996) werden die beiden unteren Flöze dem 4. Lausitzer Flözhorizont zugeordnet.

Der obere Flözhorizont zeigt dagegen mit Ausnahme der im Quartär erodierten Bereiche eine fast geschlossene Verbreitung und horizontbeständige Lage ca. 10 m unterhalb des hangenden Hamburg-Tons. Die Mächtigkeit liegt im Durchschnitt zwischen 1,5 m und 3 m, maximal werden 7,5 m erreicht. Stellenweise ist das Flöz durch ein geringmächtiges Sandmittel (ca. 1 m) in zwei Flözbänke aufgespalten.

Auf die analoge stratigraphische Position und die zusammenhängende Verbreitung des Braunkohlenflözes im Liegenden des Hamburg-Tons im Wendland weist KUSTER (im Druck) hin. LOTSCH et al. (1982) parallelisieren dieses Flöz mit dem 3. Lausitzer Flözhorizont und weisen ebenfalls auf seine große Verbreitung und sein Übergreifen auch auf Salzkissenstrukturen im nördlichen Brandenburg hin. Dies kann auch für das Untersuchungsgebiet bestätigt werden, wo dieses Flöz in den Bohrungen GoHy 1740 und GoHy 1760 über dem Top der Salzstruktur durchteuft wurde.

Die größte Mächtigkeit des oberen Teils der Unteren Braunkohlensande mit 61 m bis 69 m liegt im Zentrum der NW-Randsenke. Die maximale Gesamtmächtigkeit der Unteren Braunkohlensande beträgt in der Bohrung GoHy 1580 130 m.

Der obere Teil der Unteren Braunkohlensande ist ohne Mikrofauna (Foraminiferen, Ostrakoden) und enthält keine bzw. fast keine Dinozysten. Eine Altersdatierung war nicht möglich.

Über den Unteren Braunkohlensanden setzt mit scharfer Grenze der Hamburg-Ton mit einer Ton/Schluff-Sedimentation ein, in die sich nach oben zunehmend sandige Bildungen einschalten. Die Mächtigkeit und Fazies unterliegen stark wechselnden Bedingungen. Die Schichtmächtigkeiten sind abhängig von der jeweiligen Position in den Randsenken und vom Tiefgang der quartären Erosion. Die Fazies spiegelt den wiederholten Wechsel zwischen limnisch-brackischem und fluviatil-terrestrischem Milieu mit zunehmend kontinentalen Einflüssen zum Hangenden wider. KUSTER (im Druck), der vergleichbare Bildungen aus dem Gebiet des nordöstlichen Niedersachsens beschreibt, spricht daher von einem "Hamburg-Ton-Komplex".

In SW-Mecklenburg/NW-Brandenburg wird diese Folge, ausgehend von der Beschreibung des Braunkohlentertiärs von Malliß (GEHL 1966), als Mallisser Schichten bezeichnet. Es werden Untere Mallisser Schichten unterschieden, die in LANGKUTSCH et al. (1996) mit dem Hamburg-Ton und Obere Mallisser Schichten, die mit den Oberen Braunkohlensanden parallelisiert werden. Die Unteren Mallisser Schichten schließen mit der obersten Bank des 2. Lausitzer Flözhorizontes (Mallisser Oberflöz?) ab (LOTSCH et al. 1982).

Im Untersuchungsgebiet bietet sich als obere Grenze für die

als Hamburg-Ton zusammengefaßte Schichtenfolge ein in der westlichen Hälfte verbreitet auftretendes Flöz an, das mit dem 2. Lausitzer Flöz (Mallisser Oberflöz?) altersgleich gesetzt werden kann. Über die Bohrungen GoHy 290 und GoHy 310 ist eine Korrelation mit dem Gebiet südlich der Elbe gegeben.

Innerhalb dieses Schichtkomplexes sind fünf Horizonte auszuhalten:

Mallisser Oberflöz?
obere Sandfolge
Schluff/Sand-Wechselfolge
untere Sandlage
Ton/Schluff-Unterbank.

Der Hamburg-Ton enthält im Untersuchungsgebiet keine Foraminiferen bzw. keine kalkige Mikrofauna und auch kein Kalknannoplankton. Dieses Ergebnis entspricht früheren Befunden (LANGKUTSCH et al. 1996: 17). Der Gehalt an Dinozysten ist gering. Die vom Liegenden zum Hangenden zunehmende Verarmung an Dinozysten im Hamburg-Ton sowie das Vorkommen von Süß- und Brackwasseralgen, wie *Pediastrum* und *Botryococcus,* wird als allmählicher Übergang von brackischen zu limnischen Ablagerungsbedingungen interpretiert.

Die Ton/Schluff-Unterbank besteht aus dunkelgraubraunen, selten hellgraubraunen, glimmerhaltigen, wechselnd tonigen Schluffen bis schluffigen Tonen. Im allgemeinen bilden die Tonbereiche die Liegendpartien. Sie sind durch mm-dünne, helle Schlufflagen undeutlich geschichtet. Im schluffigen Bereich wird die Schichtung dichter, die Lagen etwas stärker und häufiger treten glimmerreiche Feinsandlagen hinzu, so dass eine Art Bänderstruktur entsteht. Stellenweise führen die Tone/Schluffe Pyrit und weisen ein bioturbates Gefüge auf. Die Basis der Unterbank ist überwiegend stark kohlig. In der Hälfte der Bohrungen liegt in diesem Bereich ein geringmächtiges Kohleflöz.

Die Korngrößenanalysen aus der Bohrung GoHy 1584 bestätigen den generellen Aufbau. Die untere Probe weist 51 % Ton und 49 % Schluff auf, im höheren Teil wurden 17 % Ton, 30 % Schluff und 43 % Feinsand ermittelt. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff liegt im Flöz bei 52 %, in den kohligen Tonen und Schluffen bei 4-33 %. Die Mächtigkeiten der Ton/Schluff-Unterbank betragen 6 m bis 19 m.

Dinozysten sind im untersten Bereich des Hamburg Tons nicht vorhanden. Einige Meter oberhalb der Basis des Hamburg-Tons konnte die Zone D 16 (unteres bis mittleres Unter-Miozän) datiert werden. Charakteristisch für diese Zone sind das Vorkommen von *Cordosphaeridium cantharellum, Distatodinium* spp. und *Systematophora placacantha* sowie das Fehlen von *Chiropteridium galea.*

Über der kompakten Ton/Schluff-Unterbank läßt sich im gesamten Untersuchungsgebiet eine klastische Einschüttung verfolgen, die im Gamma-Ray-Log einen markanten Intensitätsrückgang zeigt. Diese untere Sandlage besteht überwiegend aus grauen, teils graubraunen, vereinzelt glimmerführenden, schluffigen Feinsanden. Stellenweise sind dm-starke bis zu 4 m mächtige feinsandige Schlufflagen eingeschaltet. Die Mächtigkeit dieser Schicht beträgt 2 m bis 14 m. Nach oben wird die Körnung häufig gröber bis zur Ausbildung von Grobsanden. Nach Korngrößenanalysen variiert das Korngrößenspektrum von 78 % Feinsandanteil bis zu 69 % Grobsandgehalt. Die Sande sind durchgehend kalkfrei.

Wie in der Ton/Schluff-Unterbank wurde auch in der unteren Sandlage die Dinozysten Zone D 16 (unteres bis mittleres Unter-Miozän) datiert.

Den größten Anteil an der Folge des "Hamburg-Ton-Komplexes" nimmt die als Schluff/Sand-Wechselfolge bezeichnete Serie ein. Ihre Mächtigkeit schwankt je nach Position in der NW-Randsenke und der Erosionstiefe des Quartärs zwischen 6,5 m und 64 m. Im beckentieferen Bereich der Randsenke beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit 45 m bis 60 m. Hier kam eine Folge von graubraunen bis dunkelbraunen, glimmerhaltigen, unterschiedlich feinsandigen und tonigen Schluffen in Wechsellagerung mit hellgrauen bis braungrauen, glimmerigen, schluffigen Feinsanden, gelegentlich auch Mittelsanden zur Ablagerung. Die Schluffpakete überwiegen und werden durchschnittlich 7 m bis 20 m mächtig. Sie sind unterbrochen von Sandhorizonten mit Schichtstärken von 3 m bis 12 m. Partienweise ist die beschriebene Wechselfolge auch innerhalb der größeren Pakete im Bereich von einigen dm bis cm ausgebildet. Dann zeigen die Schluffe, verstärkt durch Schlieren, Schmitzen und dünne Lagen von Feinsand bis Grobschluff einen Bänderschluffhabitus. Mitunter treten kohlige Partien bis hin zur Flözbildung auf, so z. B. in den Bohrungen GoHy 1560, 1570, 1580 und 1690. Die Flözmächtigkeiten können bis zu 4,2 m betragen. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um erste Bildungen des 2. Lausitzer Flözhorizontes. Nach sedimentologischen Untersuchungen einzelner Proben aus der Bohrung GoHy 1584 schwankt innerhalb der Schluffpakete der Tongehalt zwischen 10-26 %, der Schluffgehalt zwischen 63-83 % und der Sandgehalt von 8-23 %. Der Anteil an organischem Kohlenstoff liegt im Braunkohlenflöz bei 34 % bzw. 37 %. Die Wechselfolge ist insgesamt kalkfrei.

Aus der Schluff/Sand-Wechselfolge wurden 35 Proben auf Dinozysten untersucht, wovon ein Drittel als Zone D 16 (unteres bis mittleres Unter-Miozän) und als „mittleres Unter-Miozän bis oberes Mittel-Miozän" eingestuft werden konnte. Das „mittlere Unter-Miozän bis obere Mittel-Miozän" enthält eine arten- und individuenarme Dinozysten-Flora und ist durch das Vorkommen von *Systematophora placacantha* und durch das Fehlen von *Cordosphaeridium cantharellum* charakterisiert. Zwei Drittel der Proben enthielten keine bis fast keine Dinozysten.

Die Ausgliederung einer oberen Sandfolge ist problematisch, da sowohl in der Petrographie als auch in den Logs der geophysikalischen Bohrlochmessung zu den Oberen Braunkohlensanden keine nennenswerten Unterschiede bestehen. Die Unterscheidung erfolgt aufgrund der Trennung von Unteren und Oberen Mallisser Schichten im Bereich des 2. Lausitzer Flözhorizontes (Mallisser Oberflöz). Unterhalb des genannten Flözes wurden in vier Bohrungen 16 m bis 25 m mächtige hellgraue bis braungraue schluffige Feinsande durchteuft, in die einige dm- bis 2 m starke Schlufflagen eingeschaltet sind. Die Sandserie ist schwach glimmerführend und kalkfrei.

Aus der oberen Sandfolge konnte eine Probe anhand von Dinozysten als „mittleres Unter-Miozän bis oberes Mittel-Miozän" datiert werden.

Gleichfalls nur in wenigen Bohrungen nachgewiesen wird ein 1,6 m bis 5 m mächtiges Braunkohlenflöz am Top des "Hamburg-Ton-Komplexes". Dieses Flöz wird mit dem 2. Lausitzer Flözhorizont bzw. dem Mallisser Oberflöz? parallelisiert. Lithologisch handelt es sich um schluffige, mit Feinsandlagen durchsetzte, xylitische Braunkohle bzw. stark kohlige Schluffe mit Lagen von Braunkohle. Infolge quartärer Ausräumung ist das Flöz nur lückenhaft vorhanden und auf den nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes beschränkt.

Die Unterteilung des Hamburg-Tons in fünf Horizonte ist ein hier vorgestellter Versuch, die faziell stark wechselnde Folge des Sedimentpaketes in Einzelabschnitte zu gliedern. Damit besteht eine Möglichkeit, die durch quartäre Erosion später stark reduzierten bzw. durch halokinetische Prozesse in der Mächtigkeit beträchtlich schwankenden Schichtserien zu parallelisieren.

Die gesamte Folge des Hamburg-Tons erreicht im Zentrum der NW-Randsenke Mächtigkeiten zwischen 80 m bis 102 m.

Im Bereich der NW-Flanke der NW-Randsenke sind in fünf Bohrungen Obere Braunkohlensande aufgeschlossen worden. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 5 m und 18 m. Es sind graue, schwach glimmerführende, mittelsandige, schluffige und einzelne Schlufflagen führende, kalkfreie Feinsande. Auch im sich südwestlich der Elbe anschließenden Gebiet sind die Oberen Braunkohlensande in ähnlich feinkörniger Ausbildung nachgewiesen (GoHy 290 und GoHy 9002). Die Gesamtmächtigkeit der Schichten ist wahrscheinlich durch die darüber folgenden quartären Ablagerungen reduziert worden.

Die Oberen Braunkohlensande sind das jüngste erhalten gebliebene Schichtglied des Tertiärs im Untersuchungsgebiet Dömitz–Lenzen.

Aus den Oberen Braunkohlensanden wurden zwei Proben auf Dinozysten untersucht. Die biostratigraphische Einstufung ergab mittleres Unter-Miozän bis oberes Mittel-Miozän und entspricht der Altersdatierung der oberen Sandfolge des Hamburg-Tons. Biostratigraphisch sind die Oberen Braunkohlensande nicht vom Hamburg-Ton zu unterscheiden: Das Vorkommen von *Systematophora placacantha* und das Fehlen von *Cordosphaeridium cantharellum* sind charakteristisch. Die untersuchten Proben enthalten fast keine Dinozysten und wurden vermutlich unter brackischen bis limnischen Bedingungen abgelagert.

Lagerungsverhältnisse

Die Lagerungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet werden durch die Salzstruktur Gorleben–Rambow und den sie im NW und SE begleitenden sekundären Randsenken bestimmt.

Das Senkungszentrum der NW-Randsenke reicht im Untersuchungsgebiet von der Elbe bis ca. 1 km südwestlich der Löcknitz. Die Randsenkenflanken steigen vom Senkenzentrum rascher nach SE in Richtung Salzstruktur als nach NW in Richtung der Antiklinale von Dömitz-Gorlosen an.

Die SE-Randsenke der Salzstruktur Gorleben–Rambow ist erheblich flacher als die NW-Randsenke. Das Senkenzentrum erstreckt sich aus dem Raum Gartow über den Raum südlich Lenzen (GoHy 1540) und verläßt in Richtung NE das Untersuchungsgebiet. In beiden Randsenken haben sich die Lage und Konturierung des jeweiligen Senkenzentrums seit dem Beginn des Tertiärs nicht wesentlich verändert.

Zwischen der Elbe und dem Rudower See liegt die Hutgesteinsoberfläche, die der Tertiär-Basis entspricht, auf der Salzstruktur in einer Tiefe von 200 m bis 250 m unter NN. In den Randsenken dagegen ist die Basis des Tertiärs auf tiefer als -1100 m NN (NW-Randsenke) bzw. tiefer als -750 m NN (SW-Randsenke) abgesenkt.

Die Basis der Rupel-Schichten liegt in der nordwestlichen

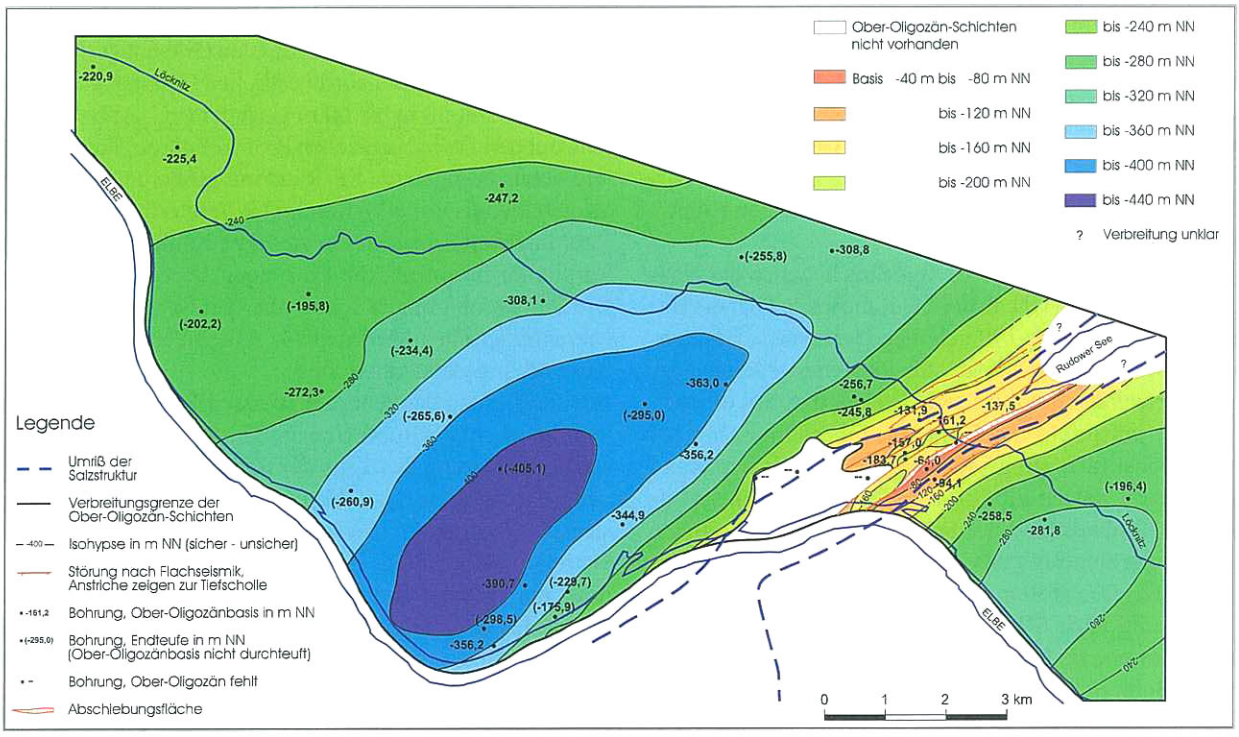


Abb. 6 Basiskarte Ober-Oligozän

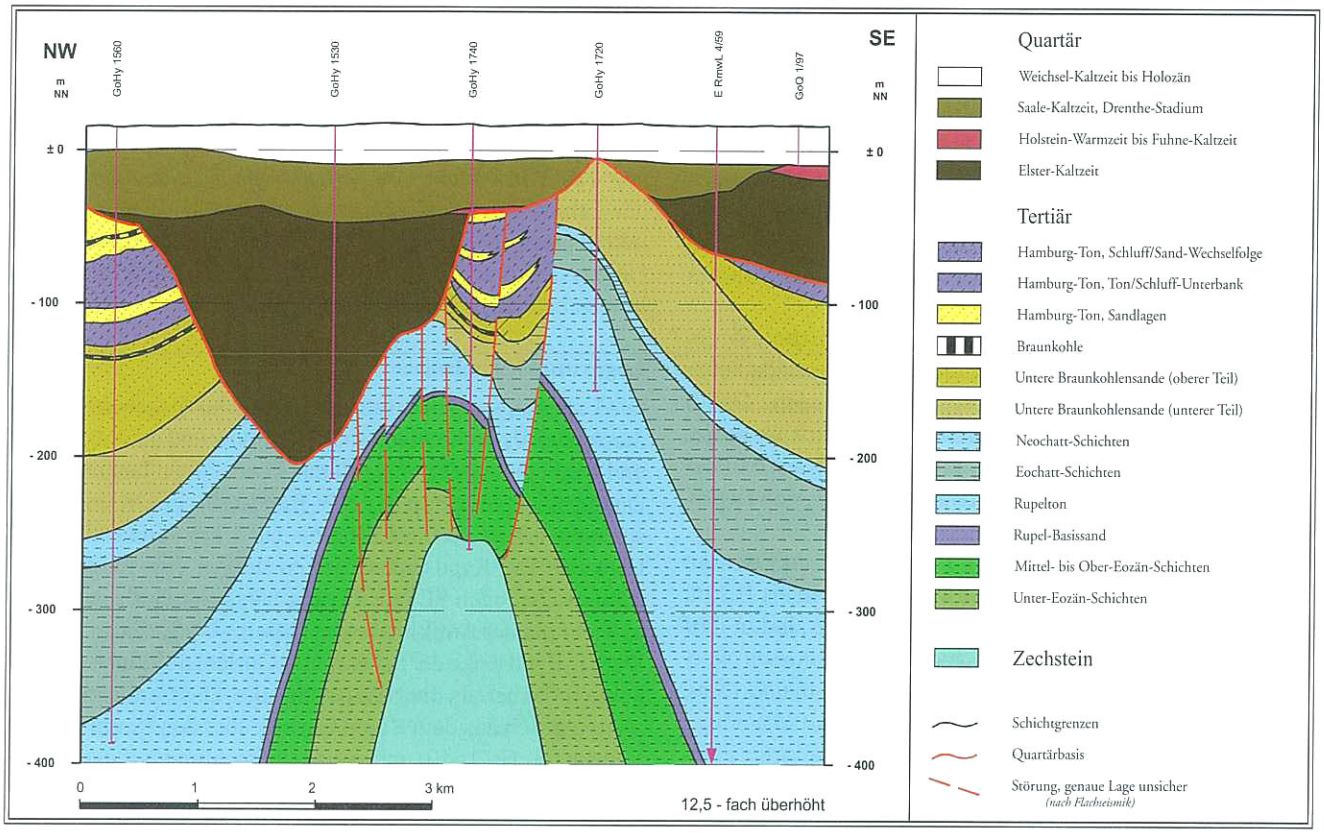


Abb. 7 Geologischer Schnitt durch die Salzstruktur

Randsenke bei -670 m NN und in der südöstlichen Randsenke bei -510 m NN. Während der großräumigen Senkungsphase der Rupelzeit erreichen die Schichtmächtigkeiten in den Randsenken 240 m bzw. 220 m. Das Vorkommen der Basissande der Rupel-Schichten (Neuengammer Gassande) sowohl in den Randsenken als auch auf der Salzstruktur und die darüber folgenden Rupeltone belegen für das gesamte Untersuchungsgebiet marine Faziesverhältnisse. Infolge späterer Hebung und Erosion wurde die primär größere Schichtmächtigkeit der Rupel-Schichten auf der Salzstruktur auf Werte von 16 m (GoHy 1760) bis 92 m (GoHy 1750) reduziert.

Die Lagerungsverhältnisse sind in den Abbildungen 6 und 7 veranschaulicht.

Die tiefsten Bereiche des Ober-Oligozäns liegen in der NW-Randsenke bei -430 m NN. In der SE-Randsenke liegt die Basis dieser Schichten etwa 140 m höher. Die höchste Basisposition der ober-oligozänen Schichten im Hebungsbereich der Salzstruktur wurde am Südostrand bei -64,0 m NN erbohrt. Diese Teufe entspricht der Basis des Ober-Oligozäns auf dem Randwulst oder Ringwall, der am südöstlichen Rand der Salzstruktur von der Elbe bis zum Rudower See ausgebildet ist. Am Nordwestrand der Salzstruktur ist die randliche Aufschleppungszone mit höchsten Basiswerten des Ober-Oligozäns zwischen -130 m und -140 m NN weniger deutlich ausgeprägt und nach SW auf breiter Erstreckung von der quartären Gorlebener Erosionsrinne durchbrochen (Abb. 6). Nach den Bohrergebnissen verringert sich die Mächtigkeit des Ober-Oligozäns von 85 m bis 120 m aus den Randsenken auf 40 m bis 60 m im Randwulst.

Zwischen der Elbe und dem Rudower See liegen in der Achse der Salzstruktur die Basiswerte der ober-oligozänen Schichten erheblich tiefer als auf den beiderseitigen Randwülsten. Nach den Ergebnissen der Flachseismik (ZIRNGAST 2000) und gestützt durch die Bohrergebnisse kann dieser Bereich als zentraler Scheitelgraben gedeutet werden. Die Höhendifferenz der Ober-Oligozänbasis zwischen dem südöstlichen Randwulst und dem tiefsten Grabenbereich beträgt 100 m bis 120 m. Zum nordwestlichen Hebungskranz ist die Amplitude mit 50 m bis 60 m geringer (vgl. Abb. 7). Basierend auf den flachseismischen Profilschnitten sind die Scheitelgrabenstörungen am SE-Rand mit größeren Sprunghöhen ausgebildet als am NW-Rand. Die Verwerfungen über dem Strukturscheitel weisen ein steileres Einfallen und größere Sprunghöhen auf als die Störungen über der NW-Flanke. Die Störungen klingen schon über der Salzstruktur aus, ein charakteristisches Merkmal für Abschiebungen, die durch Aufwölbung entstanden sind.

Bei der Bildung des zentralen, tiefsten Teils des Scheitelgrabens hat ebenfalls Subrosion eine Rolle gespielt. Gegen eine starke Ablaugung des Tops der Salzstruktur spricht, dass in den Bohrungen GoHy 1740, 1750, 1760 und 1770 das Hutgestein mit 1,5 m bis 4,3 m Mächtigkeit nur gering ausgebildet ist. Da relativ vollständige Abfolgen ober-oligozäner Schichten nicht nur an den Rändern der Salzstruktur, sondern auch in Teilen des Scheitelgrabensystems erhalten geblieben sind, ist anzunehmen, dass sie primär die gesamte Salzstruktur bedeckten. Danach könnte das Störungssystem erst nach dem Ober-Oligozän entstanden sein.

Die Basis der Unteren Braunkohlensande, also die Basis des

Miozäns, liegt in der NW-Randsenke bei -305 m NN und in der SE-Randsenke bei -205 m NN. Im Anstieg zur NW-Flanke der Salzstruktur steigt die Basis auf -200 m bis -100 m NN an. Im Erosionsbereich der quartären Gorlebener Rinne mit Basiswerten des Pleistozäns unter -200 m NN fehlen daher diese Ablagerungen. Die höchsten Positionen der Unteren Braunkohlensande wurden ähnlich wie beim Ober-Oligozän in den beiderseitigen Randwülsten erbohrt: -70 m NN im NW-Randwulst und -64 m NN im südöstlichen Hebungskranz. Nach den Ergebnissen der Flachseismik befindet sich das höchste Niveau der Unteren Braunkohlensande am SE-Rand zwischen -60 m bis -40 m NN. Im zentralen Bereich der Scheitelgrabendepression sind die Unteren Braunkohlensande zusammenhängend im Basisniveau zwischen -100 m und -140 m NN mit Mächtigkeiten von 20 m bis 40 m verbreitet. Die tiefe Einsenkung der Schichten im Bereich der Bohrung GoHy 1740 könnte mit durch subrosive Prozesse verursacht sein.

Die unter-miozänen Schichten des Hamburg-Tons sind in beiden Randsenken weitflächig in Normalmächtigkeit erhalten. In der NW-Randsenke befindet sich die Basis in Tiefen bis -195 m NN, in der SE-Randsenke bei -105 m NN. Die Schichten des Hamburg-Tons, die primär im gesamten Untersuchungsgebiet verbreitet waren, sind im östlichen Teil des Arbeitsgebietes nur noch fleckenhaft erhalten geblieben. Ursachen sind die quartäre Erosion in der Gorlebener und Gartow-Klüsser Rinne sowie jungtertiäre Abtragungen im Bereich des südöstlichen Randwulstes der Salzstruktur.

Der zentrale Scheitelgraben über der Salzstruktur zeichnet sich auch in den Schichten des Hamburg-Tons deutlich ab. Während sich Mächtigkeit und Basislinien von der Löcknitz bis zum Rudower See zur NW-Flanke der Salzstruktur mit geringen Sprunghöhen absenken bzw. angleichen, ist der Bereich um die Bohrung GoHy 1740 um über 50 m abgesenkt und durch größere Mächtigkeiten des Hamburg-Tons ausgewiesen. Wie bereits bei der Basis des Ober-Oligozäns und der Unteren Braunkohlensande beschrieben, haben hierbei subrosive Prozesse die erhebliche Absenkung mitgesteuert. Die Oberen Braunkohlensande sind nur auf der NW-Flanke der Nordwest-Randsenke in Erosionsresten erhalten geblieben. Die Basislinien deuten auf ein Absinken zum Zentrum der Randsenke hin. Danach würde sich die Senkungstendenz in der NW-Randsenke zumindest bis in diesen Zeitabschnitt des obersten Unter-Miozän fortsetzen.

Die Verwerfungsbeträge an den Scheitelgrabenstörungen (Abb. 7) zeigen deutlich, dass die Bewegungen auch nach der Ablagerung der Schichten des Hamburg-Tons anhielten. Nach den Bohrergebnissen werden die unter-miozänen Ablagerungen erst wieder von quartären Sedimenten, größtenteils saalezeitlichen Schmelzwassersanden, diskordant überlagert. Deshalb kann nicht eingeschätzt werden, über welchen Zeitraum die Einsenkung des Scheitelgrabens bis in das jüngere Tertiär bzw. Altquartär andauerte.

Fazit

Das Untersuchungsprogramm Dömitz-Lenzen lieferte neue Erkenntnisse über den geologischen Aufbau des Deckgebirges im nördlichen Teil der Salzstruktur Gorleben–Rambow sowie Unterschiede im Untersuchungsgebiet „Gorleben-Süd". Im Untersuchungsgebiet Dömitz-Lenzen

- reichte die quartäre Erosion bis maximal in den Rupelton,
- sind auf der Salzstruktur unter-miozäne Sedimente vorhanden,
- ist ein zentraler Scheitelgraben auf der Salzstruktur nachgewiesen.

Die vorgestellten Ergebnisse sind Teil des Unterprogramms Gorleben. Eine vereinheitlichte Darstellung der Geologie des Deckgebirges „Gorleben-Gesamt" wird derzeit erarbeitet und zu einem späteren Zeitpunkt publiziert werden.

Zusammenfassung

Im Rahmen des Untersuchungsprogrammes Dömitz-Lenzen als Bestandteil des Endlagerprojektes Gorleben wurden nördlich der Elbe für die geologische und die hydrogeologische Erkundung des Deckgebirges in den Randsenken der Salzstruktur Gorleben–Rambow sowie auf der Salzstruktur 27 Bohrungen abgeteuft. Unter quartären Sedimenten wechselnder Mächtigkeit folgen tertiäre Schichten des Unter-Miozän und Oligozän. Während im Oligozän vorwiegend grüngraue Schluffe und Tone zur Ablagerung kamen, bestimmen seit dem Miozän Glimmer- und Quarzsande, wechselnd tonige und feinsandige dunkle Schluffe sowie Braunkohle die Schichtenfolge. Die entsprechenden Sedimente dieser Bohrungen wurden biostratigraphisch mit Foraminiferen, Dinoflagellatenzysten, Kalknannoplankton und sedimentologisch mit Korngrößenanalysen, Bestimmungen des Gehaltes an Kalk und organischem Kohlenstoff bearbeitet.

Es wurden die Rupel-Eochatt-Grenze und die Eochatt-Neochatt-Grenze des Oligozäns biostratigraphisch sicher nachgewiesen. Die Grenze Oligozän-Miozän konnte in den untersuchten Profilabschnitten aufgrund ungünstiger Faziesbedingungen bzw. fehlender Leitfossilien biostratigraphisch nicht eindeutig festgelegt werden.

Summary

27 boreholes drilled in the vicinity of the Gorleben–Rambow salt structure, north of the Elbe river, reached Oligocene and Miocene sediments. The sediments have been studied sedimentologically by grading analysis, calcimetry, organic carbon chemistry and biostratigraphically with benthic foraminifers, dinoflagellate cysts and calcareous nannoplankton.

The Oligocene consists of silts to clays of the Rupelian or Septarian clay Formation and silts or fine sands of the Chattian sand Formation. The thickness of the Oligocene deposits reaches about 300 m in the rim syncline and 25-140 m on the salt structure. The subdivision of the Rupelian stage according to the foraminifers distinguishes a lower and an upper part based on benthic foraminiferal zones. The dinoflagellate cyst subzones D 14na and D 14nb as well as the NP 24 zone of the calcareous nannoplankton zonation have been recognized. The Chattian part of the sections shows three benthic foraminiferal zones, the dinoflagellate cyst zone D 15 and the calcareous nannoplankton zone NP 25. The upper part of the Chattian is barren of calcareous microfossils. The Oligocene-Miocene boundary is within a carbonate free, sandy part and could not be characterized by microfossils.

The Miocene part of the sections consists of fine-grained mica sands, medium quartz sands with thin seams of brown coal and silty to clayey deposits (Lower Browncoal Sands, Hamburg Clay Member, Upper Browncoal Sands). The thickness of the Miocene reaches up to 210 m in the NW-rim syncline and 50-100 m on the salt structure. Benthic foraminifers as well as calcareous nannoplankton were not found in these sediments. The dinoflagellate cysts record is poor and indicates an Early Miocene age.
A central rift valley exists on the salt structure where the layers of the Oligocene and the Miocene shift at about 100 m. The base of the Oligocene drops down from the salt structure to the centre of the NW-rim syncline at approximately 500 m, the base of the Miocene drops down at approximately 140 m.

Literatur

BERGGREN, W. A., KENT, D.V., SWISHER, C. III & M.-P. AUBRY (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. - In: BERGGREN, W.A., D.V. KENT, M.-P. AUBRY & J. HARDENBOL (Hrsg.): Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. - SEPM Special Publ. **54**, S. 129-212, Tulsa

BOEHME, J. (1991): Tertiär. - In: BGR (1991): Übertägige geowissenschaftliche Erkundung des Standortes Gorleben - Zusammenfassender Bericht: Stand 01.01.1990, S. 174-175. - Archiv-Nr. 108880, BGR, Hannover

BÜLOW, W. VON (1970): Abschlußbericht Neogen Südwest-Mecklenburg. - In: SCHWARZ, B. (1972): Ergebnisbericht über hydrogeologische Erkundungsarbeiten im Objekt Hagenow 1971/72. VEB Hydrogeologie, Außenstelle Schwerin. - Archiv-Nr. 4 100 689, BGR, Hannover

COSTA, L. & S.B. MANUM (1988): The description of the interregional zonation of the Paleogene (D 1-D 15) and the Miocene (D 16-D 20). - In: VINKEN, R. (Hrsg.): The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme Project No. 124, Geol. Jb. **A 100**, S. 321-330, Hannover

DANIELS, C.H. VON & F. GRAMANN (1988a): Lower Saxony. - In: VINKEN, R. (Hrsg.): The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme Project No. 124. - Geol. Jb. **A 100**, S. 68-77, Hannover

DANIELS, C.H. VON & F. GRAMANN (1988b): Benthic Foraminifera of the Federal Republic of Germany (Lower Rhine Embayment, Lower Saxony, Schleswig-Holstein). - In: VINKEN, R. (Hrsg.): The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme Project No. 124, Geol. Jb. **A 100**, S. 201-208, Hannover

DANIELS, C.H. VON, GRAMANN, F. & A. KÖTHE (1994): The Oligocene „Septarienton" of Lower Saxony. Biostratigraphy of an equivalent of the Boom Formation of Belgium, with special considerations to its upper and lower boundaries. - Bull. Soc. belge Géol. **102**, 1-2, 1993, S. 79-89, Brussels

DANIELS, C.H. VON, SPIEGLER, D. & I. CICHA (1986): Korrelation von Neogen-Stufen Nordwestdeutschlands und der Paratethys durch Uvigerinen (Foram.) und Bemerkungen zum *Orbulina*-Datum. - In: TOBIEN, H. (Hrsg.): Nordwestdeutschland im Tertiär. - Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde **18**, S. 192-209, Stuttgart

FORNACIARI, E. & D. RIO (1996): Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. - Micropaleontology **42**, 1, S. 1-36, New York

GEHL O. (1966): Ausbildung und Gliederung des Braunkohlentertiärs von Malliß, Südwest-Mecklenburg. - Geologie **16**, 4/5, S. 484-495, Berlin

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & P. R. VAIL (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. - Science **235**, S. 1156-1167, Washington

HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., DE GRACIANSKY P.-C. & P. R. VAIL (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. - In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & P. R. VAIL (Hrsg.): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. - Soc. Sedim. Geol. Spec. Publ. **60**, S. 1-786, Tulsa

HINSCH, W. & D. ORTLAM (1974): Stand und Probleme der Gliederung des Tertiärs in Nordwestdeutschland. - Geol. Jb. **A 16**, S. 3-25, Hannover

INDANS, J. (1965): Mikrofaunistisches Normalprofil durch das marine Tertiär der Niederrheinischen Bucht. - Forschungsber. des Landes Nordrhein-Westfalen, 1484, S. 1-85, Köln, Opladen

KING, C. (1983): Cainozoic micropalaeontological biostratigraphy of the North Sea. - Inst. Geol. Sci. **82** , 7, S. 1-40, London

KOCKEL, F. (1988): Interregional lithostratigraphical correlation. - In: VINKEN, R. (Hrsg.): The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme Project No. 124, Geol. Jb. **A 100**, S. 104-113, Hannover

KÖTHE, A. (1990): Paleogene Dinoflagellates from Northwest Germany - Biostratigraphy and Paleoenvironment. - Geol. Jb. **A 118**, S. 3-111, Hannover

KUSTER, H. (im Druck): Das jüngere Tertiär in Nord- und Nordostniedersachsen. - Geol. Jb. **A 157**, Hannover

LANGKUTSCH, U., LOTSCH, D. & H. ZIERMANN (1996): Sachstandsbericht zu den geologisch-hydrogeologischen

Kenntnissen über das jüngere Känozoikum im zukünftigen Untersuchungsgebiet Gorleben-Nord und angrenzenden Gebieten: Kenntnisstand Oktober 1991, 2. Auflage. - Archiv-Nr. 115584, BGR, Hannover

Lotsch, D. (1969) in Zusammenarbeit mit Krutzsch, W., Mai, D., Kiesel, Y. & E. Lazar: Stratigraphisches Korrelationsschema für das Tertiär der Deutschen Demokratischen Republik. - Abh. Zentr. Geol. Inst., 12, S. I-XIV u. 1-438, Berlin

Lotsch, D. (1981): Korrelationstabelle der lithostratigraphischen Einheiten des Tertiärs der DDR zum Fachbereichsstandard Stratigraphie. Stratigraphische Skala der DDR, Tertiär. - TGL 25234/08, Berlin

Lotsch, D., Hellwig, D., Jortzig, H. & M. Lange (1982): Ergebnisbericht Braunkohlenressourcen DDR, Objekt Gransee-Storkow, Teil 1. - Zentrales Geologisches Institut, Berlin. - Archiv-Nr. 4 104 022, BGR, Hannover

Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. - In: Farinacci, H. (Hrsg.): Proc. II. plankt. Conf. Roma 1970, **2**, S. 739-785, Rom

Menning, M. (1997): Geologische Zeitskala der Mark Brandenburg. - In: Stackebrandt, W., Ehmke, G. & V. Manhenke (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. - S. 74-75, Kleinmachnow

Müller, C. (1978): Remarks on biostratigraphic useful nannofossils in the Paleogene of the northern hemisphere. - Newsl. Stratigr. **7**, 1, S. 45-52, Berlin

Müller, C. & A. Köthe (1988): The description of the interregional zonation (NP zones, NN zones). - In: Vinken, R. (Hrsg.): The Northwest European Tertiary Basin - Results of the International Geological Correlation Programme Project No. 124. - Geol. Jb. **A 100**, S. 253-261, Hannover

Müller, S. & Rusbült, J. (1981): Mikropaläontologische Spezialbearbeitung Tertiär. - 18 S., ZGI, Berlin (unveröff.)

Powell, J. (1992): Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. - In: Powell, J. (Hrsg.): A Stratigraphical Index of Dinoflagellate Cysts, S. 155-251, London

Preuss, H., Vinken, R., Voss, H.-H. (1991): Symbolschlüssel Geologie - Symbole für automatische Datenverarbeitung - ADV - geologischer Feld- und Aufschlussdaten. - 328 S., Hannover

Rusbült, J. & C. Strauss (1992): Mikrofossilien des Unter- und Mittelmiozäns in der Braunkohlenbohrung Lübtheen 46/84 (Südwest-Mecklenburg). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 3, S. 150-170, Stuttgart

Spiegler, D. (1965): Biostratigraphie des Rupels auf Grund von Foraminiferen im nördlichen Deutschland. - Geol. Jb. **82**, S. 447-486, Hannover

Spiegler, D. (1974): Biostratigraphie des Tertiärs zwischen Elbe und Weser/Aller (Benthische Foraminiferen, Oligo-Miozän). - Geol. Jb. **A 16**, S. 27-69, Hannover

Spiegler, D. (1986): Gliederung des nordwestdeutschen Tertiärs (Paläogen und Neogen) aufgrund von planktonischen Foraminiferen. - In: Tobien, H. (Hrsg.): Nordwestdeutschland im Tertiär - Beiträge zur regionalen Geologie der Erde **18**, S. 213-299, Stuttgart (Bornträger)

Strahl, J. & R. Zwirner (2002): Lithologische und pollenanalytische Untersuchungen holstein- und fuhnezeitlicher Ablagerungen im Gebiet Dömitz-Lenzen (NW-Brandenburg). - Brandenburgische Geowiss. Beitr. **9**, S. 33-43, Kleinmachnow

Strauss, C., Lund, J.J., & J. Lund-Christensen (im Druck): Miocene dinoflagellate cyst biostratigraphy of the RCNNS research well Nieder Ochtenhausen, NW Germany. - Geol. Jb. **A 152**, Hannover

Vinken, R. (Hrsg.) (1988): The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme Project No. 124. - Geol. Jb. **A 100**, S. 7-508, Hannover

Zirngast, M. (2000): Flachseismik Gorleben, Begleitung und Auswertung. - Archiv-Nr. 120158, BGR, Hannover

Anschrift der Autoren:

Dr. A. Köthe, Dr. W. Weiss
Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Stilleweg 2
30655 Hannover

Dipl.-Geol. R. Zwirner
Golder Associates GmbH
Vorbruch 3
29227 Celle