

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	11 (2004), 1/2	S. 149-168	2 Abb., 1 Tab., 107 Lit.
----------------------------------	--------------	----------------	------------	--------------------------

Stratigraphie des Känozoikums in Brandenburg mit spezieller Berücksichtigung des Braunkohlenreviers Lausitz

Stratigraphy of the Cenozoic of the country Brandenburg with particular consideration of the Lusatian district of lignite deposits

MICHAEL GÖTHEL

Herrn Dr. Volker Manhenke zum 65. Geburtstag gewidmet

Einleitung

Im Folgenden wird für Brandenburg erstmalig eine chronostratigraphische Übersicht gegeben, die internationale Ergebnisse multistratigraphischer Untersuchungen zur Einordnung der Ablagerungen des Känozoikums von Brandenburg unter spezieller Berücksichtigung der Sequenzstratigraphie nutzt (Anl. 1). Diese stratigraphische Methode rückte in den letzten Jahren zur chronostratigraphischen Zuordnung von Küstenablagerungen passiver Kontinentalränder und epikontinentaler Ablagerungsräume immer mehr in den Vordergrund. Insbesondere förderte und nutzte die Erdöl-/Erdgas-Industrie diese Methode zur Erkundung ihrer Lagerstätten. Erste Anwendung dieser Methode fand für die Ablagerungen des Känozoikums der Lausitz durch STANDKE et al. (1993) statt. Ergänzend zur Anlage 1 wird in Anlage 2 der klimastratigraphische Kenntnisstand zur Einordnung der Ablagerungen des jüngeren Känozoikums, des Pliozäns und Pleistozäns, verwendet. Letztendlich dienen die Vergleiche von benachbarten Ablagerungsräumen zur Schließung von Kenntnislücken. Durch den ständigen Wissensfortschritt können die Anlagen 1 und 2 nur den aktuellen Kenntnisstand zur Stratigraphie des Känozoikums vermitteln. Ihre Aktualisierung wird weiterhin eine Aufgabe des Landesamts für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg sein, um das geologische Potenzial für die Wirtschaft einschließlich der hydrogeologischen Gegebenheiten für die Grundwasser-Ressourcen des Landes besser bewerten zu können.

In nachstehender Übersicht zum Känozoikum des Braunkohlenreviers Lausitz wird dem Leser auffallen, dass trotz des hohen Erkundungsstands der einzelnen Tagebaue ihre regionale Korrelierung noch einige Probleme aufweist. Sie zu klären, können in gemeinsamer Diskussion mit den Experten der Vattenfall Europe Mining AG, der universitären und musealen Geoforschung und nicht zuletzt mit den regionalgeologischen Fachleuten der Staatlichen Geologischen Dienste des Freistaates Sachsen sowie der Länder Sachsen-Anhalt und Brandenburg. Nach wie vor gilt es, die Lithostratigraphie der einzelnen Erkundungsobjekte bzw. Tagebaue mit neuen Erkundungsergebnissen und Ergebnissen paläontolo-

gischer und sedimentologischer Untersuchungen zu aktualisieren. Das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg stellt mit diesem Beitrag eine Diskussionsgrundlage zur Verfügung.

1. Überblick zu angewandten stratigraphischen Methoden

Als chronostratigraphische Grundeinheit wird die Stufe (Stage) definiert. Sie wird jeweils an ihrer Basis abgegrenzt. Die Definition der Basis einer Stufe erfolgt an einem Typusprofil (Stratotyp) in erster Linie biostratigraphisch, aber auch magnetostratigraphisch, sequenzstratigraphisch und lithostratigraphisch. Die Anerkennung eines Typusprofils zur Abgrenzung einer Stufe als Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) erfolgt durch die Internationale Kommission für Stratigraphie. Dabei gilt als Grundbedingung ein lückenloser lithologischer Übergang von der älteren zur jüngeren Stufe. Über Korrelationen ist die Zuordnung und relative Altersbestimmung von Profilen anderer mariner und terrestrischer Ablagerungsräume unserer Erde zu diesen Grenzprofilen möglich.

Absolute Altersbestimmungen verschiedener Methoden an Gesteinen ermöglichen sowohl die zeitliche Fixierung stratigraphischer Grundeinheiten als auch die Einordnung von kristallinen Gesteinen. Hiermit können insbesondere Magmatitkomplexe einschließlich Pyroklastite, Metamorphosealter und letztlich damit tektonische Strukturen chronostratigraphisch eingeordnet werden.

Die biostratigraphische Grundeinheit wird meist durch das Erstauftreten (First Appearance Date, FAD) oder das letzte Auftreten (Last Appearance Date, LAD) eines Indexfossils, aber auch ihr zeitliches Überschneiden definiert. Meerespiegeleustatik und Klimawechsel sind vor allem verantwortlich für Faunen- und Florenveränderungen durch Radiation und Ausbreitung. Die Immigration von Faunen und Floren erfolgen meist gemeinsam und reflektieren biostratigraphische Ereignisse (Events). Das Vorkommen der Indexfossilien (Leitfossilien) bleibt in Abhängigkeit von der Umwelt

(insbesondere Ablagerungsraum und Klima) meist nur auf bestimmte Areale, wie zum Beispiel tethyalen/borealen Raum, beschränkt. Globale biostratigraphische Zonen sind somit die Ausnahme. Die Korrelation verschiedener Ablagerungsräume ermöglicht ihr Faunen- und Florenaustausch mit den Immigrationen von Indexfossilien. Deshalb sind erstes Auftreten (FAD) und letztes Auftreten (LAD) von Erstvorkommen (**F**irst **O**ccurrence **D**ate, FOD) und Letztvorkommen (**L**ast **O**ccurrence **D**ate, LOD) der Fossilien zu unterscheiden. Das FOD und das LOD finden im regionalen und lokalen Maßstab Verwendung. Unter Berücksichtigung nachstehender stratigraphischer Methoden erfolgt die Korrelation zu den weiteren stratigraphischen Grundheiten.

Der zyklische Wechsel der magnetischen Polarität der Erdachse kann lückenlos in der Ozeankruste wegen ihrer ständigen Neubildung an den Mittelozeanischen Rücken konserviert sein. Durch den Wechsel von Chronen normaler und reverser Polarität – analog der heutigen Lage von N- und S-Pol – erfolgt die Definition von Chronen bzw. die magnetostratigraphische Definition von Chronozonen.

Die Klimastratigraphie fußt in erster Linie auf den Untersuchungen von lückenlos sedimentierten Ozeanablagerungen. Das konservierte Sauerstoffisotopenverhältnis der Kalkschalen von Mikroindexfossilien reflektiert das jeweilige Klima während ihrer Bildung. Für Europa lassen sich die Klimakurven durch absolute Altersdatierungen an Tephra-Ablagerungen vor allem durch die aus dem Mittelrhein-Gebiet in den kalt- und warmzeitlichen Sedimenten korrelieren.

Zur zeitlichen und faziellen Einordnung von Ablagerungen wurden Sequenzmodelle und zur stratigraphischen Korrelation sequenzchronostratigraphische Skalen anhand von eustatischen Zyklen entwickelt (HAQ et al. 1988, HARDENBOL et al. 1998). Die in Abhängigkeit von Klima und geotektonischen Prozessen stattfindenden Meeresspiegelschwankungen werden insbesondere von Küstenablagerungen einschließlich des meereseitigen Schelfbereichs und des landwärtigen Ablagerungsraums eines Deltas reflektiert. In diesen Ablagerungsräumen, wo die Biostratigraphie durch den eustatisch bedingten Fazieswechsel nur bedingt anwendbar ist, ermöglicht die Sequenzstratigraphie die Gliederung von lithostratigraphischen Einheiten und ihre Korrelation. Die Begrenzung der Sequenzen erfolgt von einem Meeresspiegeltiefstand zum nächsten. Ein Zyklus 3. Ordnung beginnt demzufolge mit dem Niedrigstand des Meeresspiegels (**L**owstand **S**ystems **T**ract, LST). Mit schnell steigendem Meeresspiegel folgt die Transgression (**T**ransgressive **S**ystems **T**ract, TST) des Meeres. Mit dem Ausklingen des Meeresspiegelanstiegs und während des langsamen Meeresspiegelallens drängt die Sedimentfracht der Flüsse die Küstenlinie zurück und ermöglicht die Progradation eines Deltas bzw. eines Schelfs. Der Hochstand des Meeresspiegels (**H**ighstand **S**ystems **T**ract, HST) leitet somit die Regression des Meeres ein. Der Zeitpunkt des Meeresspiegeltiefstands reflektiert den Beginn bzw. das Ende eines Zyklus 3. Ordnung als Sequenzgrenze (**S**equence **B**oundary, SB). Sie ist im Küstenbereich mit Sedimentationsunterbre-

chungen und Erosionen, wie incised valley-Anlage, verknüpft. Die folgende Transgression greift im Küstenbereich auf ein Abtragungsniveau (**l**owstand surface, ls) infolge des gesunkenen Meeresspiegels über und bewirkt oft eine Erosion älterer Ablagerungen. In der Zeit der maximalen Überflutung (**m**aximum **f**looding **z**one, mFZ) erfolgt meist eine geringere bzw. kondensierte Sedimentation im tieferen marinen Ablagerungsraum. Im Küstenbereich bewirkt sie ein Erosionsniveau (**m**aximum **f**looding **s**urface, mfs), welches mit dem Abtragungsniveau der Transgression identisch sein kann. In der Regel wird die Transgression sedimentologisch durch Unten-grob-Sequenzen (**f**ining **u**pward **s**equence) wiedergegeben. Die Regression bzw. Progradation eines Deltas reflektieren Oben-grob-Sequenzen (**c**oarsening **u**pward **s**equence). In Watt-Ablagerungen, wo an die Küste das feinere Schlickwatt und daran das gröbere Sandwatt anschließen, verhält sich die Sedimentation umgekehrt (FÜCHTBAUER 1988). Die Sequenzstratigraphie ist ebenso auf limnische Ablagerungsräume anwendbar. Dabei kann deren Grundwasserniveau durchaus vom Meeresspiegelniveau beeinflusst sein. Die Definition der Basis der lithostratigraphischen Grundheiten ermöglicht im Sinne der Sequenzstratigraphie die SB und die mfs, die den Beginn der Sedimentation nach einer Ablagerungslücke (Hiatus) oder einen markanten Sedimentationswechsel anzeigen können. An die Transgression oder maximale Überflutung ist oft das FOD oder die Immigration von marinen Fossilien geknüpft und ermöglicht die Korrelation zu den biostratigraphischen Einheiten. Faunen- und Florenwechsel im terrestrischen Milieu sind dagegen meist an Regressionen gebunden. Florenwechsel und Landsäuger-Immigrationen ermöglichen neben Klimaveränderungen insbesondere Landbrücken (v. d. MADE 1999), die sequenzstratigraphisch mit der Ausbildung einer SB, also einer Meeresspiegelabsenkung, in Verbindung stehen. Sie können die geotektonische Auswirkung von Kontinentkollisionen auf die Eustatik besonders verdeutlichen.

In den letzten Jahren wurden die Kenntnisse zur Landsäuger-Biochronologie so erweitert, dass sie in Zukunft immer mehr in den Vordergrund von stratigraphischen Untersuchungen des Känozoikums rücken. Die Veränderung der Flora in Ablagerungsräumen steht mit der Veränderung der Landsäugerfauna im direkten Zusammenhang. Derzeit ist die Einbindung der Florenbiochronologie nur bedingt möglich, da die Zuordnung der jeweiligen Fossilien (Pollen, Sporen, Fruktifikationen, Blätter, Kutikulen, Hölzer) zu einer Art oft noch diskutiert wird. Somit ist das Wissen über das Erstauftreten und Verschwinden von Pflanzen gegenwärtig oft sehr fraglich. Die Veränderungen von Taphozönosen aus Pflanzenfossilien geben jedoch wichtige Anhaltspunkte bei der Zuordnung von stratigraphischen Einheiten ohne Faunen-Leitfossilien. Im Fortschritt dieser Diskussion wird die Nutzung des riesigen Datenmaterials aus den floristischen Untersuchungen der Braunkohlen und ihrer Nebengesteine chronostratigraphisch nutzbar sein. Deshalb bleibt zu hoffen, dass die Paläontologen ihre Arbeiten fortsetzen und mit den Trägern von Detailkenntnissen aus der Braunkohlenindustrie sowie den regionalgeologischen Fachleuten im Meinungsaustausch bleiben.

Bei der Beschreibung der lithostratigraphischen Einheiten des Känozoikums des Braunkohlenreviers Lausitz wird die gebräuchliche bergmännische Terminologie benutzt. Die heute noch von der ostdeutschen Braunkohlenindustrie angewandte Namensgebung der Flöze und Grundwasserleiter orientiert sich sinnvoller Weise und nach wie vor an ostdeutschen Standards (TGL 25234/08, 1981 und Erkundungsmethodik Braunkohle, 1985) und erfolgt danach numerisch. Aus diesen Gründen wurde auf die Untergliederung der Formationen des Miozäns in Schichten (u. a. ALEXOWSKY et al. 1989, STANDKE 2000: 1. Lausitzer Flöz = Klettwitz-Schichten, 2. Lausitzer Flöz = Welzow-Schichten, Flöz Biesenthal & 3. Lausitzer Flöz = Buchhain-Schichten, 4. Lausitzer Flöz = Vetschau-Schichten) verzichtet. Im Gegensatz zur stratigraphischen Orientierung vom Älteren zum Jüngeren bzw. von unten nach oben erfolgt die bergmännische Orientierung von oben nach unten.

2. Paläogen

2.1 Einleitung und Überblick zur regionalgeologischen Situation

Im Paläogen stellt die Lausitz einen Ausschnitt des Ablagerungsraums der Norddeutsch-Polnischen Senke dar. Aus dem Bereich der heutigen Nordsee erfolgten zu dieser Zeit mehrere Meerestransgressionen, die je nach Lage des Meeresspiegelniveaus mit Meeresregressionen wechselten. Durch diese Zyklen wurde sowohl Sedimentation als auch Abtragung gesteuert (Anlage 1). Dabei folgt das Sedimentationsgebiet der Nordsee der sich NW–SE erstreckenden Mitteleuropäischen Senkungszone, die schlauchförmig bis nach S-Polen verbreitet ist (STACKEBRANDT & LUDWIG 2002). Zeitweise ermöglichten Meeresspiegelniveau und Absenkung Verbindungen zur Paratethys, heute südlich des Karpatenbogens gelegen, wie das die benthische Foraminiferen-Vergesellschaftung (Assemblage) Typ Calau (KIESEL & LOTSCH 1969) zeigt (siehe unten). Typ Calau wird von mediterranen Foraminiferen charakterisiert und belegt die Verbindung von S-Polen über die Moravische Pforte. Verbindungen zur Paratethys zeigen ebenso Nummuliten (riesenförmige, benthische Foraminiferen). Sie wurden ab der Genthin-Formation („Kalksandstein-Gruppe“, KIESEL & LOTSCH 1969) sowie in der Serno- und Schönwalde-Formation („Schönwalder Schichten“ sensu KIESEL & LOTSCH 1969) nachgewiesen. Sie sind aber ebenso an die benthische Foraminiferen-Assemblage Eozän-5 gebunden. Das bedeutet, dass ihre Immigration aus der Paratethys ebenso über den Atlantik zusammen mit borealen Foraminiferen von Westen her erfolgte. Nach der „Grande Coupure“ (STHEHLIN 1909), dem markantesten Faunen- und Florenwechsel im Känozoikum (Anlage 1), sind Nummuliten in der Norddeutsch-Polnischen Senke nicht mehr nachgewiesen worden. Der S-Rand der Norddeutsch-Polnischen Senke wird vornehmlich durch die NW–SE verlaufenden fiederartig angeordneten Mitteldeutschen Hauptabbrüche kontrolliert, zu denen in der Lausitz die Innerlausitzer Störung als Teil der Innersudetischen Hauptverwerfung, der Lausitzer Hauptabbruch, das Gebiet

der Wünsdorf–Cottbuser Schwereflanke sowie die Groß Köris–Dissen–Merzdorfer Störungszone gehören. Ihre mit der alpidischen Gebirgsbildung in Zusammenhang stehenden Reaktivierungen beeinflussten nicht nur Lage und Ausbildung der Küste. Sie modifizierten die Sedimentation und verhinderten die Abtragung der paläogenen Sedimente in bruchtektonisch kontrollierten Absenkungen, die zum Teil subrosiv durch Salinarlösung im prä-känozoischen Untergrund verstärkt wurden (BÖNISCH & GRUNERT 1989, GÖTHEL & GRUNERT 1996). Die Bildung von Subrosionskesseln bedingte im Besonderen die Ausbildung von Vermoorungsgebieten und lokalen Mächtigkeitszunahmen paläogener Braunkohlen-Flöze, wie beispielsweise südöstlich Torgau (Flöze Nichtewitz), bei Schlieben nordöstlich Herzberg (Flöze Schlieben) und am Lausitzer Hauptabbruch (Flöz Calau). Das Ablagerungsmilieu der Lausitz wird jedoch von sowohl überwiegend kalkhaltigen flachmarinen als auch siliziklastischen Küsten-Ablagerungen bestimmt. Dementsprechend sind planktonische Foraminiferen, auf denen neben kalkigem Nanoplankton („Coccolithineen“, LOCKER 1972) die bisherige Biostratigraphie beruht, selten nachzuweisen. Die faziesabhängigen Vergesellschaftungen von benthischen Foraminiferen (GRAMANN & SPIEGLER 1986, GRAMANN & VON DANIELS 1988, MÜLLER 2000) sowie benthischen Bivalven und Gastropoden (HINSCH et al. 1988) ermöglichen eine parabiostatigraphische Gliederung der paläogenen Ablagerungen in der Norddeutsch-Polnischen Senke. Von herausragender Bedeutung ist die Vielzahl der vorliegenden biostratigraphischen Untersuchungen zu den benthischen Foraminiferen an Bohrproben von Ablagerungen des Eozäns und Oligozäns der Lausitz. Sie wurden vom Zentralen Geologischen Institut der DDR, insbesondere im Auftrag der Braunkohlen-Erkundung des ehemaligen VEB Braunkohlenbohrungen und Schachtbau Welzow von 1987 bis 1990 durch Frau Dr. Ilse Bach/Berlin, durchgeführt. Eine Korrelation der biostratigraphischen Gliederung nach den faziell abhängigen benthischen Foraminiferen-Vergesellschaftungen (Assemblage) zur biostratigraphischen Gliederung nach kalkigem Nanoplakton ist annähernd möglich (Tabelle 1). Die zeitliche Reichweite der Eozän-5-Assemblage sowie der des Typs Calau erschwert erheblich die genaue Zuordnung der Ablagerungen des Eozäns. Somit muss die Zuordnung einiger erbohrter Abfolgen im Paläogen der westlichen Lausitz nachfolgenden Untersuchungen vorbehalten bleiben. Vor allem betrifft das die in den Schichtenverzeichnissen der Kartierungsbohrungen mit dem damaligen Kenntnisstand ausgewiesenen „Nedlitzer Schichten“, „Genthiner Schichten“, „Sernoer Schichten“, „Untere & Obere Schönwalder Schichten“ und „Wittenberger Schichten“. Der Gebrauch genannter lithostratigraphische Einheiten wurde von verschiedenen Bearbeitern unterschiedlich gehandhabt (Hinweise in KRUTZSCH et al. 1992). Ihre eindeutige Definition wurde nie vorgenommen. Lediglich die Sporen- und Pollen-Assoziationen sensu Krutzsch et al. (1992) der paläogenen Braunkohlen führenden Ablagerungen liefern bisher umfassende biostratigraphische Anhaltspunkte im Eozän. Anliegen dieses Beitrages soll es auch sein, die lithostratigraphischen Einheiten im sequenzstratigraphischen Sinn mit Unterstützung ihres Fauneninhalts voneinander klarer abzugrenzen.

Tab. 1

Gliederung der Ablagerungen des Eozäns und Oligozäns im Norddeutsch-Polnischen Becken nach benthischen Foraminiferen und annähernde Korrelation zur Gliederung nach kalkigem Nannoplankton entsprechend Anlage 1

Tab. 1

The subdivisions of the Eocene and Oligocene deposits by benthic foraminifera of the Northgerman–Polish Basin and approximately correlation of the carbonaceous nannoplankton zones corresponding to Annex 1

Kalkiges Nannoplankton	Benthische Foraminiferen			Internationaler Standard
Zone	Zone	Zone	Assemblage	Serie
BERGGREN et al. 1995 entsprechend Anlage 1	GRAMANN & SPIEGLER 1988	MÜLLER 2000, GRAMANN & SPIEGLER 1986	MÜLLER 2000, GRAMANN & SPIEGLER 1986, KIESEL & LOTSCH 1969	entsprechend Anlage 1
NN 1-4	B 7	<i>Quinqueloculina disparilis</i>		Unter-Miozän
NP 25	B 6	<i>Saracenaria magna</i>	Neochatt	Ober-Oligozän
		<i>Almaena osnabrugensis</i>	Eochatt	
		<i>Palmula oblonga</i>		
<i>Asterigerinoides guerichi</i>				
NP 24	?	<i>Siphonia reticulata</i>	Rupel 4 (Kalkschaler-Fazies)	Unter-Oligozän
NP 23	B 5	<i>Rotaliatina bulimoides</i>	Rupel 3 (Sandschaler-Fazies)	
			Rupel 2 (Kalkschaler-Fazies)	
			Rupel 1 (Sandschaler-Fazies)	
NP 22		<i>Alabamina woltersdorffi</i>		Ober-Eozän
NP 21				
NP 19/20	B 4	„Obereozän“	Calau (mediterran)/ Eozän 5 (boreal)	Mittel-Eozän
NP 18				
NP 17				
NP 16				
NP 15				
NP 14	B 3	„Untereozän“	Eozän 4	Unter-Eozän
NP 13				
NP 12				
NP 11				
NP 10			Eozän 3 Eozän 2 Eozän 1	

Als Besonderheiten sind basische Vulkanite und Maarsee-Bildungen (GOTH & SUHR 1999) des Oligozäns südlich der ehemaligen Küstenlinie zu nennen. Sie stehen möglicherweise im Zusammenhang mit dem alkalischen Vulkanismus NE-Böhmens. Die Altersdatierungen der Lavaströme schwanken dort zwischen 38,3 bis 23,7 Millionen Jahren (BELLON et al. 1998) und fallen in die Bartonian-Stufe des Mittel-Eozäns bis an den Top der Chattian-Stufe des Ober-Oligozäns.

2.2 Linda-Formation

Die ältesten paläogenen Sedimente sind in der Lausitz mit der Linda-Formation erhalten. Die Benennung (LOTSCH 1981) erfolgte nach dem isolierten Vorkommen im NW–SE verlaufenden Zellendorfer Graben bei Linda, das mit der Kartierungbohrung Linda 3/60 über Mittlerem Muschelkalk aufgeschlossen wurde. Ihr Hauptverbreitungsgebiet befindet sich nordwestlich der Lausitz bei Zahna–Niemegk und ist ins-

besondere durch die Ausbildung der Randsenken des Salzstockes Görzke–Belzig bedingt. Die Untergrenze markiert bei Linda ein Basisschluff. Es folgen Sande und Schluffe mit Braunkohlen-haltigen Tonen. Sie stellen zum Teil das zeitliche Äquivalent der Nassenheide-Formation, Mittel-Paläozän, Selandian-Stufe dar. Vermutlich wurde ihre Sedimentation in der Lausitz erst mit der maximalen Überflutung im Zyklus TA 1.4 sensu HAQ et al. (1988) eingeleitet. Die als Deltabil- dungen interpretierten Ablagerungen erfordern regressive Tendenz und sind dementsprechend dem HST des TA 1.4 zuzuordnen. Chronobiostratigraphische Belege in der Linda-Formation fehlen. Die Lagerung der Nassenheide-Formation über der Waßmannsdorf-Formation, in der die Nannoplankton-Zonen NP 3-4 belegt sind (LOCKER 1988) und die eine mit den kalkigen Sedimenten der Haine-Formation (Belgien) vergleichbare Mollusken-Fauna führt, legt eine Korrelation der Linda-Formation mit den „marnes et lignites de Hainin“ nahe.

2.3 Serno-Formation

Nach einem Hiatus, der zeitlich das Ober-Paläozän und Unter-Eozän beinhaltet, folgt die Serno-Formation. Ihre Namensgebung (LOTSCH 1981) erfolgte nach dem Ort Serno nördlich Coswig. Isolierte Vorkommen im Zellendorfer Graben bei Linda sowie bei Golßen und Baruth im NW der Lausitz, die ehemals als „Untere Schönewalder Schichten“ ausgegrenzt wurden (LOTSCH et al. 1969), sind der Serno-Formation zuzuordnen. Mit der Kartierungsbohrung Seyda 1/61 wurde die benthische Foraminiferen-Assemblage Eozän-5 (Tab. 1) nachgewiesen. Hervorzuheben ist ihr Aufschluß bei Baruth durch die Bohrung Staakow 157/62 der Erdöl-/Erdgaserkundung, in dem der Nachweis der Nannoplankton-Zone NP 16 im konglomeratisch-feinsandigem Basisschluff, der über Oberen Buntsandstein lagert, gelang (Abb. 1). Über feinsandigen Schluffen mit Grabs Spuren und Feinsanden der Serno-Formation folgen in dieser Bohrung kalkige Sande und schließlich wechselnd kalkige, feinsandige bis tonige Schluffe der Schönewalde-Formation (ehem. „Obere Schönewalder Schichten“). Während in der vollmarinen Ausbildung mit Tonmergeln und Tonen die Sedimentation der Serno-Formation bereits in der Zone NP 15 einsetzt (KÖTHE 1988), erreichte ihre randliche Ausbildung mit Schluffmergeln und schluffigen Sanden die Lausitz vermutlich erst mit der nächsten Transgression, nach der SB Lu3 sensu HARDENBOL et al. (1998) im Zyklus TA 3.4 sensu HAQ et al. (1988). Da die Zonen NP 17 und NP 18 nicht nachgewiesen wurden (Abb. 1), dürfte die Serno-Formation im TA 3.5 sensu HAQ et al. (1988) enden und ist überwiegend der Lutetian-Stufe und zum Teil der Bartonian-Stufe des Mittel-Eozäns zuzuordnen.

Zur Serno-Formation gehören vermutlich auch die subrosionsbedingten tiefsten känozoischen Ablagerungen der Lausitz. Es handelt sich um eine Ablagerungssequenz im korrigierten Teufenbereich von 329,3 bis 334,0 m der Bohrung Schlabendorf 7348/85. Sie besteht vorwiegend aus Schluffmergeln mit Glaukonit und Phosphorit, die mit einem Bivalven führenden Basalkonglomerat dem Oberen Buntsandstein auflagert und mit Kalkstein endet. Darüber folgt als nächste Sequenz die Schönewalde-Formation.

2.4 Schlieben- und Nichtewitz-Formation

Nordöstlich Herzberg wurde mit der Bohrung Schlieben 1/60 ein isoliertes Braunkohlen-Vorkommen aufgeschlossen, nach dem die Schlieben-Formation benannt (LOTSCH 1981) wird. Es befindet sich subrosionsbedingt über Zechstein im Kreuzungsbereich der etwa NW–NE verlaufenden Herzberger Störungszone und der etwa NW–SE verlaufenden Schönewalder Störungszone. Über einem Basisschluff folgen Braunkohlen-Flöze, die durch sandige, zum Teil glaukonit-führende Mittel getrennt sind. Sie werden der Sporen- und Pollen-Zone SPP 17/18 sensu KRUTZSCH (1992) zugeordnet. Darüber lagert noch Schluff, bevor der Basissand der Rupel-Formation folgt.

Das ebenfalls durch subrosive Vorgänge des Zechstein-Salinars in mehrere Bänke aufspaltende Flöz Nichtewitz wird in die Zonen SPP 17 und SPP 17/18 sensu KRUTZSCH (1992) eingeordnet und stellt zumindest teilweise das stratigraphische Äquivalent des Flözes Schlieben in seinem biostratigraphisch belegten Verbreitungsgebiet zwischen Arzberg und Blumberg östlich und südöstlich Torgau dar. Es lagert über einem mehr oder weniger schluffigen Ton, der durch Schluffe und Sande unterbrochen wird. Über dem Flöz kann lokal eine Schlufflage auftreten. Meist lagern über dem Flöz die folgenden Sande direkt. Sie werden durch eine Tonlage getrennt und können von der Calau-Formation (Saxdorf) überlagert werden. Namensgebend (LOTSCH 1981) für diese braunkohlen-führende Formation ist der Ort Nichtewitz östlich Torgau.

Schlieben- und Nichtewitz-Formation umfassen zumindest den Zyklus TA 3.6 sensu HAQ et al. 1988 und sind dem oberen Mittel-Eozän, Bartonian-Stufe zuzuordnen.

2.5 Schönewalde-Formation

Großflächig und in isolierten Vorkommen erstreckt sich die Schönewalde-Formation über die nordwestliche Lausitz. Ihr südöstlichstes Vorkommen reicht bis in den Redderner Graben (GÖTHEL & GRUNERT 1996) am Lausitzer Haupabbruch bei Altdöbern. Namensgebend (LOTSCH 1981) ist der Ort Schönewalde zwischen Herzberg und Jüterbog. Während im westlichen Brandenburg die Nannoplankton-Zonen NP 19/20 und NP 21 (KOCKEL 1988, KÖTHE 1988) sowie bei Egelu NP 22 (KÖTHE 1988) nachweisbar vorhanden sind, ist die Schönewalde-Formation in der Bohrung Staakow 157/62 bei Baruth nur durch die Zone NP 21 belegt (Abb. 1). Das lässt annehmen, dass ihre Sedimentation mit glaukonitischen kalkigen schluffigen Feinsanden bis feinsandigen Schluffmergeln in der Lausitz erst im höchsten Ober-Eozän, höchste Priabonian-Stufe, nach der SB Pr3 sensu HARDENBOL et al. (1998) einsetzte und nur den Zyklus TA 4.3 sensu HAQ et al. (1988) bzw. den Priabonian-/Rupelian-Grenzbereich repräsentiert. In der Lausitz kann die Schönewalde-Formation die benthische Foraminiferen-Assemblage Eozän-5 sowie die des Typs Calau im Wechsel (Tabelle 1) führen. In der Lausitz besteht die Taphozönose weiter aus Bivalven, Gastropoden, Scaphopoden, Bryozoen, Echinoiden-Stacheln sowie Korallen und Brachiopoden. Nordwestlich der Lausitz erfolgte ihre Ablagerung bereits nach der SB Pr2. Hier umfasst die Schönewalde-

de-Formation die Zyklen TA 4.2, TA 4.3 sowie den unteren Teil des TA 4.4 bis zur SB Ru2. In der Bohrung Staakow 157/62 bei Baruth besteht die Schönwalde-Formation (ehem. „Obere Schönwalder Schichten“) aus kalkigen Sanden, gefolgt von wechselnd kalkhaltigen, feinsandigen bis tonigen Schluffen (Abb. 1). Geröllführende Horizonte markieren die SB Pr3 und Ru1 sensu HARDENBOL et al. (1998). Überlagert werden sie in dieser Bohrung durch geröllführende feinsandige Schluffe mit Schalenresten, die die SB Ru2 sensu HARDENBOL et al. (1998) und die Basis der folgenden Rupel-Formation markieren. Mit dem Nachweis der Zone NP 22 bei Egelin ist die Reichweite der Schönwalde-Formation bis ins Unter-Oligozän belegt. Ihre Sedimentation wurde nach dem bedeutenden Faunen- und Florenwechsel, der „Grande Coupure“ (STEHLIN 1909; Anlage 1), im Unter-Oligozän, Rupelian-Stufe fortgesetzt, während sie in der Lausitz mit der „Grande Coupure“ aussetzt.

2.6 Calau-Formation

Die Namensgebung (LOTSCH 1981) erfolgt nach der Stadt Calau. Mit einem Basisschluff über dem känozoischen Untergrund oder direkt mit den Rupel-I-Basissanden über der Schönwalde-Formation oder älteren paläogenen Ablagerungen setzt die Calau-Formation ein. Darüber folgen Schluffe und Sande, in denen das Braunkohlen-Flöz Calau eingelagert sein kann. Wie das Flöz Gröbers beinhaltet es quarzitisches VerkieSELungen und kann aufspalten. Diese Flöze werden der Sporen- und Pollen-Zone SPP 20 C sensu KRUTZSCH et al. (1992) zugeordnet. Sie sind damit jünger als die Flora Haselbach des Weißelster-Beckens, die scharf die erste Immigration von Pflanzen aus Asien nach der „Grande Coupure“ belegt. Durch die Kartierungsbohrung Petkus 4/62 wurde eine Makroflora geborgen. Die Calau-Formation endet mit den Rupel-I/II-Sanden (LOTSCH 1981), die auch quarzitisches ausgebildet sein können. Typisch ist ihre kalkfreie Ausbildung, die sie von der unterlagernden Schönwalde-Formation und der überlagernden Rupel-Formation unterscheiden lässt. Sie ist großflächig im Gebiet Luckau–Calau verbreitet. Daran schließt sich ein isoliertes Vorkommen bei Lübben an. Weitere isolierte Vorkommen befinden sich bei Beeskow und westlich Guben. In Subrosionsgebieten, insbesondere am Lausitzer Hauptabbruch, schwillt ihre Mächtigkeit beträchtlich an. Die Calau-Formation umfasst den TST nach der SB Ru2. Diese SB wird im Weißelster-Becken südlich Leipzig durch den Phosphoritknollen-Horizont repräsentiert. In ihm gelang der Nachweis der Landsäuger-Zone MP 22 (BÖHME 2001).

2.7 Rupel-Formation

Mit der so genannten Rupel-Haupttransgression, die der maximalen Überflutung zwischen den SB Ru2 und SB Ru3 sensu HARDENBOL et al. (1998) entspricht, setzt die Ablagerung des „Rupeltones“ mit der benthischen Foraminiferen-Assemblage Rupel-2 (Tabelle 1) über der Calau-Formation ein. Namensgebend ist das Flüsschen Rupel in Belgien. Ihre fast geschlossene Verbreitung reicht in die Lausitz bis zur Linie nördlich Herzberg–Calau, die sich entlang des Lausitzer Hauptabbruches bis etwa Altdöbern fortsetzt und über

Peitz–Guben weiter verläuft. Sie beginnt mit wechselnd kalkfreien/kalkhaltigen Tonen. Nach oben treten zunehmend Schluffmergel auf. Die eingelagerten Rupel-IV/V-Sande (LOTSCH 1981) bzw. ihre feinsandigen-Schluff-Äquivalente oder der markante Hardground, ein sandiger, glaukonitischer Kalkstein, markiert die SB Ru3 sensu HARDENBOL et al. (1998) bzw. den Beginn des Zyklus TA 4.5 sensu HAQ et al. (1988). Darüber setzt die benthische Foraminiferen-Assemblage Rupel-4 (Tabelle 1) ein. Des Weiteren setzt sich die Taphozönose der Rupel-Formation aus Bivalven, Gastropoden, Scaphopoden, Echinoiden-Stacheln und Bryozoen zusammen. In der Bohrung Staakow 157/62 wurden die Nannoplankton-Zonen NP 23 und NP 24 nachgewiesen (KÖTHE 1988), die ihre Zuordnung zum Unter-Oligozän, Rupelian-Stufe belegt.

2.8 Beckwitz-Formation

Über der Nichtewitz-Formation lagern im Raum südöstlich Torgau mehr oder weniger feldspathaltige Ablagerungen aus einer homogenen Mischung von Schluff und Feinsand. Sie wurden nach dem Ort Beckwitz südlich Torgau und westlich der Elbe benannt. Dort konnte das entwickelte Flöz Beckwitz durch die Sporen- und Pollen-Zone SPP 20 D sensu Krutzsch et al. (1992) belegt werden und gehört damit zur Flora Nerchau des Weißelster-Beckens, die sich durch relative Formenarmut auszeichnet. Östlich der Elbe, in der Lausitz, werden sie basal oft von einem glaukonitischen Fein- bis Mittelsand oder von karbonatischen konglomeratischen Lagen, teils glaukonitisch, eingeleitet. Sie führen inkohlte Blatt-, Stengel- und Samenreste. Weiter wurden Bivalven und Gastropoden aufgefunden, deren Erhaltungszustand jedoch keine Bestimmung erlaubt. Feldspat-Gehalt und schlechter Reifegrad belegen einen kurzen Transport und lassen vermuten, dass diese Ablagerungen auf einen tektonisch initiierten Schlammstrom zurückzuführen sind. Der Nachweis der Sporen- und Pollen-Zone SPP 20 C sensu KRUTZSCH et al. (1992) macht eine Zuordnung zur Sequenz zwischen SB Ru2 und SB Ru3 sensu HARDENBOL et al. (1998) wahrscheinlich. Handelt es sich tatsächlich um Schlammstrom-Ablagerungen, wird die stratigraphische Reichweite erheblich eingengt. Möglich wäre die Korrelation mit den Rupel-3-Tonen. Auf jeden Fall erfolgte ihre Sedimentation mit der Makroflora Haselbach des Weißelster-Beckens nach der „Grande Coupure“. Ähnliche Ablagerungen füllen südlich Finsterwalde den NNW–SSE verlaufenden Friedersdorfer Graben und werden dort von der Cottbus-Formation überlagert. Möglicherweise gehören dazu die aus den Bohrungen Bad Liebenwerda-Nord 1/60 und Bad Liebenwerda-Süd 1/60 geborgenen Makroflora. Da die genaue Fixierung der stratigraphischen Reichweite der Beckwitz-Formation noch nicht gelingt, wurde auf ihre Darstellung in Anlage 1 verzichtet.

2.9 Vulkanismus und Maarsee-Sedimente von Baruth und Kleinsaubernitz

In der Bartonian-Stufe des Mittel-Eozäns setzte nach den Altersangaben von BELLON et al. (1998) ein Vulkanismus in NE-Böhmen ein, dessen Ausläufer bis in den Störungsbeereich des Lausitzer Hauptabbruchs südlich Nochten zu finden sind. An Gesteinen sind Pikrobasalt, Alkalibasalt, Basa-

mit, Tephrit sowie Nephelinit und Phonolith zu klassifizieren. Letztere Typen bilden wegen der Zähigkeit ihrer Magmen intrusive Staukuppen. Sie wirkten der Verwitterung am standhaftesten entgegen und verleihen als Vulkanitkuppen der Oberlausitzer Landschaft besondere Reize.

Im Unter-Oligozän dürfte die Anlage der Maarseen von Baruth und Kleinsaubernitz zwischen Bautzen und Niesky stattgefunden haben. Die Altersdatierung von 30,7 Millionen Jahre des Olivinbasalts über den Ablagerungen eines Sees aus tuffitischen Sandsteinen mit „Polierschiefern“ (Diatomite) und Braunkohlen-Flöz von Seifhennersdorf (BELLON et al. 1998) sowie der Nachweis der Sporomorphe *Boehlensipollis hohlii* in den Maarsee-Sedimenten selbst (SCHNEIDER mtl. 2004), rechtfertigen diese Annahme. Mit der Forschungsbohrung Baruth 1/98 wurde die Sedimentfüllung untersucht (GOTH & SUHR 1999). Sie beginnt mit einer Kollapsbrekzie aus Granodiorit-Blöcken und Tuff, gefolgt von Schuttstrom-Ablagerungen aus Granodiorit-Brocken, Lapilli und Bimsstein-Bomben. Darüber lagern subaquatisch sedimentierte Granodiorit-Zersätze und umgelagerte Schlacke. Es folgen weitere Schuttstrom-Ablagerungen, Diatomite mit turbiditischen Einschaltungen und schließlich feinelaminierte Diatomite. Überlagert werden diese 230 m mächtigen See-Sedimente durch schluffige Sande, Braunkohle und helle Tone. Das Braunkohlen-Flöz, das die See-Sedimente von Kleinsaubernitz überlagert, gehört bereits ins Unter-Miozän und könnte dem 4. Lausitzer Flöz entsprechen. Aus den „Polierschiefern“ von Seifhennersdorf ist neben einer reichen Blatt-, Frucht- und Samen-Flora eine Fauna überliefert, die sich aus Süßwassergarnelen, Wasserkäfern, Libellen, Süßwasserfischen, Amphibien und Krokodilen zusammensetzt (WALTHER 1996).

Zwischen dem Beginn der Vermoorungen, die zur Bildung der mächtigen Braunkohlen-Flöze von Berzdorf südlich Görnitz und Olbersdorf westlich Zittau beitrugen, und dem Vulkanismus dürfte folgender Zusammenhang bestanden haben. Wie die Braunkohlen-Flöze von Olbersdorf, sind die von Berzdorf an bruchtektonische Bewegungen gekoppelt, die mit dem Vulkanismus anfänglich in Verbindung standen. Beide Lagerstätten werden von basaltoiden Vulkaniten umrahmt. Die Altersdatierungen der Basisvulkanite von Berzdorf mit 29,2 und 29,3 Millionen Jahren (TIETZ 2001) fallen ins Unter-Oligozän und korrelieren mit dem Nachweis von *Boehlensipollis hohlii* aus dem unteren Flözbereich. Ob der untere Flözbereich mit den Flözen Calau, 4. Lausitzer Flöz, Flöz Lübbenau und dem 3. Lausitzer Flöz (siehe Abschnitt 3) zu korrelieren wäre, muss überprüft werden. Die Pflanzenfossilien aus dem Abschnitt der Flöze 2 und 4 (oberster Teil) des unteren Flözbereichs werden bereits der Makroflora Wiesa, wie das Mittel zwischen unterem und oberem Flözbereich sowie dem Flöz 5 (unterster Teil) des oberen Flözbereichs, zugeordnet (TIETZ 2001). Der obere Flözbereich im Tagebau Berzdorf dürfte mit dem 2. Lausitzer Flöz und den Braunkohlen-Flözen der Nochten-Formation korrelieren und reicht bereits ins Mittel-Miozän (siehe Abschnitt 3). Die obersten Pflanzenfossil-Vorkommen des Tagebaus Berzdorf wurden der Makroflora Kleinleipisch zugewiesen. Insbesondere sind die Taphozönosen in Schluffen, Tonen und

Toneisenstein-Horizonten erhalten, die die einzelnen Braunkohlen-Flöze hauptsächlich trennen. Zwischen dem unteren und oberen Flözbereich schalten sich dazu noch Sande ein. Schräggeschichtete Kiessand-Körper sind Besonderheiten und werden als Fluss-Ablagerungen interpretiert (TIETZ 2001). Marine Einflüsse wurden nicht nachgewiesen (TIETZ & CZAJA 1999). Damit dürfte das Becken von Berzdorf von der Norddeutsch-Polnischen Senke isoliert gewesen sein.

2.10 Cottbus-Formation

Nordwestlich der Lausitz leitet die Plate-Formation (sensu LOTSCH 1981) mit Sanden und Schluffen, in West-Mecklenburg mit schluffigem, schwach kalkigem Ton die Sedimentation des Ober-Oligozäns, Chattian-Stufe ein. Sie repräsentiert mit der Zuordnung zur *Asterigerinoides guerichi*-Zone (benthische Foraminiferen-Zone, MÜLLER 2000) und den Bioturbationen im Top den Zyklus TB 1.1 sensu HAQ et al. (1988). Dazu gehört das Florenbild Lindstedt, welches die Sporen- und Pollen-Zone SPP 20 F sensu Krutzsch et al. (1992) charakterisiert. Die *Asterigerinoides guerichi*-Zone, die nach Müller (2000) bis ins mittlere Eochatt reicht, wurde in der NW-Lausitz sowie bei Hoyerswerda (Spreetal) in zahlreichen Bohrungen im basalen Teil der Cottbus-Formation nachgewiesen. Sie reicht zumindest in den folgenden Zyklus TB 1.2 sensu HAQ et al. (1988) hinein. Der Nachweis von *Elphidiella subnodosa*, einer großwüchsigen Foraminifere mit einem Häufigkeitsmaximum im mittleren Eochatt, in den kalkigen Basisschluffen der Cottbus-Formation durch die Bohrung Cottbus-Nord 10839/2002, weist auf einen Sedimentationshiatus in der Lausitz während der Ablagerung der Plate-Formation hin. Weiter ermöglicht dieser Nachweis die Korrelation zur Sülstorf-Formation (sensu LOTSCH 1981), dem vollmarinen Äquivalent der küstennahen Glaukonit- und Glimmersande der Cottbus-Formation. Seit dem Aufschluß der Cottbus-Formation durch die Bohrung Groß Ströbitz 2/1878 ist die Taphozönose des basalen Teiles der Cottbus-Formation bekannt. Sie setzt sich neben Foraminiferen aus Bivalven, Gastropoden, Scaphopoden, Echinoiden-Stacheln, Bryozoen sowie Korallen und Brachiopoden zusammen. Sie wurde nur dort gefunden, wo der basale Teil kalkig entwickelt ist. In den ansonsten überwiegend kalkfreien Sanden der Cottbus-Formation wurden bisher keine weiteren Faunenreste nachgewiesen. Die nach der Stadt Cottbus benannte (LOTSCH 1981) Formation ist in südliche Richtung bis etwa zur Linie Torgau-Finsterwalde-Senftenberg-Reichwalde-Pechern verbreitet. In der Bohrung Staakow 157/62 ist mit dem Nachweis der Nannoplankton-Zone NP 25 (KÖTHE 1988) die chronobiostratigraphische Zuordnung der Cottbus-Formation zum Ober-Oligozän, Chattian-Stufe gesichert (Abb. 1 u. 2). Sie transgredierte nach den genannten biostratigraphischen Ergebnissen nach der SB Ch2 sensu HARDENBOL et al. (1998) und umfasst die Zyklen TB 1.2 und TB 1.3 sensu HAQ et al. (1988). In der incised valley-Anlage durch ein verzweigtes Flusssystem im Weißelster-Becken wird die SB Ch2 sensu HARDENBOL et al. (1998) gesehen. Diese fluviatilen Ablagerungen beinhalten die Makroflora Thierbach (Makroflorenzone I sensu MAI 1967, 1995). KRUTZSCH (2000) und BLUMENSTENGEL (2002) ordnen sie etwas jünger, nach der SB Ch3 sensu HARDENBOL et al. (1998), ein.

Chronobiostratigraphisch noch nicht belegt ist die Zuordnung des Flözes Striesa, benannt nach der Ortschaft nördlich Schlieben. Im Raum Bitterfeld–Dessau findet es seine Fortsetzung in den Braunkohlen des Flözes Breitenfeld. Bohrlochgeophysikalisch steht es im Zusammenhang mit dem mehr oder weniger kohligem Grenzschluff (Abb. 1 u. 2). Beide Horizonte lagern in Sanden. Im selben Niveau befindet sich die Makroflora Mockrehna (Makroflorenzone II sensu MAI 1967, 1995) des Weißelster-Beckens. Hinweise zur stratigraphischen Zuordnung bietet der Lagerungsverband mit den hangenden und liegenden Schichten und die Eustatik-Kurve sensu HARDENBOL et al. (1998). Danach ist das Flöz Striesa in den TST des TB 1.3 sensu HAQ et al. (1988) einzuordnen. Dementsprechend müsste die etwas ältere Makroflora Witznitz (Makroflorenzone I/II bzw. Sporen- & Pollen-Zone SPP I sensu KRUTZSCH et al. (1992)) des Weißelster-Beckens dem LST des TB 1.3 sensu HAQ et al. (1988) entsprechen. Der Grenzschluff markiert die maximale Überflutung in diesem Zyklus. Die nachfolgende Kornvergrößerung der darüber folgenden Sande (Abb. 1 u. 2) belegt ihre regressive Tendenz und die Zuordnung zum HST des TB 1.3 sensu HAQ et al. (1988). Danach sind diese Sande der Rogahn-Formation (sensu LOTSCH 1981) Mecklenburgs äquivalent, die sich durch Zunahme des Feinsand-Anteils aus den tonig-kalkigen Schluffen und damit durch Kornvergrößerung aus der Sülstorf-Formation entwickeln (v. BÜLOW 2000). Die Rogahn-Formation gehört mit dem Nachweis des Neochatt durch die *Saracenaria magna*-Zone (benthische Foraminiferen-Zone) noch zum Ober-Oligozän, Chattian-Stufe (MÜLLER 2000).

Etwa zeitgleich könnte die Anlage der erkundeten Rinnen von Burg, Riegel, Jahmen, Klitten und Neukosel sein, die sich talförmig und SSW–NNE bis S–N verlaufend in die präkanozoische Oberfläche südlich des Lausitzer Hauptabbruchs zwischen Hoyerswerda und Niesky einschneiden. Die Rinne von Hähnichen befindet sich dagegen nördlich des Lausitzer Hauptabbruchs. Sollte sie die Fortsetzung der Rinne von Neukosel bilden, fand eine rechtsseitige bruchtektonische Verschiebung um mindestens 4 km am Lausitzer Hauptabbruch statt. Die Füllung der Rinne von Klitten setzt sich beispielsweise wie folgt zusammen. Über basalen Lydit führenden Kiesen folgen helle, tonige Sande und schluffig-sandige Tone mit ziegelroten Schlieren. Die Gerölle der Basiskiese sind wenig kantengerundet, was geringen Transport bekundet. Im oberen Teil der Füllung fallen reichlich Pyrit-Konkretionen auf, die eine Parallelisierung zur randnahen Ausbildung der Glimmersande der oberen Cottbus-Formation erlauben. Davon lässt sich ein Wechsel des Ablagerungsmilieus von Schwemmfächerbahnen zu Ästuaren ableiten.

3. Neogen

3.1 Einleitung und Überblick zur regionalgeologischen Situation

Im Neogen wurde die Sedimentation der Norddeutsch–Polnischen Senke fortgesetzt, wobei die Lausitz wie im Paläogen weiter einen Ausschnitt dieses Ablagerungsraumes darstellte. Dagegen dürften die Becken von Olbersdorf und Berzdorf von diesem Ablagerungsraum bereits getrennt ge-

wesen sein. Bemerkenswert ist der Fund eines Backenzahnes von *Gomphotherium* (?) *angustidens* im Tagebau Berzdorf (TIETZ & CZAJA 1999). Die Elefanten immigrierten zuerst in der Burdigalian-Stufe des Unter-Miozäns nach Europa (Anlage 1). Mit Beginn des Miozäns dürfte die Vulkantätigkeit in der Oberlausitz geendet haben. Im weiteren Unterschied zum Paläogen bestimmten weiträumige Vermoorungsgebiete, Lagunen und Nehrungen, aber auch Deltas mit Alluvialebenen das Ablagerungsmilieu der Lausitz (Anlage 1). Dieser Ablagerungsraum umfasst dabei die im S der Lausitz befindlichen heute isolierten Miozän-Vorkommen bis etwa zur Linie südlich Kamenz bis nördlich Görlitz (STANDKE & STRAUSS 1991). Außer Spurenfossilien (u. a. SUHR et al. 1992) wurden bisher keine autochthonen Faunen gefunden, die das flachmarine bis lagunäre Ablagerungsmilieu belegen. In der Oberlausitz ist die Braunkohlen begleitende Sedimentation ausschließlich fluviatil bis limnisch und wird bruchtektonisch beeinflusst. Die bruchtektonisch kontrollierten Subrosionen wurden fortgesetzt und führten wie im Paläogen zu Mächtigkeitserhöhungen betroffener Schichten (BÖNISCH & GRUNERT 1989). Die bruchtektonische Aktivität mit den größten Versatzbeträgen fand jedoch erst nach Ablagerung des mittel-miozänen Deckgebirges der Tagebaue in der Lausitz statt und setzte sich bis ins Mittel-Pleistozän fort, was gegenwärtig im Tagebau Welzow-Süd zu beobachten ist. Den Tagebau-Aufschlüssen zur Förderung von Braunkohle, aber auch von Ton, Glassand und Kiessand ist es zu verdanken, dass zahlreiche neogene Pflanzenfossilien in den Besitz der Museen der Region, wie Cottbus, Dresden, Görlitz, Kamenz gelangen konnten. Dieser Fundus wird ständig erweitert und ermöglicht paläobotanische Untersuchungen, die auch ein Bild über die verschiedenen Pflanzen-Assoziationen ermöglichen können. Die Pflanzen-Assoziation erlauben wiederum Rückschlüsse zum Ablagerungsmilieu der Sedimente, in denen sie erhalten wurden und liefern Anhaltspunkte zur stratigraphischen Einordnung. Es hat sich jedoch gezeigt, dass die gefundenen Makrofloren nicht in jedem Falle in den von MAI (1967) aufgestellten Makroflorenzonen III bis XIII des Neogens übereinander folgen müssen. Insbesondere fällt das bei den Pflanzenfossil-Vorkommen auf, die in die Zonen VII, VIII und IX eingeordnet wurden und die in verkehrter Reihenfolge auftreten können. Das mag auch daran liegen, dass einige Florenzonen mit allochthonen Vorkommen definiert wurden. Die Ausgrenzung einer Makroflorenzone V durch MAI (1967) entfällt (MAI 1995).

Die kosmische Katastrophe, die durch den Niedergang von Meteoriten vor etwa 15 Millionen Jahren Mitteleuropa erschütterte, beeinflusste auch die Sedimentation der Langhian-Stufe des Mittel-Miozäns der Lausitz (GÖTHEL 2002). Während dieser Impakt-Ereignisse wurde u. a. die Landschaft Nördlinger Ries in Bayern geprägt. Mit einer Impakt induzierten Flutwelle (Tsunami) kann die baltoskandinavische Geröllgemeinschaft Seese in die Lausitz transportiert worden sein. Dafür spricht auch das relative Alter der Seese-Sande (Anlage 1). Die erzgebirgisch-böhmischen Geröllgemeinschaften der alluvialen und fluviatilen Kiessande des jüngsten Mittel-Miozäns, des Ober-Miozäns, des Pliozäns und Pleistozäns sowie in dessen glazifluviatilen Umlagerun-

gen ermöglichen die Rekonstruktion von ehemaligen, zum Teil verzweigten Elbeläufen. Im Mittel- und Spät-Pleistozän wurden glaziale Ablagerungen abgesetzt, die das Deckgebirge der Tagebaue wesentlich mit aufbauen.

Obwohl die Landschaften und die mächtige kontinentale Sedimentation auf der nördlichen Hemisphäre von den letzten Eiszeiten geprägt wurden, sieht der internationale Standard die Abgrenzung des Systems „Quartär“ vom System Neogen nicht mehr vor (Anlagen 1 u. 2). Im Gegensatz zur aktuellen stratigraphischen Tabelle der Deutschen Stratigraphischen Kommission (MENNING & HENDRICH 2002) ist in der internationalen Definition der Pleistozän-Basis (Anlagen 1 u. 2) diese Ausgrenzung nicht zwingend notwendig. Es sei darauf hingewiesen, dass derzeit eine Reihe von Modellen zur stratigraphischen Gliederung des Känozoikums international diskutiert wird. Der Wegfall der Ausgrenzung des Quartärs mag insbesondere an den in Europa noch immer verschiedenen Ansichten zur Definition seiner Basis im terrestrischen Ablagerungsraum liegen (Anl. 2), die durch folgende Argumentationen begründet werden.

Sieht man den Beginn des Quartärs im Zusammenhang mit verstärkten Abkühlungen des Klimas, so kann man die Quartär-Basis in Europa mit dem *Mammuthus-Equus*-Event (Basis der Montopoli-Fauneneinheit und Basis der Mittel-Villafranchian-Landsäuger-Substufe Italiens) und dem Beginn des Prä-Tegelen beginnen lassen (Variante 1, Anl. 2). Eine stärkere Abkühlung mit einem markanten Faunenschnitt der Landsäuger Europas ist im Zusammenhang mit dem *Canis etruscus*-Event (Basis der Olivola-Fauneneinheit und Basis der Spät-Villafranchian-Landsäuger-Substufe Italiens) an der Basis des Olduvai-Subchrons zu verzeichnen (Variante 2, Anl. 2). Nach AGUSTI et al. (2001) wird der Top der Landsäuger-Zone MN 17 mit der Basis des Olduvai-Subchrons definiert. Beide genannten Landsäuger-Events befinden sich in der Gelasian-Stufe des Pliozäns und sind älter als die international definierte Basis des Pleistozäns (Anl. 2). Danach ist die Basis der Biharian-Landsäuger-Stufe, die mit der Immigration und dem FOD von *Microtus (Allophaiomys) pliocaenicus* definiert wird (FEJFAR & HEINRICH 1983), jünger und befindet sich in Mitteleuropa über dem Olduvai-Subchron, inmitten des Unter-Pleistozäns (Variante 3, Anl. 2). *Microtus (Allophaiomys)* tritt dagegen in Ost-Europa früher auf.

In Brandenburg, einschließlich der gesamten Lausitz, befinden sich diese Ereignisse vor den Ablagerungen der Glazial-/Interglazial-Zyklen (s. u.) und haben deshalb sowohl für die geologische Landesaufnahme Brandenburgs als auch für die Deckgebirgsgliederung in den Braunkohlen-Tagebauen der Lausitz keine praktische Bedeutung. Aus diesem Grund findet die historisch gewachsene stratigraphische Kartierungseinheit „Quartär“ im Land Brandenburg weiter Verwendung und grenzt die Sedimente der Glazial-/Interglazial-Zyklen von den Braunkohlen führenden Ablagerungen des Neogens ab. Konsequenterweise müssten dann der Bautzen-Elbeschotter des Ober-Pliozäns (s. Abschn. 3.9) und die Fauneneinheiten Olivola und Tasso der Spät-Villafranchian-Landsäuger-Substufe Italiens zur Kartierungseinheit „Quartär“ gerechnet werden.

Die Wiederholung von kalten und warmen Klimaperioden (Anl. 2) führte zum mehrmaligen Aufbau und Zerfall des skandinavischen Gletschers bis in die Lausitz hinein. Die einzel-

nen Glaziationen schufen jeweils ein erosives Relief über dem die Basis-Tills, Tills als Abtauprodukte des Gletschers und schließlich Schmelzwasser-Sande und Schmelzwasser-Schluffe-/Tone folgen können. Während der ältesten Glaziation wurde das Netz tiefreichender subglazialer Rinnen angelegt, das lokal die präkänozoische Oberfläche erreichen kann. Die Bildung dieser so genannten Quartärrinnen ist zumindest zum Teil im Zusammenhang mit dem Kluftsystem des Gletschers zu sehen. Die Suspension aus Schmelzwasser, aufgenommenem baltoskandinavischem Gletschermaterial und umgelagerten älteren Ablagerungen erodierte und füllte die Rinnen in einem Prozess. Die zum Teil verfüllten Rinnen wurden vom Gletscher in seiner folgenden Ausbreitungsphase als Bahnen benutzt. Von der Gletscherflanke in diesen Gletscherbahnen ausgehend, erfolgte die Deformation der glazigen am tiefsten deformierten Bereiche, die in der Lausitz paläogene Ablagerungen erfassen konnte. Im periglazialen Bereich wurden die in den Mittelgebirgen gespeisten Flüsse, wie Elbe und Lausitzer Neiße vor dem Gletscherrand umgeleitet und mit den Schmelzwässern in einem verzweigten Abflusssystem der Urstromtäler in Richtung Nordsee abgeführt. Weiterhin entwickelten sich vor dem Gletscherrand Staubeckenseen, in denen u. a. die so genannten Beckensande und Bändertone abgelagert wurden. Diese Akkumulationen fanden ebenfalls im Bereich des Gletschers in eingedämmten Staueisen während seiner Abtauphasen statt. Der Abtauprozess des Gletschers hinterließ, an das Urstromtal anschließend, zum einen die Blockpackungen der Satzendmoränen und zum anderen die von Toteisblöcken geprägte Schmelzwasser-Sandebene, den Sander. Letztere prägten die an den Sander anschließende Grundmoräne ebenso. Tauten schließlich die Toteisblöcke in den interglazialen wärmeren Perioden ab, entstanden auf dem Sander und der Grundmoräne Toteis-Seen oder Sölle als kreisrunde Hohlformen. Die kuppige Morphologie der Grundmoränen wurde außerdem durch Rinnen-Seen, Oser und Kames geprägt, die ebenfalls während der Abtauphase des Gletschers entstanden. Wärmere Klimaperioden gestatteten eine Verbesserung der biogenen Produktion in den Schmelzwasser-Restseen, die zum Teil mit den aus den Mittelgebirgen stammenden Flüssen und ihrem System von Nebenflüssen verbunden waren. Sie ermöglichte den Übergang von oligotrophen in das eutrophe See-Stadium und konnte letztendlich in das Verlandungsstadium des Sees durch Vermoorung führen. Die biogenen interstadialen und interglazialen Ablagerungen fielen zusammen mit älteren glazigenen und periglazialen Ablagerungen teilweise der Erosion der folgenden Glaziation zum Opfer. Neben der Akkumulation von gebänderten Sedimenten periglazialer Seen wird der periglaziale Ablagerungsraum durch Bodenbildung, Bildung von kryoturboten, zum Teil polygonalen Frost-Strukturen sowie Dünenbildung geprägt. Die periglaziale Bodenbildung wurde durch kryogene Verwitterung, der eine Verbraunung folgte, charakterisiert. An kryoturboten Strukturen sind Brodelstrukturen, Eis-Diapire, und Eiskeile zu nennen. Deflation ist eine Bedingung für die Dünen-Akkumulation. Beide Prozesse gestatteten die periglaziale Morphologie durch Deflationsflächen und Binnendünen. Die Gliederung der durch diese Prozesse entstandenen glazialen und interglazialen Ablagerun-

gen der Lausitz erfolgt nach der in Niederlande und Deutschland historisch gewachsenen regionalen Klimastratigraphie (Anlage 2). Ihre klimastratigraphische Zuordnung soll den „Quartär“-Geologen vorbehalten bleiben.

3.2 Spremberg-Formation

Die Spremberg-Formation, deren Namensgebung (LOTSCH 1981) nach der gleichnamigen Stadt erfolgt, ist nach Süden bis zur Linie Torgau–Elsterwerda–Hoyerswerda–Niesky verbreitet. Ihre Basis besteht aus Sanden, die sich durch weitere Kornvergrößerung mit grobsandigen bis feinkiesigen Anteilen aus den Sanden der Cottbus-Formation entwickeln. Sie markieren die SB Ch4/Aq1 sensu HARDENBOL et al. (1998) und repräsentieren zumindest zum Teil den LST des Zyklus TB 1.4 sensu HAQ et al. (1988). Darüber lagert das 4. Lausitzer Flöz mit mehreren Braunkohlen-Flözbänken (Abb. 1 u. 2). Zum Teil werden diese lateral durch Tone und Schluffe ersetzt, die zu den überlagernden Tonen überleiten. Die in diesem Bereich durch Bohrungen aufgeschlossenen Vorkommen von Pflanzenfossilien lassen sich der Makroflora Bitterfeld bzw. der Makroflorenzone III sensu MAI (1967, 1995) zuordnen. Die helle Färbung dieser Tone und die Einlagerung von zum Teil tonig-kiesigen Sanden ist typisch für den oberen Teil der Spremberg-Formation. Sie belegen ihre regressivere Tendenz und die Progradation eines Deltas in die Norddeutsch–Polnische Senke. Die darin eingelagerten lokal verbreiteten Braunkohlen-Flöze Lübbenau folgen nach einer erneuten Transgression mit Sanden und abnehmender Korngröße nach oben. Diese Flöze werden von den Kies-sand führenden hellen Tonen vertreten und überlagert. Ihre Auflagerung auf die Flöze Lübbenau belegt ihren regressiven Charakter und ermöglicht die Zuordnung der obersten Teile der Spremberg-Formation zum HST des TB 1.5 sensu HAQ et al. (1988). In der Bohrung Staakow 157/62 bei Baruth lagern die Flöze Lübbenau inmitten dieser Tone, die durch Wurzelreste führende Horizonte charakterisiert werden (Abb. 2). Die in diesem Bereich aus Bohrungen geborgenen Pflanzenfossilien werden der Makroflora Brandis bzw. der Makroflorenzone IV sensu MAI 1967, 1995 zugeordnet. Ab etwa der Linie Belzig–Mittenwalde–Lübben–Guben werden sie vollständig durch die Quarzsande der Möllin-Formation vertreten. Die Verbreitung der Quarzsande markiert die sich verändernde Küstenlinie des Deltas. Mit der Zuordnung der Spremberg-Formation zum TB 1.4 und TB 1.5 sensu HAQ et al. (1988) umfasst sie vollständig die Aquitanian-Stufe des Unter-Miozäns.

3.3 Unter-Brieske-Formation

Die auf der Spremberg-Formation lagernde Unter-Brieske-Formation, benannt (LOTSCH 1981) nach dem Ort Brieske südwestlich Senftenberg, ist fast über die gesamte Lausitz verbreitet. Sie setzt mit einem Kiessand-Horizont ein, der die SB Aq3/Bur1 sensu HARDENBOL et al. (1998) markiert. Darüber folgen zum Teil mit der Ausbildung eines Liegendenschluffs die Braunkohlen des 3. Lausitzer Flözes, welches in mindestens 2 Bänke aufspalten kann (Abb. 2). Der über der Unterbank lagernde Ton bis Schluff weist bohrlochgeophysikalisch eine markante γ -Spitze im γ -Log auf und ist regio-

nal verfolgbar. Die aus diesem Bereich bekannten Pflanzenfossil-Vorkommen gehören zur Flora Wiesa bzw. zur Makroflorenzone VI sensu MAI (1967, 1995). Zum Teil kiesig ausgebildet ist der folgende Sand des Grundwasserleiters 630, der die folgende SB Bur2 bzw. den folgenden LST markiert. Der darüber lagernde stark braunkohlenhaltige und tonige Schluff (B1-Horizont) stellt das südliche Äquivalent des Braunkohlen-Flözes Biesenthal in der Lausitz dar, kann Pflanzenfossil-Vorkommen der Makroflora Wiesa bzw. der Makroflorenzone VI sensu MAI (1967, 1995) beinhalten und belegt eine transgressive Tendenz. Zusammen mit dem γ -Spitze-Horizont im 3. Lausitzer Flöz korreliert er möglicherweise mit den isolierten Neogen-Vorkommen der Braunkohlen- und Ton-Gruben von Wiesa, Piskowitz, Puschwitz, Wetrow und Merka (SCHUBERT 1988) in der Oberlausitz. MAI (1969, 1995) korreliert das Braunkohlen-Flöz dieser Vorkommen mit dem 3. Lausitzer Flöz. STANDKE & STRAUSS (1991) vergleichen es mit dem von Bie-hain-Kodersdorf und dem 2. Lausitzer Flöz. Gegen letztere Korrelation sprechen jedoch die Mastixiaceen dieser Vorkommen. Ob die weiteren isolierten Vorkommen von Schwepnitz, Weigersdorf, Sandförstgen, „Dora“ bei Kollm der Oberlausitz, die MAI (1969) der Makroflorenzone VI zuordnete, dazugehören, bleibt zu überprüfen. Bemerkenswert ist ein Tuffit-Horizont, der im Liegenden des Braunkohlenflözes zwischen Rosenthal und Rabitz östlich Kamenz durch Bohrungen aufgeschlossen wurde (SCHUBERT 1990). Aus dem benachbarten Braunkohlen-Tagebau Piskowitz, der zu diesem isolierten Braunkohlen-Vorkommen gehören dürfte, wurde er nicht beschrieben (RATHNER et al. 1995).

Der B1-Horizont wird durch die Entwicklung von Sanden des Grundwasserleiters 620 vom folgenden so genannten Leithorizont (= B2-Horizont), einem bohrlochgeophysikalisch markanten kohligem Schluff mit einer Doppelspitze in der $\gamma\gamma$ -Kurve, getrennt. Der Leithorizont markiert die maximale Überflutung nach der Bur2 sensu HARDENBOL et al. (1998). Die darüber folgenden, zum Teil braunkohlenhaltigen Schlufflagen führenden Sande des Grundwasserleiters 610 sind dem folgenden HST dieses eustatischen Zyklus zuzuordnen, sieht man sie im Zusammenhang mit regressiver Tendenz. Aus den aktiven Glassand-Tagebauen Guteborn–Hohenbocka ist bekannt geworden, dass diese Sande flache channel-Strukturen mit größeren Sand-Füllungen und aus der Oberkreide des Hinterlands umgelagerter Fauna beinhalten (VULPIUS 2003). Diese allochthone Fauna beinhaltet benthische, sandschalige Foraminiferen, Bivalven-Schill, Schwamm-Reste, Schwamm-Skleren hexactilider Formen, Echinoiden-Stacheln und Serpuliden-Reste. Channel-Strukturen, allochthone Fauna und das Geröllspektrum zeugen von Ablagerungen eines Deltas mit verzweigten Kanälen (distributary channels) und einer Zuführung von Sedimentmaterial aus S (VULPIUS 2003) im Sedimentationsraum südlich der Innerlausitzer Störung (südlich des Koschenbergs bei Senftenberg) zu dieser Zeit.

Der Liegendenschluff des Unterbegleiter-Flözes bzw. der 4. Bank des 2. Lausitzer Flözes markiert die folgende SB Bur3. Das Unterbegleiter-Flöz kann in 2 Bänke aufspalten. Mit der Kartierungsbohrung Vetschau 2/62 wurde im unkorrigierten Teufenbereich des Kernmarsches von 49,9 m bis 52,0 m (+

0,3 m vom Kopf) ein Pflanzenfossil-Vorkommen aufgeschlossen, das in die Makroflorenzone VII sensu MAI (1967, 1995) eingeordnet wurde. Der Unterbegleiter wird von Sanden des Grundwasserleiters 500 überlagert. Die zu diesem Grundwasserleiter zugeordneten obersten „Glassande“ von Hohenbocka (VULPIUS 2003) gehören bereits zum nächsten Zyklus und sind von den ansonsten schluffigen Sanden räumlich abzugrenzen. Charakteristisch für die obersten „Glassande“ von Hohenbocka sind in situ-Pflanzenfossilien, die infolge Dünenand-Überwehung erhalten blieben.

Die gesamte Unter-Brieske-Formation ist dem Zyklus TB 2.1 sensu HAQ et al. (1988) zuzuordnen, der mit der Basis der Burdigalian-Stufe des Unter-Miozäns einsetzt. Ihre typisch kohlig Schluffe sind zum Teil durch Feinsand-Laminen feingeschichtet und deuten zusammen mit Spurenfossilien auf lagunäres Ablagerungsmilieu hin. Die Sande hingegen sind wandernden Nehrungen und Strandablagerungen vor einem Delta zuzuordnen, die räumlich die sich verändernde Lagune begrenzen.

3.4 Ober-Brieske-Formation

Die Ober-Brieske-Formation (LOTSCH 1981) wird insbesondere von den Braunkohlen des 2. Lausitzer Flözes gebildet, welche in den Tagebauen der Lausitz gewonnen werden und die gegenwärtig die wirtschaftliche Grundlage dieser Region bilden. Der oberste Teil wird von den Hangendschluffen, dem überlagernden Grundwasserleiter 410 sowie den Seese-Sanden repräsentiert. Ihre Verbreitung in der Lausitz wird durch ein Netz von Quartärrinnen erosiv unterbrochen.

Das 2. Lausitzer Flöz ist paläobotanisch mit hoher Auflösung untersucht. Sein Floreninhalt lässt genaue Rückschlüsse über sein Bildungsmilieu zu. So kann man auch mit Hilfe der Flözbildner die einzelnen Flözabschnitte bzw. Flözbänke in ganzheitlicher Betrachtung, unter Einbeziehung der flözumgebenden Sedimente sequenzstratigraphisch zuordnen. Die Interpretation der sequenzstratigraphischen Zuordnung am Beispiel des 2. Lausitzer Flözes zeigt, dass Vermoorungen in Abhängigkeit von der Lage der Küstenlinie allen drei Systems Tracts der eustatischen Zyklen 3. Ordnung zugeordnet werden können (GÖTHEL & SCHNEIDER 2004). Eine Vermoorung wird von einem durch steigenden Meeresspiegel gesteuerten regionalen Grundwasserstand induziert. Die einzelnen Moorsukzessionen sind als Parasequenzen einem eustatischen Zyklus 3. Ordnung unterzuordnen. Während die Flözbank 3 des 2. Lausitzer Flözes sich über einer Alluvialebene bildete, entwickelte sich die Flözbank 1 aus einer Lagune mit den Sedimenten des Zwischenmittels 1. Die Moorentwicklung der Flözbank 3 und der Flözbank 1 des 2. Lausitzer Flözes werden einem TST zugeordnet. Infolge einer maximalen Überflutung wird die Moorentwicklung der Flözbank 3 durch die lagunären Sedimente des Zwischenmittels 2 im HST abgelöst. Die Flözbank 2 entwickelt sich ebenfalls aus einer Lagune, deren Bildung aber nicht an einem TST geknüpft ist. Diese sequenzstratigraphischen Zuordnungen sind mit nachstehenden Fakten zu diskutieren und zu bewerten (GÖTHEL & SCHNEIDER 2004). Nur bei den

Moorentwicklungen aus einer Lagune sind Salzwasserbeeinflussungen und die Bedingungen für die Bernstein-Konifere *Cupressospermum* gegeben. So ist sie in den Braunkohlen auch nur an der Basis der Flözbank 2 (wenig häufig) und an der Basis der Flözbank 1 (sehr häufig) sicher nachgewiesen worden. Im Bereich des Aussetzens der Zwischenmittbildungen, deren marine Beeinflussung durch marines Plankton nachgewiesen ist (SUHR et al. 1992, SCHNEIDER 1997), trennen die beiden *Cupressospermum*-Niveaus die Flözbänke und zeugen von flachmarinem Einfluss. Die Flözbank 3 wird in der Lausitz durch eine modellhaft vollständige Moorsukzession repräsentiert. Die in der Flözbank 3 vorkommende Quarzitbildung von Jänschwalde legt eine Trennung dieser modellhaften Sukzession in zwei aufeinanderfolgende moorfazielle Sukzessionen nahe. Zumindest die über dem *Cupressospermum*-Niveau entwickelte Moorsukzession der Flözbank 1 ist in der Lausitz weitestgehend vollständig entwickelt. Darüber können zwei weitere, meist unvollständig ausgebildete Moorsukzessionen folgen. Im Gegensatz zu den Flözbänken 3 und 1 repräsentiert die Flözbank 2 über dem *Cupressospermum*-Niveau mehrere, wahrscheinlich drei unvollständige Abfolgen mit Moorsukzessionsunterbrechungen, die meist durch Helle Bänder (HB) oder tonige Schluffmittel mit Xyliten und Wurzelresten angezeigt werden. Diese Mittel werden einer alluvialen Überschwemmungsebene zugeordnet. Als Besonderheit lagern in der Flözbank 2 die Quarzitbildungen von Nochten (hier durchwurzelt) und Cottbus-Nord. Daran ist ein *Cunninghamia miocenica*-Niveau (SCHNEIDER 1979) geknüpft, welches die Flözbank 2 als Isochrone diagonal durchläuft und damit auf die stratigraphische Unschärfe der Flözbank als Lithostratigraphie hinweist. *Cunninghamia* tritt im 2. Lausitzer Flöz nochmals in einer Stillstandsphase der Flözbank 1 auf, ist aber wegen des begrenzten Areals dieser Flözbank schwer zu verfolgen (SCHNEIDER 1979). Gegenüber dem 2. Lausitzer Flöz ist *Cunninghamia miocenica* im 1. Lausitzer Flöz und in der Mittelbank des 4. Lausitzer Flözes Braunkohlenbildner. In den Bänken des 3. Lausitzer Flözes und auch im Unterbegleiter und der Bank 3 des 2. Lausitzer Flözes wurde *Cunninghamia miocenica* bisher nicht nachgewiesen. Das *Cunninghamia miocenica*-Niveau in der Flözbank 2 zeigt den küstenfernsten Bereich von Stillstandslagen im 2. Lausitzer Flöz an. Möglicherweise korreliert es mit dem Flöz 8 des oberen Flözbereiches im Tagebau Berzdorf (TIETZ 2001). Als weitere Besonderheit wurde in der Flözbank 2 ein mäanderartiges Dränagesystem nachgewiesen, welches sich auch moorfaziell belegen lässt (BÖNISCH et al. 1983, BÖNISCH 1989). In der Nähe des Dränagesystems sind nur die topogenen Stadien einer Moorsukzession entwickelt (F- und K-Fazies; BÖNISCH et al. 1983). Dieses von E nach W abfließende Dränagesystem existierte mit dem Älteren Horno-Mäander bereits in der Flözbank 3 im Braunkohlenfeld Jänschwalde-Neiße (BÖNISCH & GRUNERT 1985). Von S nach N verläuft dagegen in der Flözbank 3 die Wolkenberg-Rinne. Mit ihrer Annäherung zu diesem Dränagesystem fallen ebenfalls die ombrotrophen Stadien (A- bis M-Fazies) der Flözbank 3 aus. Zu den Zeiten der lagunären Zwischenmittel-Sedimentation entwickelten sich aus den Dränagesystemen tiefe Erosionseinschnitte, die als incised valleys gedeutet und diskutiert werden können, und die mit

laminierten, kohligen Schluff-Füllungen auf ein anschließendes ästuarartiges Ablagerungsmilieu hinweisen. Letzteres wird durch den Nachweis einer marinen Beeinflussung anhand von marinem Plankton und der trichterförmigen Einbuchtungen der Zwischenmittel-Verbreitungslinien gestützt. Die *incised valley*-Anlage ist an das Erosionsniveau einer Is gebunden. Mit der Kartierungsbohrung Vetschau 2/62 wurde im unkorrigierten Teufenbereich des Kernmarschs von 49,9 m bis 52,0 m (+ 1,4 m bis 1,5 m vom Kopf) Pflanzenfossilien aus den Schluffen geborgen, die zur schluffig-tonigen Auffüllung des Älteren Dubrau-Mäanders gehören (s. Abb. 2, GÖTHEL & SCHNEIDER 2004, in diesem Heft) und die der Makroflorenzone VII sensu MAI (1967, 1995) zugeordnet wurden. In diese Makroflorenzone wurden ebenfalls das Pflanzenfossil-Vorkommen des Quarzit-Steinbruchs Horscha, westlich Niesky, gestellt (MAI 1969). Dort lagern im Hangenden des abgebauten paläozoischen Quarzits Feinsande und Schluffe mit Xylit-Schwemmlagen und Braunkohlen-Flözen, die diese fossile Flora beinhalten. Die alluvialen Mittelbildungen in der Flözbank 2, das Vorhandensein von unvollständigen Moorsukzessionen sowie das *Cunninghamia*-Niveau mit Quarzitbildungen sind Argumente für eine Zuordnung dieser Flözbank zu HST und LST, wobei das *Cunninghamia*-Niveau der SB eines Zyklus 3. Ordnung entspricht. Nach den moorfaziellen Entwicklungen der Bänke des 2. Lausitzer Flözes lässt sich ableiten, dass die vollständig ausgebildeten Sukzessionen an transgressive Entwicklungen und die unvollständig ausgebildeten Sukzessionen an regressive Entwicklungen in den Zyklen 3. Ordnung geknüpft sind. Treten tektonische Bewegungen auf, kann die Lage des Grundwasserspiegels im Moor unabhängig von der Eustatik verändert und die Moorentwicklung beeinflusst werden. Da sie empfindlich auf Veränderungen des Grundwasserspiegels reagiert, führen tektonische Bewegungen dann zu einer Unterbrechung der Moorabfolge. Als Beispiel könnte die horizontale Drehna-Verschleifung der Flözbank 2 des 2. Lausitzer Flözes angesehen werden. Sie ist schleifenförmig verbreitet und wird mit Seitenverschiebungen im Gebiet des Borsdorfer Aufbruchs (GÖTHEL & GRUNERT 1996) in Verbindung gebracht (BESCHOW 1995). Im Tagebau Schlabendorf-Stüd wurden damit in Zusammenhang stehende helle Schluffe mit Blattfossilien kurzzeitig aufgeschlossen.

Die obersten „Glassande“ (Quarzsande) von Hohenbocka (VULPIUS 2003) beinhalten *in situ* Pflanzenfossilien und repräsentieren überwiegend Dünenlande (KEILHACK 1938). Sie belegen damit einen Meeresspiegeltiefstand und stellen im sequenzstratigraphischen Sinn die Basis der Ober-Brieske-Formation dar. Sie setzt danach mit der SB Bur4 sensu HARDENBOL et al. (1998) ein. Zusammen mit der Flözbank 3, dem Zwischenmittel 2 und dem untersten Teil der Flözbank 2 wird der Zyklus TB 2.2 sensu HAQ et al. (1988) repräsentiert. Die Quarzitbildungen in der Flözbank 2 markieren die SB Bur5/Lan1 sensu HARDENBOL et al. (1998) und leiten den Zyklus TB 2.3 sensu HAQ et al. (1988) ein. Danach befindet sich die chronostratigraphische Grenze Unter-Miozän/Mittel-Miozän bzw. Burdigalian-/Langhian-Stufe an der Basis des Zwischenmittels 1 und markiert die Transgression im Zyklus TB 2.3. Die Überflutung der Flözbank 1 des 2. Lausitzer Flözes wird als mfs interpretiert und leitete den HST

des Zyklus TB 2.3 ein. In diesem Intervall wurden die Hangendschluffe 3, 2 und 1 abgelagert. Die mehr oder weniger stark kohligen Hangendschluffe sind zum Teil durch Feinsand-Laminen feingeschichtet und werden als Lagunenbildungen interpretiert. Diese Lagune wurde von meerseitig wandernden Sandbarrieren oder Nehrungen (*barrier island complexes*) begrenzt. Die Ablagerung der Seese-Sande wurde durch eine Überflutung in die Lagune initiiert, welches mit einem Impakt ausgelöstes Tsunami (Flutwelle) im Zusammenhang stehen könnte (GÖTHEL 2002). Im Tagebau Seese-West wurde 0,5 m über der geröllführenden Basis der Seese-Sande eine allochthone Schluff-Linse aufgeschlossen, die ein Pflanzenfossil-Vorkommen beinhaltet, welches in die Makroflorenzone VIII sensu MAI (1967, 1995) eingeordnet wurde. Geschätzt werden die Seese-Sande von Bernstein- und Fossilien Sammlern. Die Geröllgemeinschaft der Seese-Sande führt vor allem eine umgelagerte paläozoische, baltoskandinavische Fauna, die infolge ihrer Verkieselung einzigartig erhalten ist und u. a. im Naturkundemuseum Cottbus studiert werden kann. Das mit dem Tsunami antransportierte sandige Material wurde wie die Sedimentfracht späterer Flüsse in den zwischen den Nehrungen befindlichen Seegaten (*tidal inlets*) durch weitere, Sturm initiierte Überflutungsereignisse umgesetzt und die lagunäre Hangendschluff-Sedimentation durch zunehmend sandige Bildungen unterbrochen (Grundwasserleiter 430, 420) bzw. nach der Ablagerung des Hangendschluffs 1 durch sandige Bildungen abgelöst. Es erfolgte die Ablagerung von Feinsanden des Grundwasserleiters 410.

3.5 Nochten-Formation

Mit dem folgenden rapide fallenden Meeresspiegel begann der Zyklus TB 2.4 sensu HAQ et al. (1988). Das Intervall des LST führte in der Lausitz zur Sedimentationsunterbrechung oder zur Ablagerung von Basissanden, die noch zum Grundwasserleiter 410 gerechnet werden. Der zunehmend schnell steigende Meeresspiegel während des TST induzierte in der Lausitz wiederholt eine weiträumige Vermoorung. Die Oszillationen 4. Ordnung im TST des TB 2.4 führten hier mindestens zweimal zum Übergang der Auen-Ablagerungen mäandrierender Flüsse und breiter Überschwemmungsebenen mit prä-lignitischer Pflanzenassoziations in Vermoorungsgebiete und zur Bildung der Flöze Oberbegleiter 2 mit basalem Liegendschluff oder Wurzelhorizont und Oberbegleiter 1 (GÖTHEL & SCHNEIDER 2004). Die prä-lignitische Pflanzenfossil-Vorkommen des Oberbegleiter-Komplexes wurden in die Makroflora Kleinleipisch bzw. in die Makroflorenzone X sensu MAI (1967, 1995) eingeordnet. Aus diesem Bereich gehören Vorkommen aus den Tagebauen Kleinleipisch, Meuro und Meurostollen. Eine Blatt-Flora aus dem Oberbegleiter-Niveau des Tagebaus Cottbus-Nord teilt KÜHNER (1991/92) mit. Im Tagebau Nochten lagern zwischen diesen Braunkohlen-Flözen die Sande des Grundwasserleiters 330. Der Liegendschluff des Oberbegleiters 1 weist dort einen hohen Tonanteil auf, der bohrlochgeophysikalisch durch eine auffällige γ -Spitze reflektiert wird. Die maximale Überflutung im TB 2.4 hatte in der nördlichen Lausitz die Umlagerung der Moorbildungen des Oberbegleiters 2 und die Ausbildung eines kohligen Schluff-Äquivalents zur Folge, welches im Tagebau Klettowitz-Nord derzeit noch aufgeschlossen ist.

Die im Tagebau Nochten gegenwärtig zu beobachtende grobsandige Basis-Lage sowie die Bildung des lithostratigraphischen Leithorizonts „Spezialton Hosena“ markieren die SB Ser2 sensu HARDENBOL et al. (1998) und leiten den Zyklus TB 2.5 sensu HAQ et al. (1988) ein. Fehlendes marines Plankton, Blattreste und z. T. rötliche Färbungen lassen den „Spezialton Hosena“ als Ablagerung einer alluvialen Deltaebene im Sequenzgrenzbereich interpretieren (GÖTHEL & SCHNEIDER 2004). Die Pflanzenfossil-Vorkommen gehören ebenfalls zur Makroflora Kleinleipisch bzw. zur Makroflorenzone X sensu MAI (1967, 1995). Sie sind aus den Tagebauen Kleinleipisch, Klettwitz und Meuro bekannt. Die folgenden transgressiven Sande weisen im Tagebau Nochten bereits 2 Straten mit natürlicher Radioaktivität auf und sind nach den mitgeteilten Beobachtungen der Tagebau-Geologin Frau Dipl.-Geoln. Heidrun Domko intensiv bioturbat. Die Grabspuren setzten bis in den liegenden tonig-kohligen Schluff durch, der dem „Spezialton Hosena“ entsprechen dürfte. Aus bohrlochgeophysikalischen Gründen werden die untersten radioaktiven Sande des Tagebaues Nochten bereits der Rauno-Formation zugeordnet. Nach oben treten zunehmend braunkohlenführende Schluffe auf. Mit dem langsam fallenden Meeresspiegel im HST des TB 2.5 folgte die regressive marine bzw. progradierende terrestrische Sedimentation, die bis zur Bildung von meist lokalen alluvialen bzw. limnisch-fluviatilen Bildungen führte. Aus dem Gebiet des Tagebaus Klettwitz-Nord wurden Pflanzenfossilien-führende Tone und lokale Braunkohlenflözchen dokumentiert (STRIEGLER & STRIEGLER 1981). Letztere enthalten eine Pflanzenassoziaton, die nicht mit der des 1. Lausitzer Flözes korrespondiert (GÖTHEL & SCHNEIDER 2004). Ob die als Unterbank des 1. Lausitzer Flözes bezeichneten Braunkohlen des Tagebaues Welzow-Süd und die als Unterbegleiter Nochten bezeichneten Braunkohlenschluffe dazugehören, könnten paläobotanische Untersuchungen ergeben. Die Pflanzenfossil-Vorkommen zwischen „Spezialton Hosena“ und 1. Lausitzer Flöz aus den Tagebauen Klettwitz und Kleinleipisch wurden der Makroflorenzone XI sensu MAI (1967, 1995) zugeordnet. Das allochthone Vorkommen aus dem unkorrigierten Teufenbereich des Kernmarschs von 30,5 m bis 34,2 m (+ 0,7 m bis 0,9 m vom Kopf) der Kartierungsbohrung Vetschau 2/62 gehört des Weiteren dazu. Möglicherweise gehören in diesen Bereich auch die allochthonen Blattfossil-Vorkommen von Hohenleipisch (PRIBBERNOW 2001) und Plessa, die von MAI (1969) zuerst in die Makroflorenzone IX eingeordnet wurden.

Die Nochten-Schichten sensu STANDKE (2000) umfassen die Ablagerungen zwischen „Spezialton Hosena“ und 1. Lausitzer Flöz und stellen daher nur den obersten Teil, den HST des TB 2.5 sensu HAQ et al. (1988), der oben dargestellten Nochten-Formation dar. Die Ausgrenzung der Nochten-Formation berechtigt ihre Kartierbarkeit und die vermittelnde lithologische Ausbildung ihrer Ablagerungen in der Lausitz zwischen der älteren Ober-Brieske-Formation und der folgenden Rauno-Formation. Die zur Zeit günstigen Aufschlussverhältnisse des Oberbegleiter-Komplexes und seiner Basis im Tagebau Nochten begründen ihre Namensgebung. Sie umfasst die Ablagerungen der Zyklen 3. Ordnung TB 2.4 und TB 2.5 sensu HAQ et al. (1988). Sie ist dem Mittel-

Miozän zuzuordnen. Die SB Ser 2 sensu HARDENBOL et al. (1998) markiert die chronostratigraphische Abgrenzung der Langhian-Stufe von der folgenden Serravallian-Stufe.

3.6 Rauno-Formation

Die Namensgebung (LOTSCH 1981) dieser Formation ist auf den Ort Rauno nördlich Senftenberg zurückzuführen, der dem Tagebaubetrieb Meuro zum Opfer fiel. Ihre Verbreitung bleibt überwiegend auf die so genannten tertiären Hochflächen von Klettwitz, Rauno, Calau, Welzow und Trebendorf beschränkt. Weitere isolierte Vorkommen befinden sich südlich Luckau, nördlich bis südöstlich von Cottbus sowie nordwestlich Niesky. Die zahlreiche Pflanzenfossil-Vorkommen der ehemaligen „Oberflöz“- und Ton-Gruben der Hochflächen (siehe oben), die zumeist den Tagebauen zur Gewinnung des 2. Lausitzer Flözes zum Opfer vielen, wurden in die Makroflorenzonen XII und XIII eingeordnet (MAI 1969). Die geologischen Verhältnisse einiger dieser Gruben wurden durch KEILHACK (1913, 1938) zusammenfassend und mit Aufschlussfotos und -skizzen dokumentiert. Weiter dürfte das fossile Frucht- und Samen-Vorkommen der Tongrube Tetta-Buchholz in der Oberlausitz in die Makroflorenzone XII (möglicherweise auch XI) einzuordnen sein (CZAJA 1999).

Insgesamt gesehen, fiel der Meeresspiegel ab dem TB 2.4 sensu HAQ et al. (1988), so dass in den nachfolgenden Zyklen 3. Ordnung der terrestrische Einfluss im Lausitzer Braunkohlenrevier immer mehr zunahm. Nach den aktuellen Befunden aus dem Tagebau Cottbus-Nord sind in der nördlichen Lausitz die Ablagerungen des LST des TB 2.6 sensu HAQ et al. (1988) noch vorhanden (GÖTHEL & SCHNEIDER 2004). In der zentralen Lausitz (Tagebaue Klettwitz-Nord, Welzow-Süd) und in der südlichen Lausitz (Tagebau Nochten) fehlen wegen dem gesunkenen Meeresspiegel die Ablagerungen des LST. Bohrlochgeophysikalisch markant ist die relativ hohe natürliche Radioaktivität der im folgenden TST des TB 2.6 abgelagerten Sande, die in der zentralen Lausitz (Tagebau Welzow-Süd) zum ersten Mal auftraten. In Klettwitz-Nord lagern die transgressiven Basissande über einer Erosionsdiskordanz, die sich dort lokal bis in den Oberbegleiter 2 einschneidet. Diese flache incised valley-Füllung zeichnet sich durch basale Bernstein-Führung und Treibhölzer mit *Teredolites*-Befall aus. Die Transgression erreichte hier und in Welzow-Süd nach einem Hiatus, entsprechend der SB Ser2 sensu HARDENBOL et al. (1998), nicht mehr das Ausmaß, wie die Transgression im TB 2.5 sensu HAQ et al. (1988), die zur Ausbildung von radioaktiven Sanden bereits zu dieser Zeit im Tagebau Nochten führte. In der zentralen Lausitz werden diese radioaktiven Sande als lithostratigraphische Basis der Rauno-Formation angesehen, was sich dort aus sequenzstratigraphischer Sicht bestätigt. Für das 1. Lausitzer Flöz ist die Stubbenführung charakteristisch (Fotos in KEILHACK 1913, 1938). Derzeit ist sie noch an der NE-Böschung des Tagebaus Klettwitz-Nord zu sehen. Die Pflanzenfossil-Vorkommen aus dem Bereich des 1. Lausitzer Flözes, insbesondere aus den tonigen Zwischenmitteln, wurden der Makroflorenzone XII sensu MAI (1967, 1995) zugeordnet. Erwähnenswert sind die aus dem Flöz-Bereich stammenden Vorkommen der durch Flözbrand entstandenen Erdbrandge-

steine von Römerkeller, die dem Tagebau Klettwitz-Nord zum Opfer fielen. Zur Makroflorenzone XII wurden auch die Vorkommen aus den Basissanden („Spatsandfolge“) des Tagebaus Klettwitz gestellt. Eine moderne Bearbeitung der Pflanzenfossilien aus den Basissanden liegt in SCHNEIDER & GRÖSCHKE (2003) vor.

Ein markanter Sedimentationsumbruch im Mittel-Miozän der Lausitz setzte im TB 2.6 sensu HAQ et al. (1988) ein. Er erfolgte nach der weiträumigen Vermoorung im TB 2.6, die zur Bildung von Braunkohlen mehrerer Flözbänke des 1. Lausitzer Flözes führte. Grobklastische Bildungen im 1. Lausitzer Flöz kündigten einen zunehmenden alluvialen Einfluss an und können zum überwiegenden Teil als ästuarine Bildungen, die räumlich und zeitlich die Vermoorung unterbrechen, interpretiert werden. Sie stehen im Zusammenhang mit der maximalen Überflutung im TB 2.6. Die nach dem 1. Lausitzer Flöz folgenden „Kiessand- und Flaschenton-Horizonte“ belegen den regressiven und progradierenden Trend im HST des TB 2.6 deutlicher als im HST des vorangegangenen Zyklus TB 2.5. Diese folglich als Bildungen der Alluvialebene eines Deltas interpretierten Ablagerungen charakterisieren den mittel-miozänen Sedimentationsumbruch im TB 2.6 in der Lausitz deutlich und bilden die typischen Sedimente der Rauno-Formation (GÖTHEL & SCHNEIDER 2004). Die berühmten Blatt-, Früchte- und Samen-Floren aus den hellen Tönen der Ziegelei Wischgrund und aus dem Tagebau Klettwitz wurden ausgezeichnet untersucht und dokumentiert (STRIEGLER & STRIEGLER 1981, STRIEGLER 1985, MAI 1989, FISCHER & STRIEGLER 1991/92, MÉDUS & STRIEGLER 2002). Sie gehören zur fossilen Makroflora Schipkau bzw. zur Makroflorenzone XIII sensu MAI (1967, 1995). Das Geröllspektrum der Kiessande wird in Verbindung mit einem ehemaligen Elbelauf (WOLF & SCHUBERT 1992) gebracht. Die Kiessande werden als Grundwasserleiter 200 ausgewiesen.

3.7 Ottendorf-Okrilla-Elbeschotter

Mit dem rapide fallenden Meeresspiegel zu Beginn des TB 3.1 sensu HAQ et al. (1988) setzte sich der Trend des global fallenden Meeresspiegels seit der Transgression im TB 2.4 fort, so dass sich vor dem Beginn des Ober-Miozäns bzw. der Tortonian-Stufe die Nordsee aus der Lausitz zurückzog. Während die marin gesteuerte Sedimentation beispielsweise im Niederrhein-Gebiet fortgesetzt wurde und in Küstennähe die Braunkohlen der Flöze Garzweiler, Friesheim, Kirchheim und Schophoven im Ober-Miozän gebildet wurden, fand in der Lausitz keine Sedimentation statt (GÖTHEL & SCHNEIDER 2004).

Erst im TB 3.4 sensu HAQ et al. (1988) beeinflusste ein relativ hoher Meeresspiegelstand die fluviatile Rücklandsedimentation. Diesem Zyklus werden die Tone von Ottendorf-Okrilla nördlich Dresden zugeordnet (GÖTHEL & SCHNEIDER 2004). Die Kiessande, in denen diese Tone eingelagert sind, zeigen ein Geröllspektrum, das sie als Ablagerungen eines ehemaligen Elbelaufs einordnen lässt (WOLF & SCHUBERT 1992). In ihnen sind die Funde von Tektiten, der seltenen Moldavite, am ehesten möglich. Als Moldavite werden flaschengrüne

Gesteinsgläser bezeichnet, die durch den kosmischen Ries-Impakt von Nördlingen (Bayern) vor etwa 15 Millionen Jahren in der Langhian-Stufe des Mittel-Miozäns (Anlage 1) gebildet, über Böhmen verteilt und mit diesen Kiessanden sowie mit den Sedimenten jüngerer Elbeläufe in die Lausitz gelangten (LANGE & SUHR 1999, BOUSKA & LANGE 1999). Nach dem Geröllspektrum gehören die Kiessande von Brauna westlich Kamenz ebenfalls dazu (WOLF & SCHUBERT 1992). Das heutige Höhenniveau dieser Kiessande ist mit den danach weiter stattfindenden Hebungen des Lausitzer Blocks begründet. Die Blatt-Flora der Tone wird mit der von Sosnica (Polen) verglichen und belegt eine Einordnung in die Messinian-Stufe des Ober-Miozäns (WALTHER 1994, mündlich 2001).

3.8 Weißwasser-Flammentone

Auf der Trebendorfer Hochfläche sind im Graben von Weißwasser rötlich geflammte helle Tone erhalten, die derzeit im Tagebau Nochten aufgeschlossen sind. Sie wurden mit den sie begleitenden Sanden als „Schichten von Weißwasser“ bezeichnet (LOTSCH 1981). Mit der Bohrung Nochten-Ost 4803/78 wurde eine Blattflora aufgeschlossen, die mit der benachbarten von Ruzów (Polen) zu vergleichen ist und die in die Landsäuger-Zone MN 14 eingestuft wird (MAI & WÄHNERT 2000). Damit ist die Zuordnung dieser Sedimente zum TB 3.4 sensu HAQ et al. 1988 gesichert. Im Gegensatz zur Flora von Ottendorf-Okrilla gehört die Flora von Nochten-Ost bereits zum Unter-Pliozän, Zanclean-Stufe.

3.9 Bautzen-Elbeschotter

Ab dem Ober-Pliozän (Gelasian-Stufe) und vor allem im Pleistozän wurde die Eustatik und das Sedimentationsgeschehen zunehmend von kalten Klimaperioden beeinflusst (Anlage 2). Sie gipfelten in der Lausitz mit den glazialen Ablagerungen ab dem Mittel-Pleistozän. Vorbote der Sedimentationsbeeinflussung in der Lausitz durch Glaziation reflektieren die Ablagerungen der Elbeläufe und ihrer Nebenflüsse mit kryoturbaten Strukturen (WOLF & SCHUBERT 1992). Knochenfunde von *Mammuthus* („*Archidiskodon*“) *meridionales* (Südelefant) und normale paläomagnetische Polarität (WOLF & SCHUBERT 1992) machen die Zuordnung der Sande und Kiese des Bautzen-Elbelaufs mit kryoturbaten Strukturen zur Gelasian-Stufe (Olduvai-Subchron, Anlage 2) wahrscheinlich. Sein verzweigter Verlauf lässt sich über die Vorkommen Coblenz, Crostewitz, Schmeckwitz, Wiesa sowie Wetro, Puschwitz, Merka, Kleinsaubernitz, Hähnchen, Weißwasser verfolgen (WOLF & SCHUBERT 1992).

Danksagung

Meinen Kollegen in der Geologischen Landesaufnahme Kleinmachnow Herrn Dipl.-Geol. Jortzig, Herrn Dipl.-Geol. Lippstreu und Herrn Dipl.-Geol. Hermsdorf danke ich für wertvolle Hinweise bei der Bearbeitung der stratigraphischen Übersichten. Besonders sei Herrn Dr. Thieke für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die Anregungen gedankt. Meine Kenntnisse zum Braunkohlenrevier Lausitz verdanke ich der jahrelangen Mitarbeit in der LAUBAG, jetzt Vattenfall Europe Mining AG. Wertvoll waren die fachlichen Auseinandersetzungen mit Herrn Dipl.-Geol. Bahrt. Es freut mich besonders, dass die jahrelangen und fruchtbaren Dis-

kussionen mit Herrn Dipl.-Geol. Dr. Schneider/Hoyerswerda zu dem vorliegenden Ergebnis wesentlich beitrugen. Letztendlich waren die Hinweise der Gutachter des Manuskripts, Herr Prof. Dr. Jäger/Martin-Luther-Univ. Halle sowie Herr Dr. habil. Heinrich/Humboldt-Univ. Berlin, sehr dienlich.

Literatur

- ALEXOWSKY, W., STANDKE, G. & P. SUHR (1989): Beitrag zur weiteren lithostratigraphischen Untergliederung des Tertiärprofils in der Niederlausitz. - *Geoprofil* **1**, S. 57-62, Freiberg
- ANDERSON, H.-J. (1958): Die Pectiniden des niederrheinischen Chatt. - *Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfalen* **1**, S. 297-321, Krefeld
- AGUSTI, J., CABRERA, L., GARCÉS, M., KRIJGSMAN, W., OMS, O. & J. M. PARÉS (2001): A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. - *Earth-Science Reviews* **52**, S. 247-260, Amsterdam
- ARRIBAS, A. & P. PALMQVIST (1999): On the Ecological Connection Between Sabre-tooth and Hominids: Faunal Dispersal Events in the Lower Pleistocene and a Review of the Evidence for the First Human Arrival in Europe. - *Journal of Archaeological Science* **26**, S. 571-585, London
- APELLANIZ, E., ORUE-ETXEBARRIA, X. & H. LUTERBACHER (2002): Evolution of the early Paleocene planktonic foraminifera: a Basque point of view. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **225**, 2, S. 157-194, Stuttgart
- BÁLDI-BEKE, M. (2003): Time of the Eocene transgressions in Hungary: evaluation of the nannoplankton biostratigraphy and magnetostratigraphy. - *Bulletin of the Hungarian Geological Society* **133**, S. 437-440, Budapest
- BELLON, H., BUZEK, C., GAUDANT, J. & H. WALTHER (1998): The České Stredohor magmatic complex in Northern Bohemia ⁴⁰K-⁴⁰Ar ages for volcanism and biostratigraphy of the Cenozoic freshwater formations. - *Newsl. Stratigr.* **35**, 2/3, S. 77-103, Berlin
- BERGGREN, W. A., HILGEN, F. J., LANGEREIS, C. G., KENT, D. V., OBRADOVICH, J. D., RAFFI, I., RAYNO, M. E. & N. J. SHACKLETON (1995): Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. - *Geological Society of America Bulletin* **107**, 11, S. 1272-1287, Boulder, Colorado
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, C. C. & M.-P. AUBRY (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. - In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.-P. & J. HARDENBOL (Eds.): *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. - *SEPM special Publication* **54**, S. 129-212, Tulsa
- BERGGREN, W. A. & K. G. MILLER (1988): Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. - *Journal of micropaleontology* **34**, S. 362-380, London
- BESCHOW, R. (1995): Lagerungsstörungen im Tagebau Schlabendorf-Süd. - In: SCHROEDER, J. H. & W. NOWEL (Hrsg.): *Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 3*, S. 119-126, Berlin
- BLOW, W. H. (1979): The Cenozoic Globigerinida: A Study of the Morphology, Taxonomy, Evolutionary Relationships and the Stratigraphical Distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea). - Vol 1-3, 1403 S., Leiden (E. J. Brill)
- BLUMENSTENGEL, H. (2002): Probleme der Paläogen-Stratigraphie in Thüringen. - *Beitr. Geol. Thüringen N. F.* **9**, S. 27-40, Jena
- BLUMENSTENGEL, H., KRUTZSCH, W. & L. VOLLAND. mit Beiträgen von KNOTH, W. (Kap. 4) und KNUTH, G. (Kap. 8) (1996): *Revidierte Stratigraphie tertiärer Ablagerungen im südlichen Sachsen-Anhalt Teil 1: Raum Halle-Merseburg*. - *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften R. B, Beiheft 1*, 101 S., Halle (Saale)
- BOGAARD, C. van der, BOGAARD P. van der & H.-U. SCHMINCKE (1989): Quartärgeologisch-tephrostratigraphische Neuaufnahme und Interpretation des Pleistozänprofils Kärlich. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **39**, S. 62-85, Hannover
- BÖHME, M. (2001): Die Landsäugerfauna des Unteroligozäns der Leipziger Bucht – Stratigraphie, Genese und Ökologie. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **220**, 1, S. 63-82, Stuttgart
- BÖNISCH, R. (1989): Rhythmizität und Symmetrie im 2. Lausitzer Flözhorizont – ein Beitrag zur Flözgenese. - *Z. Angew. Geol.* **35** 4, S. 106-110, Berlin
- BÖNISCH, R., GRUNERT, K. & W. SCHNEIDER (1983): Neue Untersuchungsergebnisse der kohlegeologischen Erkundung im Förderraum Lausitz. - *Z. Angew. Geol.* **29** 10, S. 469-475, Berlin
- BÖNISCH, R. & K. GRUNERT (1985): Verschleifung und Aufspaltung der 2. Bank des 2. Lausitzer Flözes im Gebiet Lübbenau-Cottbus-Forst. - *Z. Angew. Geol.* **31**, 2, S. 33-39, Berlin
- BÖNISCH, R. & K. GRUNERT (1989): Ergebnisse der Detailerkundung des Zinnitzer Grabens im Tertiär der Niederlausitz. - *Freiberger Forschungsheft C* **434**, S. 36-47, Leipzig
- BOUSKA, V. & J.-M. LANGE (1999): Geology of the moldavite-bearing sediments in Central Europe. - *Schr. d. Staatl. Museums f. Mineralogie und Geologie zu Dresden* **10**, S. 20-24, Dresden
- BUKRY, D. (1973): Low-attitude coccolith biostratigraphic zonation. - *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **15**, S. 127-149, Washington D. C.
- BUKRY, D. (1975): Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg. 32. - *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **32**, S. 67-701, Washington D. C.
- BÜLOW, W. v. (2000): Lithologische Gliederung der Schichtenfolge und geologisches Modell seit dem Ober-Oligozän. - In: BÜLOW, W. v. (Hrsg.): *Geologische Entwicklung Südwest-Mecklenburgs seit dem Ober-Oligozän*. - *Schrift.r. f. Geowiss.* **10**, S. 31-59, Berlin
- CANDE, S. C. & D. V. KENT (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. - *J. Geophys. Res.* **100**, 6, S. 93-95, Washington D. C.
- CAVELIER, C., MÉNILLET, F. & J. RIVELINE (1980): Oligocène et Miocène basal. - In: MÉGNIEN, C. (Ed.): *Synthèse Géologique du bassins de Paris, Volume 1: Stratigraphie et Paléogéographie, Mémoire BRGM* **102**, 466 S., Paris
- CZAJA, A. (1999): Tetta-Buchholz – eine neue Fundstelle tertiärer Pflanzenreste in der Oberlausitz. - In: BRAUSE, H. & K. HOTH (Hrsg.): *Tagungsband zur 8. Jahrestagung in Görlitz zum Haupt-*

- thema „Westsudeten“. - Exkurs.f. u. Veröffl. GGW **206**, S. 43, Berlin
- DALEY, B. & P. BALSON (1999): British Tertiary Stratigraphy. - GCR Volume No. **15**, 388 S., London
- ERKUNDUNGSMETHODIK BRAUNKOHLE (1985): Ministerium für Kohle und Energie, Ministerium für Geologie, Berlin
- FAHLBUSCH, V. (1976): Report on the international symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. - Newsl. Stratigr. v. **5**, 2/3, S. 160-167, Stuttgart
- FEJFAR, O. & W.-D. HEINRICH (1983): Arvicoliden-Sukzession und Biostratigraphie des Oberpliozäns und Quartärs in Europa. - In: HEINRICH W.-D. (Hrsg.): Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum. - Schriftf. geol. Wiss. **19/20**, S. 61-109, Berlin
- FEJFAR, O. & W.-D. HEINRICH (1989): Muroid Rodent biochronology of the Neogene and Quaternary in Europe. - In: LINDSAY, E., FAHLBUSCH, V. & P. MEIN (Eds.): European Neogene Mammal Chronology. - NATO ASI Series **A 180**, S. 91-117, New York
- FISCHER, O. & U. STRIEGLER (1991/92): Die fossile Flora des Blättertons von Wischgrund Teil III. - Natur und Landschaft in der Niederlausitz **13**, S. 12-26, Cottbus
- FRANZEN, J. L. (1995): Die Equoidea des europäischen Mitteleozäns (Geiseltalium). - Hallesches Jahrb. Geowiss. **B 17**, S. 31-45, Halle (Saale)
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. - 1141 S., 4. Auflage, Stuttgart (Schweizerbart)
- GIBBARD, P. L., WEST, R. G., ZAGWIN, W. H., BALSON, P. S., BURGER, A. W., FUNNELL, B. M., JEFFRY, D. H., de JONG, J., van KOLFSCHOTEN, T., LISTER, A. M., MEIJER, T., NORTON, P. E. P., PREECE, R. C., ROSE, J., STUART, A. J., WHITEMAN, C. A. & J. A. ZALASIEWICZ (1991): Early and Early Middle Pleistocene correlations in the Southern North Sea Basin. - Quaternary Science Reviews **10**, S. 23-57, Oxford
- GINSBURG, L. (1989): The Faunas and stratigraphical Subdivisions of the Orleanian in the Loire Basin (France). - In: LINDSAY, E., FAHLBUSCH, V. & P. MEIN (Eds.): European Neogene Mammal Chronology. - NATO ASI Series **A 180**, S. 157-176, New York
- GOTH, K. & P. SUHR (1999): Ein tertiäres Klimaarchiv in der Lausitz – erste Ergebnisse der Forschungsbohrung Baruth. - In: BRAUSE, H. & K. HOTH (Hrsg.): Tagungsband zur 8. Jahrestagung in Görlitz zum Hauptthema „Westsudeten“. - Exkurs.f. u. Veröffl. GGW **206**, S. 41-43, Berlin
- GÖTHEL, M. (2002): Die Seese-Sande des Mittel-Miozäns der Lausitz – Ablagerungen einer Tsunami? - Natur und Landschaft in der Niederlausitz **22**, S. 1-7, Cottbus
- GÖTHEL, M. & K. GRUNERT (1996): Neue Erkenntnisse aus der Braunkohlen-Erkundung zur Trias-Stratigraphie der Lausitzer Triasscholle. - Freiburger Forsch.h. **C 464**, S. 175-202, Freiberg
- GÖTHEL, M. & W. SCHNEIDER (2004): Die miozänen Ablagerungen und Pflanzenfossilien des Deckgebirges im Tagebau Cottbus-Nord im Rahmen der sequenzstratigraphischen Gliederung des Neogens der Lausitz. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **11**, 1, S. 49-72, Kleinmachnow
- GRAMANN, F. & C. H. von DANIELS (1988): Foraminifera. - In: VINKEN, R. (Ed.): The Northwest European Tertiary Basin. - Geol. Jb. **A 100**, S. 145-151, Hannover
- GRAMANN, F. & D. SPIEGLER (1986): The Northwest German Tertiary Basin – Oligocene. - In: TOBIEN, H. (Ed.): Nordwestdeutschland im Tertiär. - Beitr. z. Reg. Geol. d. Erde **18**, S. 669 - 687, Berlin
- GUÉRIN, C. (1989): Biozones or Mammal units? Methods and limits in Biochronology. - In: LINDSAY, E., FAHLBUSCH, V. & P. MEIN (Eds.): European Neogene Mammal Chronology. - NATO ASI Series **A 180**, S. 119-130, New York
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & P. R. VAIL (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. - In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., ROSS, C. A., POSAMENTIER, H., van WAGONER, J. & C. G. S. C. KENDALL (Eds): Sea-level changes: An integrated approach. - SEPM Special Publication **42**, S. 71-108, Tulsa
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., THIERRY J., GRACIANSKY, P.-C. & P. R. VAIL (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Chart. - In: GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., THIERRY, J. & P. R. VAIL (1998): Sequence Stratigraphy of European Basins. - SEPM Special Publication **60**, 786 S., Tulsa
- HINSCH, W., JAKUBOWSKI, G., JANSSEN, A. W., JANSSEN, C. & C. KING (1988): Benthic molluscs (Pelecypods, Gastropods). The description of the interregional zonation (BM zones) and its correlation with the regional lithostratigraphy. - In: VINKEN, R. (Ed.): The Northwest European Tertiary Basin. - Geol. Jb. **A 100**, S. 344-356, Hannover
- INTERNATIONAL COMMISSION STRATIGRAPHY (2003): Overview of Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSP's). - www.stratigraphy.org/gssp.htm
- JARZEVA, M. W., LOTSCH, D. & G. I. NEMKOW (1968): Zur Nummulitenfauna des mittleren und höheren Eozäns der Deutschen Demokratischen Republik. - Geologie **17**, 4, S. 418-459, Berlin
- KEILHACK, K. (1913): Die geologischen Verhältnisse des Niederlausitzer Braunkohlengebietes mit besonderer Berücksichtigung der Felder der Ilse Bergbau-Actiengesellschaft in Grube Ilse. - In Festschrift zur Feier des 25jährigen Bestehens der Ilse Bergbau-Actiengesellschaft, S.5-53, Ilse Bergbau-AG (Selbstverlag)
- KEILHACK, K. (1938): Fünzig Jahre Ilse Bergbau-Actiengesellschaft - Die geologischen Verhältnisse der Niederlausitz mit besonderer Berücksichtigung der alten und neuen Tagebaue der Ilse Bergbau-Actiengesellschaft, 96 S., Ilse Bergbau-AG (Selbstverlag)
- KIESEL, Y. & D. LOTSCH (1969): Zur stratigraphischen Gliederung des Tertiärs nach Foraminiferen und anderen Elementen der Mikrofauna. - In: LOTSCH, D. (Hrsg.): Stratigraphisches Korrelationsschema für das Tertiär der DDR. - Abh. Zentr. Geol. Inst. **12**, S. 66-112, Berlin
- KOCKEL, F. (1988): The German Democratic Republic. - In: VINKEN, R. (Ed.): The Northwest European Tertiary Basin. - Geol. Jb. **A 100**, S. 93-98, Hannover
- KOENIGSWALD, W. v. & W.-D. HEINRICH (1999): Mittelpleistozäne Säugetierfaunen aus Mitteleuropa – der Versuch einer biostratigraphischen Zuordnung. - Kaupia, Darmstädter Beitr. zur Naturgeschichte **9**, S. 53-112, Darmstadt

- KÖTHE, A., WEISS, W. & R. ZWIRNER (2002): Die oligozäne und miozäne Schichtenfolge im mittleren Teil der Salzstruktur Gorbelen-Rambow. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **9**, 1/2, S. 17-31, Kleinmachnow
- KRUTZSCH, W. (2000): Stratigraphische Tabelle Oberoligozän und Neogen (marin-kontinental). - Berliner geowiss. Abh. **E 34**, S. 153-165, Berlin
- KRUTZSCH, W. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mittelozän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphien – paläobotanisch-ökologische Klimastratigraphie – Evolutions-Stratigraphie der Vertebraten). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **186**, 1-2, S. 137-253, Stuttgart
- KÜHNER, R. (1991/92): Ein Blättertonvorkommen im Tagebau Cottbus-Nord. - Natur und Landschaft in der Niederlausitz **13**, S. 33-35, Cottbus
- LANGE, J.-M. & P. SUHR (1999): Die Lausitzer Moldavite und ihr geologisches Umfeld. - Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden **10**, S. 71-99, Dresden
- LOCKER, S. (1968): Coccolithophoriden aus dem Alttertiär Mitteleuropas. Taxonomische und biostratigraphische Untersuchungen. - Diss., 125 S., 12 Abb., 9 Tab., 15 Tafeln, Humboldt-Univ. Berlin
- LOCKER, S. (1972): Coccolithineen aus dem Paläogen Mitteleuropas. - Paläontologische Abh. **B 3**, 5, S. 735-853, Berlin
- LOCKER, S. (1988): The German Democratic Republic. - In: VINKEN, R. (Ed.): The Northwest European Tertiary Basin. - Geol. Jb. **A 100**, S. 283-287, Hannover
- LOTSCH, D. (1981): Korrelationstabelle der lithostratigraphischen Einheiten des Tertiärs der DDR. - TGL 25234/08: Fachbereichsstandard Geologie, Stratigraphische Skala der DDR, Berlin
- MADE, J. van der (1999): Intercontinental relationship Europe-Africa and the Indian Subcontinent. - In: RÖSSNER, G. E. & K. HEISSIG (Eds.): The Miocene Land Mammals of Europe, S. 457-472, München
- MAI, D. H. (1967): Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der DDR. - Abh. Zentr. Geol. Inst. **10**, S. 55-82, Berlin
- MAI, D. H. (1969): Die megafloristische Gliederung des jüngeren Tertiärs (Oberoligozän bis Pliozän), methodische Grundlagen und gegenwärtiger Stand. - In: LOTSCH, D. (Hrsg.): Stratigraphisches Korrelationsschema für das Tertiär der DDR. - Abh. Zentr. Geol. Inst. **12**, S. 49-66, Berlin
- MAI, D. H. (1989): Die fossile Flora des Blättertons von Wischgrund und anderer gleichaltriger Fundstellen der Klettwitzer Hochfläche Teil II. - Natur und Landschaft im Bezirk Cottbus **11**, S. 3-44, Cottbus
- MAI, D. H. (1995): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. - 691 S., Jena (Fischer)
- MAI, D.-H. & V. WÄHNERT (2000): On the problems of the Pliocene Floras in Lusatia and Lower Silesia. - Act. Palaeobotanica **40**, 2, S. 165-205, Krakow
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. - In: FARINACCI, A. (Ed.): Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970, Tecnoscienza S. 739-785, Roma
- MÉDUS, J. & U. STRIEGLER (2002): Die fossile Flora des Blättertons von Wischgrund (Miozän, Niederlausitz) Teil IV: Pollen und Makroflora im Vergleich. - Natur und Landschaft in der Niederlausitz **22**, S. 18-37, Cottbus
- MEIN, P. (1979): Rapport d'activité de travail vertebres mise à jour de la biostratigraphie du Néogène basée sur les mammifères. - Ann. Géol. Pays Hellén., Tome hors serie, S. 1367-1372, Athènes
- MEIN, P. (1989): Updating of MN Zones. - In: LINDSAY, E., FAHLBUSCH, V. & P. MEIN (Eds.): European Neogene Mammal Chronology. - NATO ASI Series **A 180**, S. 73-90, New York
- MEIN, P. (1999): European Miocene Mammal Biochronology. - In: RÖSSNER, G. E. & HEISSIG, K. (Eds.): The Miocene Land Mammals of Europe, S. 25-38, München
- MENNING, M. & A. HENDRICH (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland. - Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK), 1. Aufl., Potsdam
- MÜLLER, S. (2000): Mikrofaunistische Gliederung des Ober-Oligozän in SW-Mecklenburg. - In: BÜLOW, W. von. (Ed.): Geologische Entwicklung Südwest-Mecklenburgs seit dem Ober-Oligozän. - Schriftenr. f. Geowiss. **10**, S. 61-77, Berlin
- MUSSI, M. & M. R. PALOMBO (2001): Human/carnivore interaction in the Middle Pleistocene of Latium (Central Italy): an open question. - In: The Word of Elephants – Int. Congr., S. 67-75, Rome
- NEAL, J. E., STEIN, J. A. & J. M. GAMBER (1998): Nested stratigraphic cycles and depositional systems of the Paleogene Central North Sea. - In: GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., THIERRY, J. & P. R. VAIL (1998): Sequence Stratigraphy of European Basins. - SEPM Special Publication No **60**, S. 261-288, Tulsa
- NEAL, J. E. & J. HARDENBOL (1998): Introduction to the Paleogene. - In: GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., THIERRY, J. & P. R. VAIL (1998): Sequence Stratigraphy of European Basins. - SEPM Special Publication **60**, S. 86-90, Tulsa
- PRIBBERNOW, K. (2001): Die miozäne Blätterflora von Hohenleipisch, Niederlausitz. - Natur und Landschaft in der Niederlausitz **21**, S. 22-61, Cottbus
- RATHNER, U., SÜSS, H. & H. WAGNER (1988): Ein Mammutbaumstüben aus dem auflässigen Braunkohlentagebau Piskowitz bei Kamenz (Westlausitz). - Veröff. Mus. Westlausitz **18**, S. 18-24, Kamenz
- SCHMIDT-KITTLER, N. (1887): Correlation tables. - In: SCHMIDT-KITTLER, N. (Ed.): Int. Symp. on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene – Mainz, February 18th-21st 1987. - Münchner geowiss. Abh. **A 10**, S. 17-19, München
- SCHNEIDER, W. (1979): Zur Feinstratigraphie des 2. Lausitzer Flözhorizonts (Miozän) unter besonderer Berücksichtigung der Verbreitung der Koniferengattung *Cunninghamia* R. Br.. - Z. geol. Wiss. **7**, 4, S. 479-485, Berlin

- SCHNEIDER, W. (1997): Die Entwicklung der tertiären Moorlandschaften im Raum Gräbendorf (2. Lausitzer Flözhorizont, Flözbank 2). - *Natur und Landschaft in der Niederlausitz* **18**, S. 79-93, Cottbus
- SCHNEIDER, W. & A. GRÖSCHKE (2003): Bernstein und Blattreste im miozänen Raunoer Fluss. - *Natur und Landschaft in der Niederlausitz* **23**, S. 41-71, Cottbus
- SCHUBERT, G. (1988): Ein historisches Aufschlussfoto als Beitrag zur Forschungsgeschichte des Tertiärs von Merka, Kreis Bautzen. - *Veröff. d. Museums d. Westlausitz* **12**, S. 4-12, Kamenz
- SCHUBERT, G. (1990): Tuffiteinlagerungen im Tertiär (Miozän) von Piskowitz, Kreis Kamenz. - *Veröff. d. Museums d. Westlausitz* **14**, S. 3-8, Kamenz
- STACKEBRANDT, W. & A. O. LUDWIG (2002): Hinweise auf neotektonische Aktivitäten im nördlichen Mitteleuropa. - *Terra Nostra* **6**, S. 349-351, Berlin
- SHACKLETON, N. J., HALL, M. A. & D. PATE (1995): Pliocene stable-isotope stratigraphy of Site 846. - In: PISIAS, N. G., MAYER, L. A., JANECEK, T. R., PALMER-JULSON, A. & T. H. van ANDEL (Eds.): *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results* **138**, S. 337-355, College Station, Texas
- STANDKE, G. (2000): Paläogeographisch-fazielle Modellierung des Unter-/Mittelmiozän-Grenzbereichs in der Lausitz (Briesker Folge/Formation). - *Diss.*, 116 S., TU Bergakademie Freiberg.
- STANDKE, G. & C. STRAUSS (1991): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie der Oberlausitzer Braunkohlen-Lagerstätten. - In: *Tagungsmaterial, Kurzfassungen und Exkursionsführer der 38. Jahrestagung in Cottbus, 19.-22. Okt. 1991, Tagungsthema „Geologie und Lagerstätten der Niederlausitz“*, S. 84-89, Berlin
- STANDKE, G., RASCHER, J. & C. STRAUSS (1993): Relative sea-level fluctuations and brown coal formation around the Early-Middle Miocene boundary in the Lusatian Brown Coal District. - *Geol. Rundsch.* **82**, 295-305, Berlin
- STEININGER, F. F. (1999): Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene „European Land Mammal Mega-Zones“ (ELMMZ) and the Miocene “Mammal-Zones (MN-Zones)”. - In: RÖSSNER, G. E. & K. HEISSIG (Eds.): *The Miocene Land Mammals of Europe*, S. 9-24, München
- STEHLIN, H. G. (1909): Remarques sur les faunes de Mammifères des couches eocènes et oligocènes du Bassin du Paris. - *Bull. Soc. Géol. Fr.* **9**, S. 488-520, Paris
- STRIEGLER, U. (1985): Die fossile Flora des Blättertons von Wischgrund Teil I. - *Natur und Landschaft im Bezirk Cottbus* **7**, S. 3-35, Cottbus
- STRIEGLER, U. & R. STRIEGLER (1981): Die paläobotanische Sammeltätigkeit des Bezirksmuseums Cottbus auf der Klettwitzer Hochfläche. - *Natur und Landschaft im Bezirk Cottbus* **3**, S. 72-84, Cottbus
- SUHR, P., SCHNEIDER, W. & J.-M. LANGE (1992): Facies relationships and depositional environments of the Lausitzer (Lusatic) Tertiary. - *13th IAS Reg. Meet. Sedimentology, Exc. Guide-book*, S. 229-260, Jena
- TIETZ, O. & A. CZAJA (1999): Die Geologie des Berzdorfer Braunkohlen-Beckens in der Oberlausitz/Südostdeutschland. - *Sächsische Heimatblätter* **45**, 5/99, S. 317-223
- TIETZ, O. (2001): Abschlußbericht zum DFG-Projekt “Paläobotanik Berzdorf”. - *13 S.*, Staatl. Museum f. Naturkunde, Görlitz
- VANDEBERGHE, N. & J. HARDENBOL (1998): Introduction to the Neogene. - In: GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., THIERRY, J. & P. R. VAIL (1998): *Sequence Stratigraphy of European Basins*. - *SEPM Special Publication* **60**, S. 83-85, Tulsa
- VANDEBERGHE, N., LAGA, P., STEURBAUT, E., HARDENBOL, J. & P. R. VAIL (1998): Tertiary Sequence Stratigraphy at the southern border of the North Sea Basin in Belgium. - In: GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., THIERRY, J. & P. R. VAIL (1998): *Sequence Stratigraphy of European Basins*. - *SEPM Special Publication* **60**, S. 120-154, Tulsa
- VAKARCS, G., HARDENBOL, J., ABREU, V. S., VAIL, P. R., VÁRNAI, P. & G. TARI (1998): Oligocene – Middle Miocene depositional sequences of the Central Paratethys and their correlation with regional stages. - In: GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., THIERRY, J. & P. R. VAIL (1998): *Sequence Stratigraphy of European Basins*. - *SEPM Special Publication* **60**, S. 209-231, Tulsa
- VULPIUS, R. (2003): Die Glassande von Hohenbocka – neue Einblicke in die Geologie ihres Vorkommens. - *Natur und Landschaft in der Niederlausitz* **23**, S. 3-15, Cottbus
- WALTHER, H. (1994): Die neogene Flora von Ottendorf-Okrilla. - *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **7**, S. 210-211, Altenburg
- WALTHER, H. (1996): Das Tertiär-Vorkommen von Seifhennersdorf (Oberlausitz, Deutschland). - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **200**, 1/2, S. 5-26, Stuttgart
- WOLF, L. & G. SCHUBERT (1992): Die spätertertiären bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. - *Geoprofil* **4**, S. 1-43, Freiberg
- WORNARDT, W. W. (1999): Revision of Sequences Boundaries and Maximum Flooding Surfaces: Jurassic to Recent. - *Presentation at the Offshore Technology Conference held in Houston, Texas, 3-6 May 1999*, 18 S., Houston
- ZAGWIJN, W. H. (1987): Correlations of continental and marine Neogene deposits in the south-eastern Netherlands and the Lower Rhine district. - *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.* **24**, 1-2, S. 59-78, Leiden

Anschrift des Autors:
 Dipl.-Geol. Michael Göthel
 Landesamt für Bergbau, Geologie
 und Rohstoffe Brandenburg
 Bereich Geologie
 Stahnsdorfer Damm 77
 14532 Kleinmachnow
 E-mail: goethel@lgrb.de

Mitteilung aus dem Landesamt No. 189

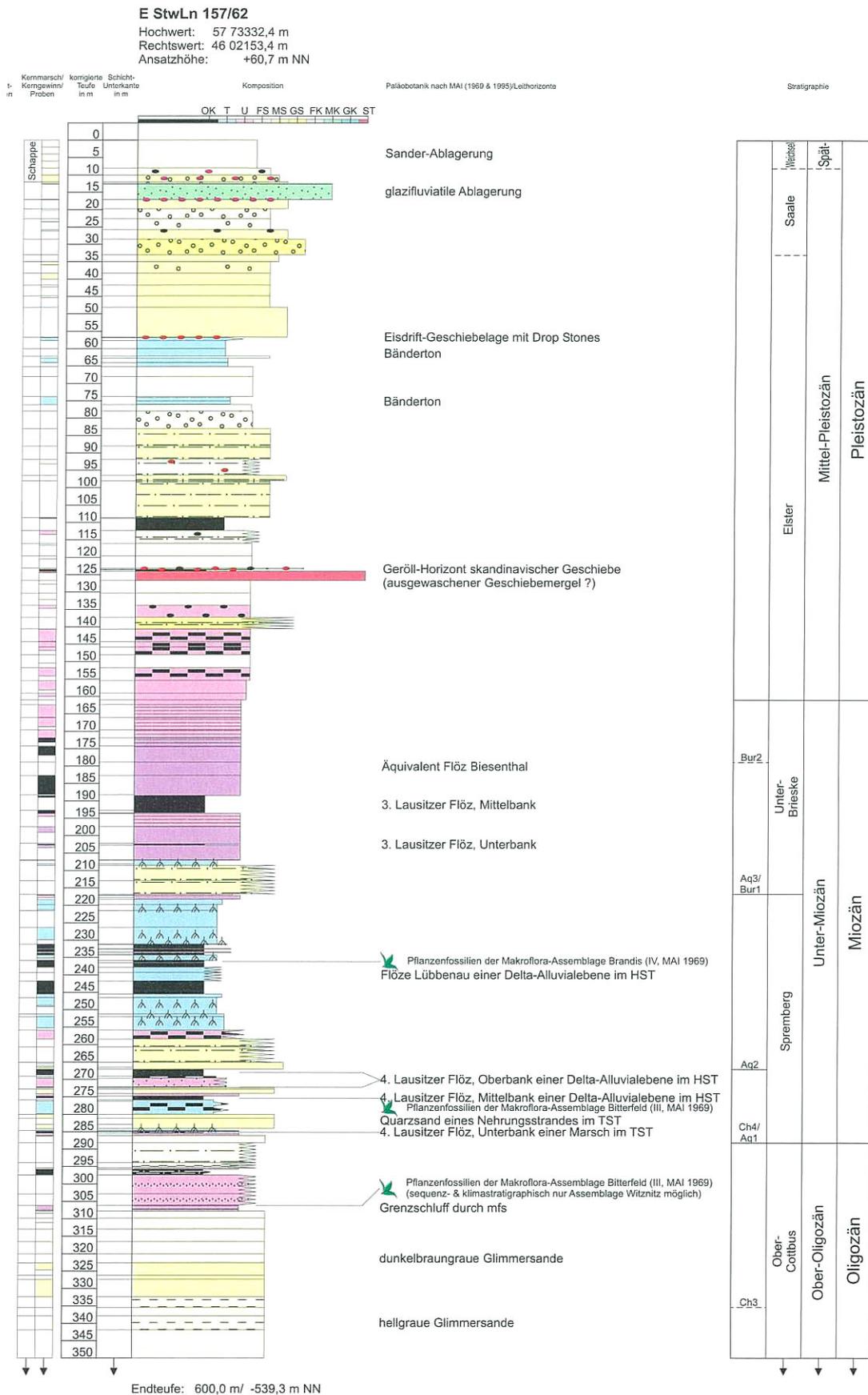


Abb. 2 Lithologische Entwicklung, Paläontologie und Sequenzstratigraphie von Pleistozän und Miozän der Bohrung Staakow 157/62 (Legende zur Lithologie nach DIN 21920, Teil 1 siehe Abb. 1)

Fig. 2 Lithologic formation, palaeontology and sequence-stratigraphy of the Pleistocene and Miocene series according drilling Staakow 157/62 (Legend to the lithology by the German standard DIN 21920, part 1 showing Fig. 1)